

Федеральное агентство научных организаций  
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
«ИНСТИТУТ ЭКОЛОГИИ ВОЛЖСКОГО БАССЕЙНА  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»

*На правах рукописи*

*Шарая*

**ШАРАЯ ЛАРИСА СТАНИСЛАВОВНА**

**ПРОГНОЗНОЕ ЛАНДШАФТНО-  
ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ  
(МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)**

Специальность 03.02.08 – экология (биологические науки)

Диссертация

на соискание ученой степени доктора биологических наук

Научный консультант:  
доктор географических наук, профессор  
Э. Г. Коломыц

Тольятти – 2017

## Содержание

	Стр.
Глава 1. Введение	3
Глава 2. Принципы картографирования лесных и агроэкосистем в пространстве и во времени	12
2.1. Состояние проблемы	12
2.2. Использование геоморфометрии	21
2.3. Методы статистического анализа	33
2.4. Концепция типов местоположений	35
2.5. Расчет и построение прогнозных карт	39
Глава 3. Крупномасштабное прогнозное картографирование при сравнительном изучении лесных экосистем из гумидной и полупустынной зон	42
3.1. Объекты исследования	42
3.2. Описание сопряжений типов местоположений	54
3.3. Картографирование пространственной мозаики гидротермических условий	59
3.4. Картографирование показателей устойчивости лесных экосистем	70
3.5. Картографические модели запасов и прогнозируемого баланса углерода	89
3.6. Картографирование структурных состояний экосистем для базового и прогнозного периодов	101
Глава 4. Углеродный баланс лесных экосистем Окского бассейна	122
4.1. Состояние вопроса	122
4.2. Объекты, методы и постановка задачи	126
4.3. Формирование карты запасов углерода в лесных экосистемах бассейна	129
4.4. Обсуждение и заключения	144
Глава 5. Прогнозные оценки урожайности озимой пшеницы с учетом рельефа, климата и почв	146
5.1. Состояние вопроса	146
5.2. Учет рельефа, осадков и типов почв	160
5.3. Учет рельефа, температур, осадков и типов почв	174
Благодарности	184
Выводы	184
Приложение 1. Новые формализованные факторы окружающей среды, описывающие ландшафтно-экологические процессы и явления	187
Список литературы	210

## Глава 1. Введение

**Актуальность** построения прогнозных карт лесных экосистем и агроландшафтов связана в первую очередь с глобальным изменением климата. Мелкомасштабные модели и карты (Aber et al., 2001; Alo, Wang, 2008; Tatsumi et al., 2011; Жильцова, Анисимов, 2013; Huang, 2016 и др.) имеют большую неопределенность в прогнозах, а заложенные в них принципы нередко меняются с обнаружением новых тенденций на более крупных масштабах (McGuire et al., 2009). В этой связи осознана актуальность формирования крупномасштабных прогнозных карт на базе более объективных моделей, оперирующих ограниченным числом реально измеряемых характеристик растительности и выявленных связей (Zeide, 1999; Guisan, Zimmermann, 2000).

На крупных и средних масштабах действие меняющегося климата на растительность нельзя рассматривать вне ландшафта, в частности, без учета рельефа, существенно определяющего гидротермические, радиационные и эдафические условия (Коломыц, 2008; Лукина и др., 2015). Описание рельефа часто ограничивают лишь высотой, крутизной и экспозицией. Введение расширенной системы 18 базовых количественных характеристик рельефа, для каждой из которых описан смысл в терминах ландшафтных процессов и явлений (Shary et al., 2002), обеспечило ландшафтно-экологический подход новым пулом абиотических факторов для анализа.

Изучению связей внутри лесных экосистем посвящен впечатляющий ряд исследований отечественной школы ландшафтоведения (Сочава, 1975; Крауклис, 1979; Исаченко, 2001 и др.). Разрабатывались также методы прогнозного моделирования и картографирования, в том числе геоботанического (Жуков и др., 1980; Киселев, 1985 и др.). Однако составление прогнозных карт, основанных на изученных связях, оставалось затруднительным из-за недостаточной разработанности корректных методов отражения выявленных закономерностей. Количественные методы прогнозного картографирования могут опираться на технологию построения пространст-

венных моделей, которая основана на прямом статистическом сравнении изучаемых биотических характеристик с факторами окружающей среды (Guisan, Zimmermann, 2000; Maggini et al., 2006; Sharaya, Shary, 2011 и др.). Такие пространственные модели для базового периода можно верифицировать, что делает прогнозные модели и карты частично верифицированными.

**Цель исследования** – установить основные закономерности изменения в пространстве лесных экосистем и агроландшафтов и на их основе сформировать принципы, подходы и методы крупно- и среднemasштабного картографирования прогнозных преобразований в связи с изменением климата.

Для достижения этой цели решались **следующие задачи**:

1. Проанализировать различные методы моделирования прогнозных состояний лесных экосистем и агроландшафтов, оценить вклад отдельных факторов среды в общую модель и их совместное действие, провести верификацию моделей и отобрать методы, наиболее эффективные для построения прогнозных карт.

2. Построить пространственные модели и карты ландшафтных сопряжений типов местоположений, модифицировав их рассмотрением не только профиля, но и плана, а также учетом экспозиции склонов. Оценить вклад модифицированных типов местоположений в пространственную дифференциацию лесных экосистем для базового и прогнозного периодов.

3. Установить закономерности пространственных связей для современных и прогнозируемых влагозапасов и температуры почв с типами местоположений и рельефом, на основе выявленных связей рассчитать карты прогнозируемых гидротермических характеристик для лесных экосистем из разных природных зон.

4. Сформировать модели и построить крупномасштабные карты функциональных и структурных характеристик лесных экосистем для базового периода на основе пространственных моделей влагозапасов и температуры

почв. Используя модели базового периода в качестве предикторов, построить карты функциональных и структурных изменений экосистем.

5. Изучить роль количественных показателей резистентной и упругой устойчивости в прогнозных картографических моделях, модифицировав их расчет введением весовых коэффициентов при скоростях метаболических процессов. Сравнить характер влияния этих показателей на направление и глубину климатогенных изменений лесных экосистем на южных границах лесостепи и подтайги.

6. Сформировать модель и карту базовых запасов суммарного углерода в лесных экосистемах для бассейна р. Оки, а также – модель и прогнозную карту углеродного баланса на 2075 г. при использовании региональной модели типов мезоместоположений, геоботанической карты, массива измеренных и рассчитанных метаболических показателей.

7. Изучить роль мезорельефа агроландшафтов Среднерусской возвышенности в прогнозе урожайности озимой пшеницы; для построения прогнозных карт найти корректный способ использования взаимозависимых климатических показателей температур и осадков.

**Предмет исследования.** С помощью статистических методов рассчитываются и картографируются структурные и функциональные показатели состояния лесных экосистем и агроландшафтов для базового и прогнозного периодов, выясняется относительный вклад различных экологических факторов в пространственную изменчивость и климатогенные преобразования этих показателей во времени.

**Методы исследования.** В основе лежат выражающиеся картами модели нелинейной множественной регрессии, а также использование эмпирически найденных зависимостей структурных и метаболических показателей экосистем от прогнозируемых локальных гидротермических условий, отражающих изменения климата. С помощью метода индикаторов учитываются неколичественные факторы среды. Для оценки предсказательной силы моделей базового периода, они с помощью методики кросс-валидации

Аллена верифицируются по найденным эмпирически критериям успешности. Поскольку верифицированные по этим критериям модели на базовый срок используются для построения прогнозных моделей и карт, последние верифицированы частично. Набор факторов среды существенно увеличен за счет использования новой расширенной системы количественных характеристик рельефа.

### **Научная новизна.**

1. Предложена модификация системы типов местоположений, обобщающая известную катенарную систему учетом изменений склонов не только в профиле, но и в плане, а также учетом терморегима склонов. Это позволило использовать систему в качестве одного из ведущих факторов среды для прогнозного картографирования функциональных и структурных состояний лесных экосистем.
2. Предложено и апробировано использование в прогнозном картографировании метаболических показателей экосистем также моделей и карт прогнозируемых гидротермических характеристик, базовых показателей метаболизма, количественных показателей устойчивости.
3. Проведена модификация расчета количественных показателей упругой и резистентной устойчивости для двух лесных экосистем из разных природных зон путем введения весовых коэффициентов при скоростях процессов синтеза и деструкции. Выявлено, что эти показатели могут являться ведущими факторами для расчета прогнозных карт, и могут выступать индикаторами будущих преобразований экосистем.
4. Показана возможность формирования подробных региональных карт базовых запасов суммарного углерода в лесных экосистемах и изменения этих запасов при использовании концепции гомологии катенарных рядов близких иерархических уровней, карты мезоместоположений, метаболических показателей плакорно-экстразонального ряда для различных геоботанических ареалов. Балансовые оценки по карте сопоставимы с результатами других авторов. Выявлена резкая мозаичность такой карты, изучена по-

зитивная и негативная роль отдельных подсистем бассейна в общем изменении запасов углерода.

5. Построены прогнозные карты характеристик урожайности озимой пшеницы на Среднерусской возвышенности с учетом прогнозируемых климатических показателей, почв и мезорельефа. Обосновано, что учет мезорельефа важен для прогнозных оценок. Предложен новый подход для использования в регрессионной модели статистически тесно связанных климатических показателей температур и осадков, последовательность действия которых важна для урожая.

**Практическая значимость.** Для практики лесоводства в условиях меняющегося климата нужны крупно- и среднемасштабные прогнозные карты лесов. Такие карты могут строиться на основе развивающихся моделей, использующих различные климатические сценарии и разные свойства ландшафтов, которые могут быть приняты в качестве предикторов прогнозируемых состояний. В нашей работе показан спектр таких предикторов и примеры их использования, в том числе и те, которые приводят к частичной проверке прогнозных моделей.

В работе усовершенствован метод расчета показателей устойчивости лесных экосистем. Эти показатели способны характеризовать относительный потенциал и глубину климатогенных преобразований для разных фитоценозов.

Прогнозные карты характеристик урожайности сельскохозяйственных культур на средних масштабах очень редки и обычно не учитывают мезорельеф, а соответственно и создаваемые им гидротермические условия. В данной работе описаны подходы и примеры расчета моделей и карт прогнозируемых характеристик урожайности, в которых проведен одновременный учет климата, мезорельефа и типов почв. Такой подход более обоснован и позволяет выявить значительную пространственную гетерогенность прогнозируемой урожайности, важную для эффективного планирования посевных площадей.

**Защищаемые положения** следующие.

1. Картографический метод анализа природных комплексов нередко использует катенарное сопряжение, которое оценивается изменением относительного положения на профиле склона. Предложен подход, учитывающий изменения склона в плане и экспозицию, и общий метод расчета таких моделей. Построены и успешно верифицированы пространственные модели модифицированных типов местоположений для двух экорегионов из разных природно-климатических зон Средней полосы Русской равнины. Выявлены отличительные свойства катенарных сопряжений, сформированных в гумидном и полуаридном регионах. Обосновано, что типы местоположений существенно влияют на пространственную дифференциацию различных свойств лесных экосистем.
2. Важная для дифференциации свойств лесных экосистем пространственная изменчивость гидротермических условий описывается моделями множественной регрессии, использующими в качестве факторов среды модифицированные типы местоположений, количественные характеристики рельефа, индикаторные переменные. Пространственные модели запасов влаги и температуры почвы для базового периода, характеризующиеся тесными связями и успешно верифицированные, являются основой для расчета прогнозных моделей этих показателей. В свою очередь, последние используются для расчета моделей и карт прогнозируемых метаболических и структурных показателей экосистем.
3. Изучена роль лимитирующих и других факторов среды для построения карт на базовый и прогнозный периоды для семиаридных условий южной лесостепи (Самарская Лука) и гумидных условий юга подтаежной зоны (Приокско-Террасный заповедник). Выявлена роль совместного действия факторов среды.
4. Для расчета крупномасштабных прогнозных карт функциональных и структурных характеристик лесных экосистем целесообразно ввести модели и карты, описывающие состояния экосистем в базовый период в качест-

ве значимых предикторов. Если при формировании прогнозных карт используются пространственные модели для базового периода, успешно прошедшие верификацию по принятым критериям, то карты прогнозируемых характеристик лесных экосистем можно считать частично верифицированными.

5. Показано, что количественные показатели устойчивости – индексы резистентной ( $I_{рез}$ ) и упругой ( $I_{упр}$ ) устойчивости современного состояния лесных экосистем – являются одними из ведущих факторов пространственно-временной дифференциации прогнозируемых метаболических и структурных изменений. Индексы позволяют оценивать направление и глубину климатогенных преобразований экосистем. Предложена модификация методики расчета  $I_{рез}$  и  $I_{упр}$ , состоящая в нахождении весовых коэффициентов при показателях скоростей синтетической и деструкционной ветвей метаболизма путем минимизации коэффициента вариации индексов.

6. Использование концепции гомологичности катен близких иерархических уровней позволило сформировать карту прогнозных изменений запасов углерода для бассейна р. Оки. Путем совмещения геоботанической карты и карты мезоместоположений получали фитокатенарную мозаику, которая далее насыщалась прогнозными метаболическими показателями соответствующих биогеоценозов, рассчитанными для отдельных регионов бассейна.

7. Прогнозные карты характеристик урожайности озимой пшеницы рассчитаны для территории Среднерусской возвышенности на 2050 год на основе трех эмпирико-статистических моделей, использующих в качестве предикторов рельеф, климат и типы почв. Возрастание урожайности под влиянием ожидаемых по климатическому сценарию E GISS изменений климата составит в среднем от 12% до 25%, увеличиваясь с юга на север. Прибавка к урожаю за счет внесения удобрений на хорошо освещенных с юго-запада склонах ожидается в 1,6–1,9 раз больше, чем на плохо осве-

щенных склонах, что важно учитывать при планировании размещения посевных площадей. Предложен метод использования стабильных в пространстве сочетаний действующих хронологически последовательно климатических факторов, что важно для урожаев озимой пшеницы.

**Личный вклад.** Работа является результатом исследований автора за период 2001-2016 гг. В ее основу положены результаты анализов и расчетов, результаты по модификации и объединению подходов других авторов, в целом составившие основу для прогнозного пространственно явного моделирования лесных экосистем и агроландшафтов. Автору принадлежат формулирование целей и конкретных задач работы, разработка подходов, преобразование дистанционных данных, анализ и обобщение полученных результатов, включая выводы. Методологическая база исследования разработана автором самостоятельно.

**Достоверность полученных результатов** подтверждается основанными на фактах логическими построениями автора, а также статистическими критериями, такими как уровни значимости. Для большинства регрессионных моделей, описывающих состояние экосистем базового периода, осуществлялась верификация (проверка) по выбранному эмпирическому критерию. Поскольку построение прогнозных моделей основывалось не только на прогнозируемых показателях, но и на верифицированных моделях базового периода, постольку рассчитываемые прогнозные карты считались частично проверенными.

**Апробация работы.** Результаты представлены на конференции «Биологические ресурсы и устойчивое развитие» (Пушино, 2001), на 17 международном конгрессе по почвоведению (Таиланд, 2002), на международной конференции «Природное наследие России: изучение, мониторинг, охрана» (Тольятти, 2004), на международном конгрессе «32-nd International Geological Congress» (Италия, 2004), на международной конференции «Ландшафтоведение – теория, методы, региональные исследования, практика» (Москва, 2006), на международной конференции «Terrain Analysis

and Digital Terrain Mapping» (Китай, 2006), на XIII научном совещании географов Сибири и Дальнего Востока (Иркутск, 2007), на конференции с международным участием «Математическое моделирование в экологии» (Пушино, 2009), на конференции «География продуктивности и биогеохимического круговорота наземных ландшафтов: к 100-летию профессора Н.И. Базилевич» (Пушино, 2010), на международной конференции «Плодородие почв – основа устойчивого развития сельского хозяйства» (Минск, 2010), на международной конференции «Резервуары и потоки углерода в лесных и болотных экосистемах бореальной зоны» (Сыктывкар, 2011), на Съезде общества почвоведов им. В.В. Докучаева (Петрозаводск, 2012), на конференции «Состояние и пути повышения эффективности исследований в системе Географической сети опытов с удобрениями» (Москва, 2012), на международной конференции «Tenth International Conference on Permafrost» (Салехард, 2012), на V Всероссийской конференции «Аэрокосмические методы и геоинформационные технологии в лесоведении и сельском хозяйстве» (Москва, 2013), на Всероссийской научной конференции «Научные основы устойчивого управления лесами» (Москва, 2014) и на IX международной научно-практической конференции «Тенденции развития науки и образования» (Самара, 2015).

**Публикации.** По теме диссертации опубликовано 65 работ, в том числе 35 статей в рецензируемых научных журналах. Из них 12 статей в журналах, включенных в систему цитирования Web of Science и Scopus. С участием автора опубликованы три монографии, а также главы или разделы в семи других монографиях или сборниках.

**Структура и объем.** Работа состоит из пяти глав (включая введение), выводов, приложения и списка литературы (358 ссылок, в том числе 199 на иностранных языках). Общий объем: 247 страниц, включая 64 рисунка и 13 таблиц.

## **Глава 2. Принципы картографирования лесных и агроэкосистем в пространстве и во времени.**

### ***2.1. Состояние проблемы***

Модели динамики лесных экосистем и агроландшафтов под влиянием меняющегося климата активно разрабатывались последние два десятилетия. Их можно разделить на мелкомасштабные и крупно- / среднемасштабные. Среди первых (глобальные и субконтинентальные протяженности) известны, например, биогеографические модели (Neilson, 1995; Woodward et al., 1995; Haxeltine, Prentice, 1996 и др.), прогнозирующие смену видового состава лесообразующих пород и изменение границ ареалов биомов. На их основе формировались мелкомасштабные карты растительных формаций для разных местностей: континентальных США (Hansen et al., 2001), Аляски (Thompson et al., 2006), Волжского бассейна (Коломыц, 2003) и т.д. Глобальные биогеохимические динамические модели (Melillo et al., 1993; Заварзин, 2007 и др.) прогнозировали депонирование и эмиссию углерода в экосистемах, климатогенные сдвиги показателей биологического круговорота, по этим моделям также формировали карты (Aber et al., 2001). Объединение биогеографических моделей с биогеохимическими в «перекрестные» в рамках программы VEMAP (VEMAP members, 1995) для «понимания тенденций прогнозируемого будущего», привела, однако, к значительным расхождениям в прогнозах. Разные такие модели по одному климатическому сценарию прогнозировали (разными моделями) то потери запасов углерода на 18%, то их рост на 32% (Aber et al., 2001). Причиной было то, что разные авторы включали в модели разные механизмы, как определяющие динамику лесов.

При построении региональных прогнозных карт было обнаружено, что подробности континентальных карт не хватает даже для установления реального биома в данном регионе. Так, в работе (Scheller, Mladenoff, 2005) по региональному прогнозированию лесов на севере штата Висконсин,

США, было найдено, что континентальные модели типа VEMAP (Aber et al., 2001) не подходят для региональных исследований, т.к. их подробность не позволяет корректно определить даже тип леса (в штате Висконсин хвойные леса не являются доминирующими, вопреки карте VEMAP).

Агроландшафты тесно связаны с проблемой продовольственной безопасности, а также состоянием лесов. Если до начала XXI века урожаи основных сельскохозяйственных культур быстро росли в связи с разработкой удобрений и агротехнологий, то с начала XXI века они достигли насыщения, особенно в странах Южной и Восточной Азии, в то время как их население быстро растет. По известным оценкам, к 2030 г. спрос на зерно возрастет на 50% по сравнению с 2000 г. из-за роста численности населения за это время более чем на миллиард, и для его удовлетворения нужно будет расширить площади полей примерно в два раза (Avnery et al., 2013). По причинам этого рода тропические леса активно вырубают и заменяют сельскохозяйственными полями, что существенно увеличивает эмиссию углерода. По данным спутникового наблюдения высокого разрешения, вырубки тропических лесов с 2000 по 2012 гг. привели за это время к наибольшей среди биомов потере 2,3 миллиона км<sup>2</sup> (при восстановлении 0,8 млн. км<sup>2</sup>) и увеличиваются каждый год на 2101 км<sup>2</sup> (Hansen et al., 2013).

Для агроландшафтов прогнозные исследования также проводились в основном на мировом или субконтинентальном уровне (Jones, Thornton, 2003; Schlenker, Roberts, 2006; Müller et al., 2010; Tatsumi et al., 2011; Avnery et al., 2013; Shrestha et al., 2013; Blanco et al., 2014; Moore, Lobell, 2014; Adhikari et al., 2015; Huang, 2016 и др.), хотя различия в прогнозируемых изменениях урожаев между, например, странами Европейского Союза были в десять раз (Shrestha et al., 2013). Рельеф не учитывался даже в тех случаях, когда его влияние на урожаи было очевидно, например, для пшеницы при сравнении горной части Эфиопии с низинами ее окрестностей (Adhikari et al., 2015). Моделирование в сельском хозяйстве очень часто использовало основанные на процессах (имитационные) подходы,

требовавшие очень подробных данных (например, суточных температур), которые обычно неизвестны и их симулировали программами вроде «генераторов погоды». Результаты прогнозирования изменения урожаев расходятся в несколько раз, а иногда даже на порядок (Schlenker, Roberts, 2009).

Применение имитационных моделей разных авторов к территории региональной протяженности, Швейцарским Альпам, показало, что для прогнозов на 2100 год эти модели дают противоречивые результаты, от сурового вымирания лесов до благоприятных условий для их произрастания (Lischke et al., 1998). Для урожаев агроландшафтов формировали неподробные прогнозные карты, обычно средних для административных районов России (Павлова, 2009; Сиротенко и др., 2011), стран Европейского Союза (Shrestha et al., 2013; Blanco et al., 2014; Moore, Lobell, 2014), Африки или Латинской Америки (Jones, Thornton, 2003; Adhikari et al., 2015), США (Schlenker, Roberts, 2006; Huang et al., 2016) или мира (Müller et al., 2010; Tatsumi et al., 2011; Avnery et al., 2013).

До начала текущего столетия лесные экосистемы часто моделировали с использованием динамических моделей лесных экосистем, таких как BIOCLIM (Busby, 1988,1991), DOMAIN (Carpenter et al., 1993), PnET (Aber et al., 1995; Ollinger et al., 1998), LANDIS-II (Scheller, Mladenoff, 2005) и ряда других (Nicholls, 1989; Yee, Mitchell, 1991 и др.). В отечественной литературе их называли имитационными моделями, поскольку в их основе лежали представления о росте деревьев и другой лесной растительности в различных условиях факторов среды, таких как почвы, климат, влага и т.д. (Комаров, 2007). Эти модели были основаны на авторских предпочтениях тех или иных механизмов формирования лесов и потому неизбежно зависели от более или менее субъективных мнений авторов моделей. Однако, как только что отмечено, применение этих моделей к одной и той же территории показало, что для прогнозов на 2100 год эти модели дали противоречивые результаты.

Такая ситуация заставила исследователей обратиться к поиску более надежных моделей, которые бы существенно меньше зависели от авторских предпочтений механизмов. Лучше всего для этого подходили «немеханистические» модели, которые вообще не использовали предположений об относительной важности тех или иных механизмов формирования лесной растительности. Такие модели, основанные на статистическом сравнении измеренных свойств экосистем с факторами окружающей среды для интерполяции и экстраполяции этих свойств, были осознаны в последние десятилетия как наиболее надежные и точные для изучения современной пространственной изменчивости свойств лесных экосистем (Franklin, 1995; Guisan, Zimmermann, 2000; Wimberly, Spies, 2001; Austin, 2002; Miller, 2005 и др.) или агроландшафтов (Schlenker, Roberts, 2006, 2009). Поскольку те и другие модели могут использоваться для прогноза свойств экосистем в будущем, вопрос о конкуренции «механистических» (имитационных) и «немеханистических» (статистических) моделей стал дискуссионным и потребовал дальнейшего изучения (Lischke et al., 1998; Iverson, Prasad, 1998; Guisan, Zimmermann, 2000; Шапаря, 2007; Schlenker, Roberts, 2009; Сысуев и др., 2010).

Одним из первых примеров использования статистических моделей для построения региональных прогнозных карт был регрессионный анализ в работе (Iverson, Prasad, 1998). Эти авторы отметили, что на крупных масштабах для лесов главную роль играют обычно рельеф и геоморфология, в то время как на мелких масштабах предполагают, что важнее климат. Их исследования проведены на востоке США для 80 видов деревьев с использованием баз данных, содержащих информацию о 33 свойствах климата, почв и высоте местности при разрешении около 10 км. Для каждого вида методами регрессии они нашли характерный именно для него набор относительно небольшого числа влияющих на его распределение факторов среды. Далее, используя две климатические модели, они построили прогнозные карты будущего распределения каждого вида для конца XXI века

и нашли, что примерно 30 видов (напр., кизил *Cornus florida*) расширят свои ареалы примерно на 10%, а другие 30 (напр., осина *Populus tremuloides*) – сузят примерно на столько же. При этом 4–9 видов могут исчезнуть в США. Эти авторы подчеркивают, что полученные ими прогнозные карты есть карты потенциального изменения видов деревьев, не учитывающего экологическую инерцию при их миграции. Исторические скорости миграции видов в Голоцене они оценили по литературным данным как ~10–50 км за 100 лет, но, хотя современное потепление происходит быстрее, чем в Голоцене, они считают такую скорость миграции маловероятной в США из-за большей фрагментированности современных ландшафтов.

Региональное прогнозное (на конец XXI века) моделирование для северо-востока США осуществлялось также на базе основанных на процессах моделей (Aber et al., 1995; Ollinger et al., 1998). Хотя оно проводилось при более высоком разрешении (1 км), результаты были более скромными и касались, в основном, не видов, а типов леса. Эти авторы предположили в своей имитационной модели PnET-II, что ведущим фактором роста лесов является содержание азота в листьях растений, с которым в их модели линейно связана максимальная скорость фотосинтеза. Высота и освещенность склонов не учитывались в их модели, но авторы качественно отметили связь чистой первичной продукции лесов с высотой. В работе (Ollinger et al., 1998) отмечено, что региональные исследования особенно ценны, поскольку решения часто принимаются на региональном, а не на континентальном или глобальном масштабах, и поскольку они дают важные данные, промежуточные между детальными измерениями на площадках и мелкомасштабным моделированием. В этой работе отмечены наблюдения о том, что для больших высот (> 1200 м) уже известны различия в отклике растительности на факторы среды, но участки с большими высотами эти авторы просто исключили из рассмотрения, так как их модель не учитывала эффекты высотной поясности.

В настоящем исследовании мы обращаемся главным образом к «немеханическим» (статистическим) моделям, как более объективным сегодня, а потому вызывающим и большее доверие при прогнозах на будущее.

На сегодня известно несколько основных проблем для прогнозов. Первая, хорошо известная, состоит в том, что климатические модели плохо прогнозируют осадки по сравнению с температурой, так что разные модели при одном и том же сценарии эмиссии парниковых газов дают не только разное изменение осадков, но даже разные знаки этого изменения, причем нельзя отдать предпочтение никакой из этих моделей (Burke et al., 2015). Вторая заключается в том, что увеличение концентрации озона в приземных слоях атмосферы негативно влияет не только на людей, но и на растительность. Обширные исследования этого для сельскохозяйственных культур проводились в США и странах Европейского Союза, но неизвестны в других странах, что затрудняет глобальный учет этого влияния (Avnery et al., 2013). Третья состоит в том, что позитивное влияние на растительность увеличения концентрации  $\text{CO}_2$  в приземных слоях атмосферы («удобрение углеродом») изучено пока недостаточно, хотя потенциально может существенно уменьшить, например, падение урожаев из-за изменения климата (Müller et al., 2010). К ним мы могли бы добавить четвертую – отсутствие региональных прогнозов в виде карт, чему посвящена настоящая работа.

Сложные причинно-следственные связи в экосистемах выражаются, в конечном счете, в ландшафтном узоре или мозаике пространственной организации экосистем, а направление в экологии, опирающееся на изучение пространственной изменчивости экосистем, получило известность как ландшафтная экология (Troll, 1971; см. также Wu, 2007). Особенность ландшафтно-экологического подхода к прогнозу состояния экосистем состоит в том, что первоначально изучаются пространственные закономерности организации экосистемы, а затем – на их основе рассчитываются переходы и преобразования во времени. В целом, это позволяет более кор-

ректно учитывать многообразие реакций структурного и функционального узора (мозаики) экосистем в ответ на воздействие климатических градиентов. При построении пространственно-временных моделей опора делается главным образом не на те или иные частные механизмы преобразований, а на связи, выявленные фактически, путем нахождения ведущих статистических связей свойств экосистем с факторами окружающей среды (рельефом, климатом и т.п.). Последние могут активно влиять и контролировать события, разворачивающиеся во времени под влиянием климатических трендов. Развитие прогнозного картографирования на основе таких подходов позволяет рассчитывать крупномасштабные карты, которые, в свою очередь, могут явиться более полной и эффективной основой для принятия решений по сохранению лесных ресурсов в условиях меняющегося климата.

При изучении агроландшафтов специфика заключается в том, что урожаи немедленно следуют изменившейся погоде (даже не климату, т.е. погоде, усредненной за 30 лет и более), т.е. для сельскохозяйственных культур отсутствует «экологическая инерция» (Lischke et al., 1998), означающая задержку по времени между изменением климата и реакцией экосистемы. Такая задержка для лесных экосистем может составлять от нескольких десятков лет в горах (Beckage et al., 2008), до сотен лет на равнинах (McGuire et al., 2009). Однако климат достоверно меняется лишь на больших расстояниях (сотни километров), поэтому применительно к агроландшафтам получили в первую очередь распространение глобальные и континентальные прогнозные карты (мира, Африки и т.п.), имеющие обычно слабую связь с климатом и часто базирующиеся на имитационных моделях (Müller et al., 2010; Tatsumi et al., 2011; Avnery et al., 2013 и др.). Как уже отмечалось, климатические модели плохо прогнозируют осадки (по сравнению с температурой), важные для урожаев, что является одной из причин этих слабых связей (см. подробнее раздел 5.1). Создаваемый рельефом микроклимат практически не учитывался, хотя вариабельность изменения урожаев по странам оказывалась очень большой, так что изме-

нение урожаев от страны к стране было на порядок, например, для стран Европейского Союза (Shrestha et al., 2013). Различия в прогнозных моделях изменения урожаев остаются очень большими, иногда на порядки, но ведь если в модели не учитывается рельеф, даже высота, а сравниваются урожаи, например, пшеницы в горных участках Эфиопии с низинными участками сопредельных территорий (Adhikari et al., 2015), то было бы странно ожидать другого. Если при этом еще не учитывается создаваемый склонами разных экспозиций микроклимат, то неудивительно, что такие модели объясняли лишь ~15% изменчивости урожаев учтенными факторами среды (см. подробнее раздел 5.1), т.е. температурой и осадками. Вопросу о том, почему эти модели так мало объясняют, посвящено несколько работ (напр., Lobell, Burke, 2008; Schlenker, Roberts, 2009), которые, впрочем, не содержат ответов на этот вопрос. Между тем, когда сравниваются горы и низины, северные и южные макросклоны, то ясно, что различия климата, тепла и солнечной радиации между ними созданы рельефом, отсутствие рассмотрения которого в моделях неизбежно ведет к неэффективным моделям.

Описанию свойств имитационных динамических моделей лесных экосистем посвящены, например, модели BIOCLIM (Busby, 1988,1991), DOMAIN (Carpenter et al., 1993), EFIMOD (Комаров, 2007; Комаров, Чертов, 2007). Эти модели вряд ли можно рассматривать как пространственно явные и распределенные (Розенберг, 2005). Пространственно явной является модель LANDOS, описанная в работах (He, Mladenoff, 1999; He et al., 1999), хотя ее применение не рассчитано на крупные масштабы. В работе (Lischke et al., 1998) использовались как динамические модели лесных экосистем (BIOCLIM, DOMAIN и другие), так и статические (пространственные) модели, применявшиеся к прогнозным оценкам; хотя последние являются пространственно явными, прогнозные карты эти авторы не рассчитывали. Другие авторы (Moore, Noble, 1993; Roberts, Betz, 1999; Sturtevant et al., 2004; Савельев, 2004; Syphard et al., 2007) также недостаточно вни-

мания уделяли построению прогнозных карт и не всегда использовали свои модели на крупных масштабах. Очень хорошая изученность истории местности (за тысячи лет) нередко считалась необходимой для пространственно-временного моделирования (Guisan, Zimmermann, 2000), хотя доверие к восстановленной истории лесов по данным о пыльце и пр. осознавалось как достаточно ограниченное (Lischke et al., 1998).

Говоря в целом об имитационных моделях лесных экосистем, следует отметить рассмотрение этого вопроса в работе (Zeide, 1999). Этот автор отмечает, что эти модели *безнадежно неточны и непригодны для управления лесами*, поскольку лес не сводится к простой сумме деревьев, как и дерево – к сумме его частей. Вместо них оказались много более пригодны для управления лесами эмпирико-статистические модели, оперирующие не множеством теоретических (часто грубо оцениваемых или даже не измеряемых) величин, а ограниченным числом реально измеряемых характеристик лесной растительности. В частности, такие процессы как саморазрежение, сукцессия и конкуренция должны рассматриваться в масштабе экосистемы, а не дерева и его ближайших соседей. Анализируя свойства inventory-based моделей, он отметил, что включаемые в них процессы *могут быть рассмотрены как атрибуты целого, а не аддитивных его частей, вследствие чего эти модели обходят ловушку рассмотрения целого как простой суммы его частей*. Поэтому результаты этого моделирования позволяют много более реалистично описывать свойства лесных экосистем при использовании меньшего числа измеренных переменных. Он пришел к выводу, что inventory-based модели следует рассматривать как практичные, т.е. способные аккуратно предсказывать рост дерева или лесного массива из легко доступных данных по инвентаризации лесов. Он отметил также, что при использовании долговременных наблюдений измеряемых переменных и построении уравнений роста именно этот подход продолжает традиции лесоведения (Zeide, 1999).

В статическом моделировании лесных экосистем пространственно явные модели стали использоваться гораздо чаще, в том числе на крупных и средних масштабах (Franklin, 1995,1998; Iverson, Prasad, 1998; Guisan, Zimmermann, 2000; Wimberly, Spies, 2001; Austin, 2002; Guisan et al., 2002; Lehmann et al., 2002; Шарый, Шарая, 2005; Guisan, Thuiller, 2005; Franklin et al., 2005; Miller, 2005; Шарый, Шарая, 2006; Elith et al., 2006; Maggini et al., 2006; Шарая, 2007; Austin, 2007; Шарая, Шарый, 2011; Guisan, Rahbek, 2011; Шарый, Смирнов, 2013; Pradervand et al., 2014, Шарый, 2016 и др.); эти подходы использовались также и в почвоведении (McBratney et al., 2000; Scull et al., 2003; Пузаченко и др., 2004; Сорокина, Козлов, 2009; Козлов, 2009; Шарый, Пинский, 2013; Шарый, 2016). Такие модели были осознаны как наиболее надежные и в возрастающей степени пригодные для построения прогнозных карт (Guisan, Zimmermann, 2000; Шарая, 2007). Однако использование рельефа в них оставалось недостаточным.

Заметим еще раз, что в условиях более высоких, чем на всей планете, скоростей потепления на территории России (Фролов, 2014), именно крупномасштабные прогнозныe карты, а также подробные региональные карты являются важными для выработки решений по адаптации будущего лесного и сельского хозяйства.

## ***2.2. Использование геоморфометрии***

Геоморфометрия есть наука о количественном описании земной поверхности (Tricart, 1947; Evans, 1972; Shary, 2008; Pike et al., 2009). Рельеф является перераспределителем тепла, света, влаги (Неуструев, 1930) и литодинамических потоков (Полынов, 1934), то есть растворимых солей и частиц почвы. Последнее выражается, например, в скоплении в зонах аккумуляции мелкодисперсных частиц почв (Ковда, 1985; Martz, de Jong, 1990). Рельеф также может влиять на потоки воздуха в приземных слоях атмосферы (Cummins, 2000; Floors et al., 2014). Даже когда речь идет об измерениях температуры, данные метеостанций не могут быть механически ин-

терполированы на тысячи точек и более, поскольку без учета создаваемого рельефом микроклимата такая интерполяция оказывается нереалистичной (Fisher et al., 2006). Таким образом, с рельефом связаны гидрологический режим местности, терморезим склонов (микроклимат), световой режим и такие явления, как места расположения аллювиальных отложений и элювия. При региональных исследованиях лесных экосистем, включая прогнозные модели, рельеф является одним из важнейших факторов среды (Iverson, Prasad, 1998). По этим причинам рельеф важен в формировании пространственной организации экосистем, и его использование представляется целесообразным в настоящей работе.

Хотя описанию рельефа посвящен ряд исследований в отечественной геоморфологии (Ласточкин, 1987, 1991; Симонов, 1998) и почвоведении (Гедымин, 1992), но в этих работах не использовались количественные характеристики рельефа, морфометрические величины (МВ), необходимые для проведения статистических сравнений. Расширенная система 18-ти базовых (не составных) МВ была предложена в работах (Shary, 1995; Shary et al., 2002) с описанием смысла каждой, Табл. 2.1.

Таблица 2.1. Расширенная система морфометрических величин (Shary et al., 2002).

№	Название МВ (обозначение)	Что описывает
<b>МВ, ОПИСЫВАЮЩИЕ ПОВЕРХНОСТНЫЙ СТОК</b>		
0	Экспозиция склонов ( $A_0$ )	Направление потоков
1	Крутизна склонов ( $GA$ )	Скорость потоков
2	Горизонтальная кривизна ( $kh$ )	1-ый механизм аккумуляции
3	Площадь сбора ( $MCA$ )	
4	Дисперсивная площадь ( $MDA$ )	
5	Вертикальная кривизна ( $kv$ )	2-ой механизм аккумуляции
6	Разностная кривизна ( $E$ )	Сравнивает 1-ый и 2-ой механизмы аккумуляции
7	Полная аккумуляционная кривизна ( $KA$ )	Выявляет зоны относительной аккумуляции
<b>МВ, ОПИСЫВАЮЩИЕ РАСЧЛЕНЕННОСТЬ РЕЛЬЕФА</b>		
8	Полная кольцевая кривизна ( $KR$ )	Извилистость потоков (расчлененность рельефа)
9	Горизонтальная избыточная кривизна ( $khe$ )	Эти две МВ расщепляют извилистость потоков (расчлененность рельефа) на две компоненты
10	Вертикальная избыточная кривизна ( $kve$ )	
11	Ротор ( $rot$ )	Направление поворота линий тока (расчлененность рельефа)
<b>МВ, ОПИСЫВАЮЩИЕ ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА</b>		
12	Несферичность ( $M$ )	Вытянутость форм рельефа
13	Средняя кривизна ( $H$ )	Минимальную поверхность, а также оба механизма аккумуляции
14	Максимальная кривизна ( $kmax$ )	Гребневые формы рельефа
15	Минимальная кривизна ( $kmin$ )	Килевые формы рельефа
16	Полная гауссова кривизна ( $K$ )	Не меняется при изгибании поверхности
<b>МВ, ОПИСЫВАЮЩИЕ ТЕРМОРЕЖИМ СКЛОНОВ</b>		
17	Освещенность склонов ( $F$ )	Интенсивность солнечного излучения
<b>МВ, ОПИСЫВАЮЩИЕ ВЫСОТНУЮ ЗОНАЛЬНОСТЬ (ПОЯСНОСТЬ)</b>		
18	Высота ( $Z$ )	Изменение температуры и увлажнения

Смысл МВ подробнее описан и проиллюстрирован в Приложении 1. Для статистических сравнений использовались нелинейные преобразования МВ, рекомендованные в работе (Шарый, Пинский, 2013).

Здесь же отметим, что к описанию терморегима склонов может относиться также и экспозиция склонов  $A_0$ . Поскольку зависящий от рельефа терморегим склонов (микроклимат) осознан как одна из важнейших характеристик окружающей среды для лесных экосистем (Fisher et al., 2006, 2007; Hwang et al., 2011), в настоящей работе уделено особое внимание описывающим его МВ. Важность микроклимата, по оценкам (Fisher et al.,

2007), состоит в частности в том, что весна запаздывает на сутки при возрастании высоты местности на 4,16 м в условиях востока США. Оказалось, что результаты наземных и спутниковых измерений практически несопоставимы без учета микроклимата (рельефа), в связи с чем в работе (Hwang et al., 2011) предпринято исследование по выявлению связи фенологии лесной растительности с рельефом.

Экспозиция склонов  $A_0$  представляет собой циклическую МВ ( $0^\circ$  и  $360^\circ$  есть одно и то же – северные склоны), а потому не может непосредственно использоваться в статистических сравнениях (Шарая, Шарый, 2011). Вместо нее используют преобразованные компоненты экспозиции  $A_0$ , такие как  $\cos A_0$  или  $\sin A_0$ , которые не являются циклическими. Подобные компоненты имеют определенный физический смысл. Именно,  $\cos A_0$  есть северный компонент экспозиции склонов, равный +1 на северных склонах и –1 на южных, принимая значение 0 на восточных и западных склонах (Pierce et al., 2005). Восточный компонент  $\sin A_0$  равен +1 на восточных склонах, –1 на западных склонах и 0 на северных и южных склонах (*ibid.*). Северо-восточный компонент  $\sin A_{45}$  (где  $A_{45} = A_0 + 45^\circ$ ) равен +1 на северо-восточных склонах, –1 на юго-западных склонах, и 0 на юго-восточных и северо-западных склонах. Северо-западный компонент  $\cos A_{45}$  равен +1 на северо-западных склонах, –1 на юго-восточных склонах, и 0 на юго-западных и северо-восточных склонах (Beers et al., 1966; Шарый, Смирнов, 2013).

Эти четыре главных компонента экспозиции ( $\cos A_0$ ,  $\sin A_0$ ,  $\sin A_{45}$  и  $\cos A_{45}$ ) в основном достаточно полно характеризуют роль экспозиции (без учета крутизны склонов), так что выбранный из них при статистических сравнениях компонент (вместе со знаком связи) говорит о преобладающей роли тех или иных склонов (Шарая, Шарый, 2011; Шарый, Смирнов, 2013); если в статистических сравнениях данного свойства экосистемы с факторами среды выбран компонент  $\sin A_{45}$  и знак связи отрицателен, то наиболее важными (в северном полушарии) являются юго-западные скло-

ны (Beers et al., 1966). Это нередко наблюдается для ряда свойств растительности (для южного полушария обычно важнее северо-западные склоны), поэтому в работе (Beers et al., 1966) было предложено фиксировать выбор компонента экспозиции (для северного полушария) как  $\sin A_{45}$ . Это означает, однако, априорный выбор юго-западных склонов как наиболее благоприятных для растительности, что не всегда верно (Шарый, Смирнов, 2013). Тем не менее, в ряде работ авторы следовали этому выбору компонента экспозиции, то есть априорно фиксировали его (например, Pierce et al., 2005; Hwang et al., 2011).

В настоящем исследовании тестировались все четыре компонента экспозиции, и из них объективно выбирался тот, для которого наблюдалась наиболее тесная связь изучаемого свойства экосистемы с описанными четырьмя компонентами экспозиции. Другими словами, здесь наиболее важный азимут склонов не фиксировался априорно, а вычислялся, то есть определялся из статистических сравнений.

Терморезим склонов зависит не только от экспозиции, но также и от крутизны склонов. Обычно более перпендикулярным в полдень является падение солнечных лучей на поверхность крутых южных склонов (в северном полушарии), чем на поверхность пологих южных склонов. В связи с этим Н.М. Сибирцев (1900) отметил, что основным фактором, определяющим терморезим склонов, является перпендикулярность падения солнечных лучей на них. Эту перпендикулярность описывает относительная освещенность склонов  $F(a,b)$ , зависящая от двух углов, определяющих эффективное положение Солнца: угла  $a$  склонения Солнца над горизонтом, и угла азимута  $b$  (отсчитываемого от севера по часовой стрелке). При статистических сравнениях свойств экосистемы с факторами среды важно именно эффективное положение Солнца, которому отвечает наиболее тесная статистическая связь и которое как раз и определяется из статистических сравнений. При расчете освещенности склонов  $F(a,b)$  автоматически учитываются теневые склоны (на которых  $F = 0$ ), но отбрасывание те-

ней холмами не учитывается (Shary et al., 2002). Эти отбрасываемые холмами тени, однако, важны обычно лишь в высокогорных областях (тени от горы, тени в узких долинах и т.п.). Также при расчете  $F(a,b)$  не интегрируется путь движения Солнца за день, то есть не учитывается возможное увеличенное влияние утренних и вечерних часов на растительность. Связанная с освещенностью теневыносливость пород изучалась в лесоведении рядом авторов (см. Чумаченко, Яковлева, 2014 и ссылки там).

Попытка учесть роль утренних и вечерних часов была предпринята в работе (Pierce et al., 2005), где предложена методика расчета *потенциальной относительной радиации*,  $PRR$ . В этой радиационной переменной интегрируется путь движения Солнца за день; при этом, однако, становится важной роль атмосферы, поскольку интенсивность солнечной радиации с зенита в ясный солнечный день больше таковой с горизонта в 34 раза (Матвеев, 1984). В работе (Pierce et al., 2005) эта роль атмосферы не учтена, а потому оценки влияния утренних и вечерних часов с помощью  $PRR$  завышены, и вряд ли могут считаться реалистичными (Шарый, Смирнов, 2013).

В целом,  $A_0$ ,  $F(a,b)$  и  $PRR$  основаны на учете прямой солнечной радиации, рассеянная и отраженная в этих радиационных переменных не учитываются. В то же время, роль рассеянной и отраженной радиации сводится к уменьшению контраста карт этих величин, а потому не слишком важна в статистических сравнениях; кроме того, выражение подобных величин в единицах энергии ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) вообще не требуется для статистических сравнений, то есть относительные единицы, такие как проценты (для  $F(a,b)$ ), вполне удовлетворительны для этих целей (Pierce et al., 2005).

Более развитые модели расчета солнечной радиации, такие как SRAD (Wilson, Gallant, 2000) требуют до 16 параметров, не всегда доступных от метеостанций. Главным недостатком при их использовании является то, что в них автоматически предполагается, что наибольшим является прогрев южных склонов (из-за симметрии движения Солнца), в то время как

причиной смещения в прогреве почв в сторону юго-западных склонов (в северном полушарии) является задержка в прогреве более нижних слоев почв (Шарый, Пинский, 2013), не учитываемая в таких моделях. Поэтому их применимость для целей настоящего исследования вызывает сомнения.

По этим причинам в работе используются компоненты  $A_0$  и освещенность  $F(a,b)$ , но не  $PRR$  и не сложные модели типа SRAD.

Практически важен вопрос о зависимости тесноты связи свойств экосистем от углов  $a$  и  $b$ , поскольку перебор многих комбинаций значений этих углов создает вычислительные трудности. Некоторое представление об этом дает результат Рис.2.1.

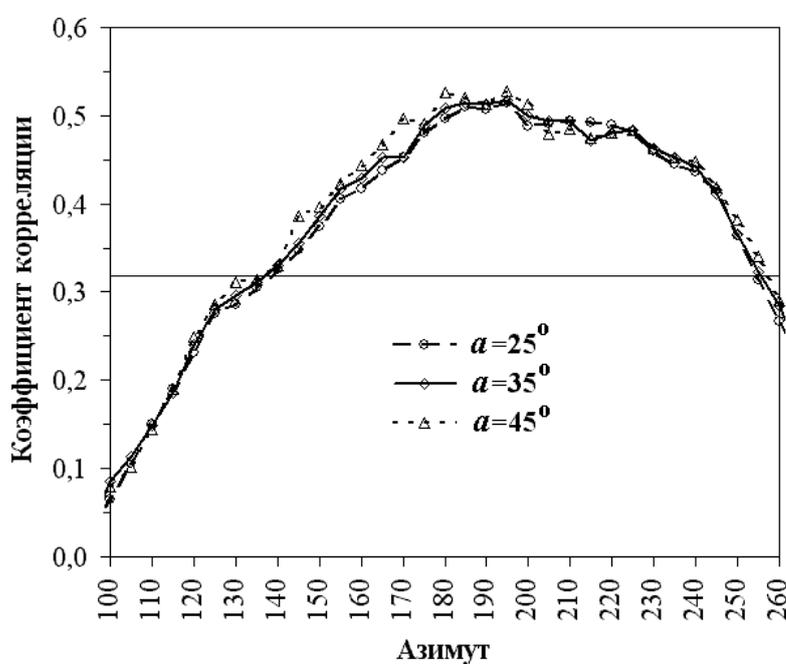


Рис.2.1. Связь зеленой массы напочвенного покрова с освещенностью склонов  $F(a,b)$  при различных углах склонения  $a$  и азимута  $b$  в Самарской Луке (Шарый и др., 2011).

Связь коэффициента корреляции с эффективным азимутом  $b$  оказывается значительно более важной, чем с эффективным склонением  $a$ . Поэтому в освещенности  $F(a,b)$  обычно можно фиксировать угол склонения  $a$  (положить, например, равным  $35^\circ$ ) и менять только азимут  $b$ , отыскивая тем самым такой азимут, при котором связь свойства экосистемы с  $F(a,b)$  является наиболее тесной. По этой причине в настоящей работе везде берется

эффективное склонение Солнца  $35^\circ$ , а эффективный азимут меняется через  $5^\circ$  для отыскания такого значения азимута, при котором коэффициент детерминации максимален.

Еще одним важным в контексте работы моментом является то обстоятельство, что влияние экспозиции склонов  $A_0$  и крутизны склонов  $GA$  может быть совместным. Например, влияние экспозиции на крутых склонах может быть иным, чем на пологих. В этих ситуациях оказываются важными составные МВ, а именно  $GA \cdot \sin A_0$ ,  $GA \cdot \cos A_0$ ,  $GA \cdot \sin A_{45}$  и  $GA \cdot \cos A_{45}$ , которые также учитывались как факторы среды в моделях. Если же важнее оказывались эффекты экспозиции на пологих склонах, то составные МВ вида  $\sin A_0/GA$ ,  $\cos A_0/GA$ ,  $\sin A_{45}/GA$  и  $\cos A_{45}/GA$ , оказывались важнее; они также учитывались при расчетах.

При рассмотрении гидрологических характеристик местности и характеристик литодинамических потоков важным понятием является представление о двух механизмах аккумуляции (Shary, 1995; Shary et al., 2002), Рис.2.2.

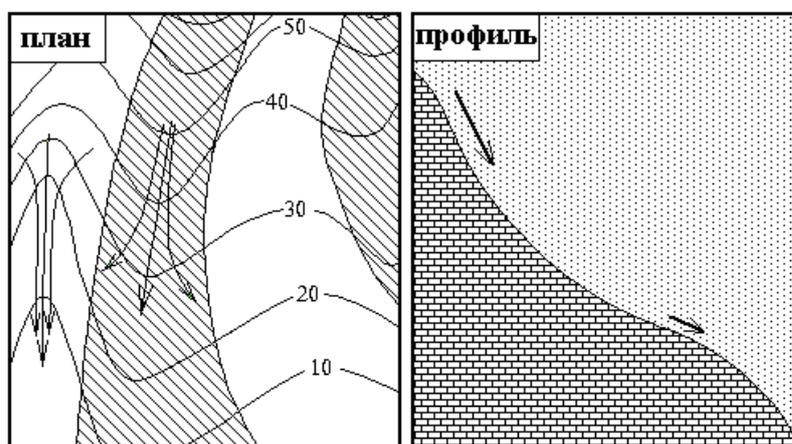


Рис.2.2. Два механизма аккумуляции. Слева – первый (плановый), справа – второй (профильный). 1-ый состоит в том, что линии тока (показаны кривыми со стрелками) сближаются в одном участка (сбор потоков) и расходятся в других (рассредоточение потоков). 2-ой заключается в том, что потоки, испытывая относительное замедление на вогнутых по профилю склонах (из-за того, что расположенные выше частицы движутся быстрее), аккумулируются; на выпуклых в профиле склонах они рассредоточиваются. По (Shary et al., 2002).

При локальном (с помощью кривизн) описании первого механизма аккумуляции используют горизонтальную кривизну  $kh$ , при региональном (с учетом влияния отдаленных участков местности) – площадь сбора  $MCA$  (Shary et al., 2002). При локальном описании второго механизма аккумуляции используют вертикальную кривизну  $kv$ , но при региональном необходимая  $MB$  пока не введена (Shary, 2006). Региональные характеристики рельефа называют еще характеристиками относительного положения в рельефе (Speight, 1974; Pennock et al., 1987).

В качестве компромисса для регионального описания обоих механизмов аккумуляции была предложена составная  $MB$ , называемая топографическим индексом  $TI$  (Beven, Kirkby, 1979). Эту составную  $MB$  можно рассчитать как  $TI = \ln(1 + MCA/tgGA)$  (Shary et al., 2002), где  $GA$  есть крутизна; она также использовалась как фактор среды в настоящем исследовании.

В ряде ситуаций важны также различные формы рельефа. В целом вопрос о классификациях форм рельефа непрост и сложен, к тому же, различными «контролируемыми» (supervised) классификациями (обзор: MacMillan, Shary, 2009); некоторые положения объясняются ниже по ходу изложения. Однако, вопрос о подразделении местности на возвышенные места и другие формы рельефа заслуживает отдельного, приводимого здесь рассмотрения.

Осознание важности возвышенных мест принадлежит, по-видимому, В.В. Докучаеву (1886, С.189), который построил карту таких мест для целей почвоведения, в описании которой значилось: «Все наносные, болотные и болотно-наземные образования обозначены здесь горизонтальными штриховками различного характера; белые пятна и пункты с радиально лучистой штриховкой – возвышенные, сухие места». Такие места могут быть определены по топографической карте как окруженные наибольшей замкнутой горизонталью, которая их окаймляет, если эта горизонталь целиком содержится на данной топокарте. Последнее, однако, не только далеко не всегда так, но чем большей протяженности карты рассматривают-

ся, тем большие окружающее данное место замкнутые горизонталы приходится рассматривать. В связи с этой и подобными причинами возник даже вопрос «что есть гора?» (Smith, Mark, 2003), позже переформулированный в еще более общий: «что есть форма рельефа?» (Evans, 2012).

Между тем, окаймляющая данное место наибольшая замкнутая горизонталь всегда существует внутри континента (или острова), поэтому в работе (Shary et al., 2005) было предложено рассматривать такие горизонталы как естественные границы возвышенных мест *первого континентального иерархического уровня*. На этой основе опубликована новая карта орографического районирования России (Шарый, 2011). Дальнейшие, более высокие (второй и далее), иерархические уровни получаются при рассмотрении границ данного возвышенного места в качестве границ карты. Это дает систему иерархических уровней возвышенных мест, причем их границы не зависят от границ континента; эти карты весьма точно рассчитываются по матрицам высот, так как не требуют дифференцирования (Shary et al., 2002, 2005).

В целом, эта классификация форм рельефа производится на возвышенные места, замкнутые депрессии (те и другие не могут пересекаться границами, хотя и могут находиться одна внутри другой, как доказано в (Shary et al., 2005), например, горное озеро или холм на дне водоема) и лежащие между ними пространства – седловины. При этом, если процент площади местности, занятый теми или иными описанными знаками кривизны форм рельефа, слабо зависит от специфики местности (Шарая, Шарый, 2003, 2004; Шарый, Шарая, 2005), то отношение объема возвышенных мест к объему депрессий тесно связано со спецификой местности и может меняться от 0,1 до 10000, в зависимости от этой специфики (Shary et al., 2005). На суше обычно объемы и площади возвышенных мест значительно превосходят таковые депрессий, за некоторыми исключениями, такими как местности с глубоководными горными озерами.

Эти свойства рассматриваемой классификации форм рельефа делают эту классификацию привлекательной для выделения областей, общие свойства которых существенно отличаются от окрестных территорий. Например, эта классификация позволяет объективно выделить те или иные возвышенности (со строго определенными границами), различив их от низменностей и депрессий. Поскольку общие (например, гидрологические) условия возвышенностей и низменностей обычно неодинаковы, это дает возможность выделять области со сравнительно близкими условиями среды (например, возвышенности), или ввести идентификаторы для проверки предполагаемых (например, геологических) различий между различными частями местности, такими как возвышенные и низинные места.

Карта возвышенных мест Волжского бассейна показана на Рис.2.3.

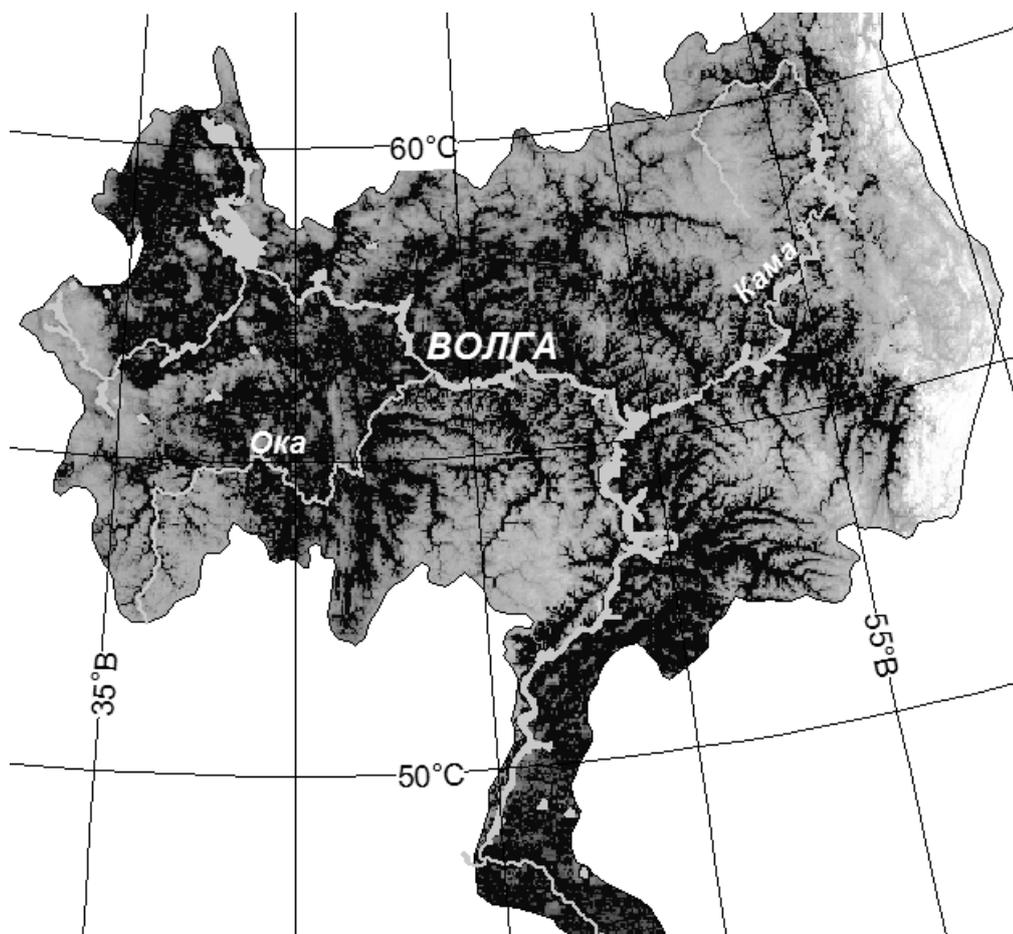


Рис.2.3. Карта возвышенных мест бассейна р. Волги (проекция Каврайского для Европейской части России). Светлым показаны возвышенные места, черным – депрессии и седловины. Основные реки показаны серым.

Объективные (не контролируемые) локальные классификации форм рельефа (по знакам кривизн и т.п.) предлагались рядом авторов (Гаусс, 1828; Troeh, 1964; Shary et al., 2005; Romstad, Etzelmüller, 2012), но они более чувствительны к ошибкам в данных (о высоте земной поверхности) и значительно слабее связаны со спецификой местности (Шарая, Шарый, 2003,2004).

В работе (Speight, 1990) отмечено, что геоморфологическое районирование местностей включает в себя в качестве одной из важнейших форм рельефа открытые депрессии. Однако, за исключением концептуального (без описания алгоритма расчета) определения открытой депрессии работ (Shary et al., 2002,2005), надлежащие определения открытых депрессий пока неизвестны в литературе в том смысле, что недоступны для количественного расчета. В книге В.А. Ковды (1985) более половины глав содержит так или иначе обсуждение вопроса о роли зон аккумуляции на территории бывшего СССР, которые есть почти целиком открытые депрессии (такие как Хабаровская депрессия, или прибрежные низменности) и с которыми этот автор связывает существенные изменения свойств почв и растительности. По оценкам Ковды, зоны аккумуляции (открытые депрессии) составляют примерно 30% от площади бывшего СССР.

### ***2.3. Методы статистического анализа***

Кратко опишем здесь методы множественной регрессии и верификации моделей, используемые при этом статистики и критерии. В настоящей работе используются Генерализованные Линейные Модели (ГЛМ) множественной регрессии (McCullagh, Nelder, 1989). В общем виде ГЛМ записывается как

$$f(Y) = a_1X_1 + a_2X_2 + a_3X_3 + a_4X_4 + a_5,$$

где  $X_i$  есть *предикторы* (факторы окружающей среды или функции от них),  $a_i$  – коэффициенты регрессии (числа),  $Y$  – *зависимая переменная* (отклик), а  $f(Y)$  – функция связи (в простом случае  $f(Y) = Y$ ). Ошибка должна быть рас-

пределена по нормальному закону, что проверяется с помощью графиков нормальной вероятности (Montgomery, Peck, 1982). Если это не так, то выбиралась соответствующая функция связи  $f(Y)$ , либо нелинейные функции от предикторов.

Для зависимой переменной, выраженной дискретными или непрерывными положительными значениями, если ее распределение существенно отклоняется от нормального, функция связи есть натуральный логарифм (McCullagh, Nelder, 1989). Поскольку морфометрические величины не все распределены по нормальному закону, часть их преобразовывалась как описано в работе (Шарый, Пинский, 2013), что отмечается ниже верхним индексом «П» (например, преобразованная площадь сбора *МСА* записывалась как *МСА<sup>П</sup>*).

Теснота связи между зависимой переменной и предикторами оценивалась с помощью коэффициента детерминации  $R^2$ , а значимость связи – с помощью уровня вероятности  $P$ . Число предикторов в модели фиксировалось и полагалось равным четырем, так как при большем числе предикторов часть из них нередко оказывается незначимыми (Шарый и др., 2011). Значимость каждого из предикторов в модели оценивалась с помощью  $t$ -статистик Стьюдента (Montgomery, Peck, 1982), числовые значения которых подписываются ниже для каждого предиктора как нижний индекс в уравнении регрессии. Предиктор считался незначимым, если модуль  $t$ -статистики был меньше критического значения, определяемого по статистическим таблицам, таким как (Абрамовиц, Стиган, 1979). Во всех уравнениях ниже первый член в модели – наиболее значимый. В моделях проверялась линейная зависимость между предикторами, они должны быть независимыми. Критерием независимости считаются значения так называемых «факторов вспухания дисперсии» (Montgomery, Peck, 1982). Если значение наибольшего из них было меньше 5,15, то предикторы рассматривались как независимые; в противном случае данная комбинация предикторов исключалась из рассмотрения. Перебирались все возможные

комбинации предикторов, и из них отбиралась комбинация с наибольшим коэффициентом детерминации. Процент изменчивости зависимой переменной, объясненный изменчивостью предикторов, определялся значением коэффициента детерминации, умноженным на 100% (Montgomery, Peck, 1982; Guisan, Zimmermann, 2000).

Для учета неколичественных факторов среды (типы почв и др.) использовали индикаторные переменные, или индикаторы (Montgomery, Peck, 1982). Индикатор принимает два разных значения (0 и 1) и делит по качественному признаку, например, территорию лесного массива. Значимость индикатора в модели не предполагалась, а проверялась.

Верификация построенных моделей, или проверка ее предсказательной силы в новых точках наблюдения, осуществлялась по методике кросс-валидации Аллена (Allen, 1974). Такая проверка дает «предсказательный» коэффициент детерминации  $R^2_{Pr}$ , который, как правило, меньше обычного. В работе (Шарый и др., 2011) предложен показатель деградации модели, определенный как  $Degr = 100 \cdot (R^2 / R^2_{Pr} - 1)$ . Для установления успешности верификации использовался эмпирический критерий  $Degr < 50\%$  для объема выборки менее 200 точек (обычно менее 50); если этот критерий выполнялся, то модель считалась достаточно хорошо предсказывающей зависимую переменную в новых точках наблюдения, если нет – модель считалась не прошедшей верификацию и рассматривалась как непригодная для расчета карты зависимой переменной.

#### ***2.4. Концепция типов местоположений***

Как известно, на границах природно-климатических зон или поясов в пространственном распределении растительности наблюдаются отклонения, связываемые с эффектами *экстрazonальности*, то есть внедрения характерных для соседних зон типов растительности в данную. Такие наблюдения описаны в экологии как ***правило предварения*** Вальтера-Алехина (Вальтер, Алехин, 1936; Алехин, 1951; см. также Миркин и др.,

1989, С.144-145). Это правило предварения гласит, что экстразональные типы растительности располагаются в определенных положениях в рельефе, характеризующихся микроклиматом, отличающимся от типичного для данной зоны.

В целом растительность с изменением климатических условий меняет относительное положение в рельефе. Это более общее положение нашло в экологии выражение в **законе относительного постоянства местообитаний** Вальтеров (Walter, Walter, 1953), согласно которому виды компенсируют региональные различия в климатических условиях с помощью выбора сопоставимых микро-местообитаний путем изменения их относительных положений в рельефе, то есть, другими словами, их местоположений.

Поскольку местоположения определяются рельефом, это давало возможность строить различные концепции в почвоведении и экологии, основанные на использовании рельефа. Местоположения определяют не только микроклимат, но и общие характеристики гранулометрического состава почв, такие как элювий или аллювий. В некотором приближении его можно было бы попытаться описать, рассматривая лишь профиль склона от водораздела до дна депрессии, как это было предложено М.А. Глазовской (1964). Она отметила, что «Фация, биогеоценоз, энтопий или местоположение, элементарный ландшафт – это различные названия одного и того же объекта наиболее однородного и неделимого географического индивидуума» (*там же*, С.13). Термин «фация» взят из геологии, где под ним понимается относительно однородный по геологическим свойствам участок местности.

Хотя М.А. Глазовская построила основную часть своего описания местоположений на их геохимической сопряженности и изменениях окислительно-восстановительных условий вдоль профиля склона, но, как она отметила (1964, С.93), «Ряд фаций по К.Г. Раману, – это совокупность фаций, которая охватывает все местоположения на полном профиле рельефа от

вершины местного водораздела до середины местной впадины. Ряды фаций, которые охватывают все местоположений, включая заболоченные впадины, называются полными рядами» Она отметила в нескольких примерах и механизм аккумуляции в плане (1964, С.83-84). В ее классификации выделены 4 подтипа (Глазовская, 1964, С.39): «В пределах каждого типа элементарного ландшафта можно выделить четыре подтипа по принадлежности ландшафта к тому или иному ряду: **автономный элювиальный, трансэлювиальный, трансаккумулятивный, аккумулятивно-элювиальный**». В такое определение не входит ни терморезим склонов, ни связанные с ним характеристики рельефа (Шарая, Шарый, 2009).

Следует заметить, что при рассмотрении только профиля склона мы можем учесть лишь один из двух механизмов аккумуляции геохимических потоков (Рис.2.2). Он связан с относительным замедлением на вогнутых в профиле склонах мигрирующих по земной поверхности веществ, вызывая такие явления, как водное насыщение почв или накопление мелкодисперсных частиц в этих участках склона (Shary et al., 2002; Шарая, Шарый, 2003; Шарая, 2007; Шарая, Шарый, 2009). Качественная классификация участков земной поверхности по их положению на профиле склона, предложенная Р. Руэ (Ruhe, 1956), нередко используется в зарубежной литературе (Penock et al., 1987; MacMillan, Shary, 2009). Была также предложена более детальная девятиэлементная модель профиля склона (Dalrymple et al., 1968), однако и она имеет тот же недостаток, который, по известному замечанию Р. Хаггета (Huggett, 1975; см. также Джеррард. 1984), состоит в том, что даже небольшие изменения в плане способны привести к существенным изменениям почв и растительности.

Хотя в концепции местоположений М.А. Глазовской не учитывается экспозиция склонов, она (1964, С.85) цитирует брошюру под редакцией Н.А. Солнцева: «**Подурочище** – природно-территориальный комплекс, состоящий из группы фаций, тесно связанных генетически и динамически, вследствие их общего положения на одном из элементов формы мезорель-

ефа *одной экспозиции*» (курсив наш). Температуры под пологом леса и связь терморегима склонов с фитоценозами изучалась многими авторами, однако осуществить подобные измерения можно лишь на небольшом числе площадок. Поэтому для протяженных местностей терморегим оценивался по экспозиции склонов (Щербаков, 1970; Крауклис, 1979). Н.М. Сибирцев (1900, С.263), рассматривая связь рельефа с температурой почвы, отметил: «При одном и том же количестве тепловых лучей, посылаемых солнцем, почва воспринимает их тем больше, чем *ближе к прямому углу падения* луча». Как уже отмечалось (раздел 2.2), прямой характеристикой этой перпендикулярности падения является освещенность склонов.

Полагая типы местоположений базой для пространственного моделирования, мы дополнили концептуальную схему М.А. Глазовской учетом общих механизмов переноса, переотложения и аккумуляции веществ, а также учетом светового и термического режима склонов и реализацию новой схемы в формализованном виде (Шарая, Шарый, 2009). Наша схема является непрерывной в том смысле, что предполагает постепенный переход одного типа местоположения в другой без резких границ, которые в природных условиях далеко не всегда четко различимы.

Концепция местоположений (Глазовская, 1964; MacMillan, Shary, 2009) в определенной мере ассоциирована с концепцией катен (Milne, 1935; Джеррард, 1984; Петрищев и др., 2016) как чередующихся связанных местоположений, с которыми закономерно связаны свойства почв и растительности. Возможность расчета местоположений и катен усиливается доступностью подробных матриц рельефа. Доступность таких матриц в последние годы резко возросла, так что подробные матрицы рельефа разрешения 3" (90 м) в плане (Rodriguez et al., 2005) и климата разрешения 30" (900 м) в плане (Hijmans et al., 2005), открыто доступные в Интернет, уже стали реальностью наших дней, что здесь и используется.

Учет экспозиции склонов, двух механизмов аккумуляции и непрерывности изменения местоположений осуществлен нами в работе (Шарая, Ша-

рый, 2009). Это привело к модифицированным типам местоположений, сравнение которых с местоположениями М.А. Глазовской (1964) показано в Табл.2.2.

Таблица 2.2. Связь типов местоположений по М.А. Глазовской с модифицированными.

По М.А. Глазовской	Баллы	Модифицированное	Баллы
Элювиальный (Э)	1	Э	1
Трансэлювиальный (ТЭ)	2	ТЭ южных склонов (ТЭю)	2
		ТЭ северных склонов (ТЭс)	3
Транзитный (Т)	3	Т южных склонов (Тю)	4
		Т северных склонов (Тс)	5
Трансаккумулятивный и аккумулятивный (ТА, А)	4	ТА, А	6

Нумерация баллов для типов местоположений по Глазовской связана с изменением их геохимической сопряженности (Э – геохимически самостоятельный, ТА и А – геохимически несамостоятельные), выражающейся, в частности, в гранулометрическом составе почв. Нумерация модифицированных типов местоположений упорядочена по механическому составу почвообразующих пород, запасам влаги и ряду биотических характеристик, которые в предварительном анализе данных показали тесную связь как с относительным положением в рельефе, так и с освещенностью склонов.

### ***2.5. Расчет и построение прогнозных карт.***

Прогнозные крупномасштабные карты лесных экосистем. Прогнозные данные по отдельным площадкам о функциональных и структурных преобразованиях для крупномасштабного картографирования лесных экосистем рассчитывались с помощью специальных программ прогнозирования в рамках ландшафтно-экологического подхода (Коломыц, 2003, 2008). Процедура основана на рассмотрении *пространственного многообразия локальных функциональных, а затем и структурных перестроек* в экоси-

стеме при одном и том же сценарии изменения климата. Подход состоит в построении *дискретных эмпирико-статистических моделей* структуры и функционирования экосистем. Основой прогнозных моделей является эмпирически установленный факт, что связь метаболических параметров лесной экосистемы с изменением климата для Волжского бассейна реализуется посредством летнего содержания влаги в почве (Коломыц, 2003, 2008). На первом этапе проводилась гидротермическая ординация, в которой выявлялись ведущие экологические факторы пространственного варьирования биогеоценозов и их отдельных признаков. На следующих этапах для прогноза осуществлялось следующее: 1) установление зонально-региональных связей июльских запасов продуктивной почвенной влаги с коэффициентом увлажнения для экорегионов; 2) расчет изменения летних влагозапасов в почве для различных топокосистем, чтобы далее их можно было использовать в качестве предикторов для прогнозных расчетов функциональных изменений; 3) для прогноза структурных преобразований определялись критические значения летнего влагосодержания, при которых происходят переходы типов растительного покрова: от смешанных лесов к широколиственным, а затем первых и вторых – к лесостепным формациям, т.е. к комплексу островных лесов и луговых степей; 4) оценка вероятностей и скоростей взаимных переходов в системе биогеоценозов, согласованная с установленными трендами климатогенных изменений июльских запасов почвенной влаги. Под переходом понималась такая смена функционального, а затем и структурного состояния данного фитоценоза, при которой он принимает (с той или иной вероятностью) черты других фитоценозов из-за сближения их гидроэдафических ниш.

Отличительные черты методологии картографирования как ландшафтно-экологической состояли в том, что на первом этапе применялись методы предсказательного моделирования для расчета матрицы (карты) современной пространственной изменчивости данной характеристики экосистемы, а на втором этапе, для получения прогнозной карты, к этой матрице

применялся только что описанный подход. При этом на первом этапе широко использовались индикаторы, а также методы геоморфометрии и модифицированные типы местоположений, что позволяло выявлять существенно более тесные связи.

Для расчета прогнозных карт свойств экосистем в качестве предикторов использовались матрицы тех же свойств на базовый срок. Например, распределение групп фитоценозов, прогнозируемых к 2125 г. по климатической модели HadCM3 (сценарий эмиссии A2), выраженное в упорядоченных по степени гидроморфизма баллах, было тесно связано с распределением фитоценозов в базовом периоде. Поэтому карту прогнозируемых групп фитоценозов можно рассчитывать, включая в качестве предиктора матрицу базовых групп.

Экологическая инерция. Между изменением климата и изменением лесных экосистем есть некоторая задержка, связанная с экологической инерцией (Lischke et al., 1998). Оценки этой задержки пока не могут считаться надежными, и потому прогнозные карты, как правило, рассчитываются как карты *потенциальных* состояний экосистемы (Iverson, Prasad, 1998), т.е. в предположении, что задержка из-за экологической инерции уже произошла. Такие потенциальные состояния могут оказаться не реализованными или не полностью реализованными к прогнозному сроку. Например, по результатам сорокалетних наблюдений за зоной контакта лиственных и хвойных лесов в горах США (Beckage et al., 2008) при использовании для оценки климата данных метеостанций, экологическая инерция составила 30 лет, в течение которых средняя скорость продвижения лиственных лесов вверх по склонам была на порядок меньше (~1 м/год), чем в последующие десять лет (~9 м/год).

Прогнозные карты для агроландшафтов западной части бассейна р. Оки. Подход здесь аналогичен только что описанному, но экологическая инерция для сельскохозяйственных культур практически отсутствует, и

здесь особенно важен микроклимат. Для агроландшафтов также важна хронологическая последовательность действия климатических факторов (например, бесснежный февраль с последующей холодной весной неблагоприятны для озимой пшеницы), и если она повторяется, так что некоторые статистически не независимые характеристики климата формируют стабильное сочетание, то это нельзя учесть в регрессии непосредственно, так как предикторы должны быть независимы. Это учтено нами с помощью специального подхода (Глава 5).

### **Глава 3. Крупномасштабное прогнозное картографирование при сравнительном изучении лесных экосистем из гумидной и полуаридной зон**

#### **3.1. Объекты исследования**

В этой главе изучаются лесные массивы природного Национального парка «Самарская Лука» и Приокско-Террасного биосферного заповедника (ПТЗ) (Рис. 3.1). Самарская Лука (СЛ), включающая в себя Жигулевский заповедник, расположена в Самарской области на южной границе леса и степи. Территория СЛ находится в Самарской области в полуаридном климате (Табл.3.1). Приокско-Террасный биосферный заповедника (ПТЗ) находится на юге Московской области на границе зоны смешанных и широколиственных лесов в гумидном климате (Табл.3.1).

Средние многолетние (за 50 лет с 1950 г. до 2000 г.) климатические показатели для экорегионов приведены в Табл.3.1. Климатические условия экосистемы СЛ характеризуются более высокой температурой июля и более низкими значениями осадков вегетационного периода.

Таблица 3.1. Средние многолетние климатические показатели для экорегионов, по данным (Hijmans et al., 2005).

<b>Климатические показатели</b>	<b>ПТЗ</b>	<b>СЛ</b>
Средняя температура июля	+18,4°	+20,2°
Средняя температура января	-9,6°	-13,5°
Средняя годовая температура	+4,9°	+4,0°
Сумма годовых осадков	650 мм	530 мм
Сумма осадков теплого периода	340 мм	255 мм
Сумма осадков холодного периода	310 мм	275 мм

Линейные размеры обоих этих участков – порядка 10 км.

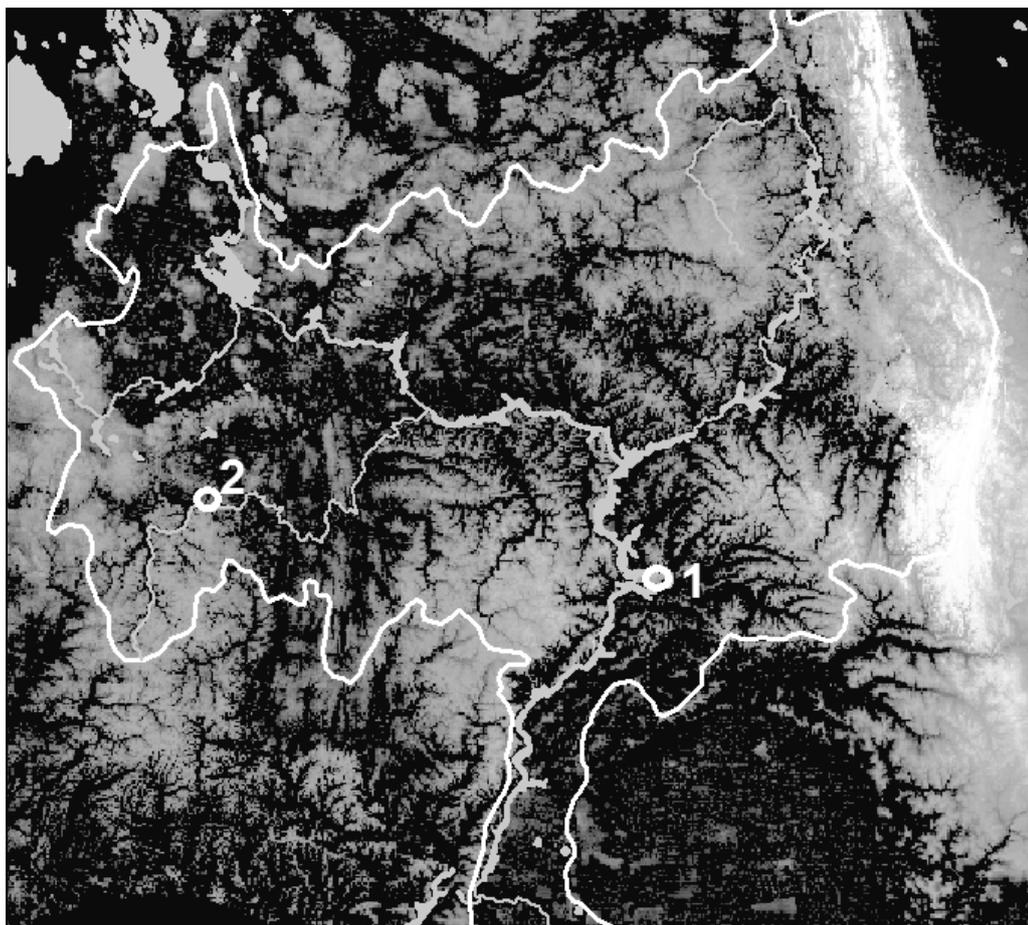


Рис.3.1. Положение участков исследования на карте высот возвышенных мест Волжского бассейна: 1 – Самарская Лука, 2 – Приокско-Террасный заповедник.

СЛ известна как отдельное возвышение, представляющее собой нефтяной купол (Шарая, Шарый, 2009). Абсолютная высота здесь меняется от 12 м на берегу р. Волги до 377 м (перепад высот составляет 365 м), а в ПТЗ – от 110 до 184 м (перепад 74 м). Характеристики рельефа для обоих участков рассчитывались по матрицам высот разрешения 50 м: матрица для СЛ получена из спутниковых данных о рельефе (SRTM-3, 2003), для ПТЗ – из топокарт масштаба 1 : 10 000. Экосистема СЛ описывалась с помощью данных наземной ландшафтно-экологической съемки (Коломыц, 2008) по 39 площадкам наблюдения, ПТЗ – по 45 площадкам. Сравнение пространственной дифференциации абиотических и биотических свойств лесных экосистем полуаридной и гумидной зон позволяет лучше понять различия

между откликами этих экосистем на глобальное изменение климата, для чего в главе проводится соответствующий сравнительный анализ.

Для лесных экосистем этих двух участков рассчитываются карты характеристик лесной растительности, а также общие запасы органического углерода (в почве и в растениях) для базового и прогнозных периодов. Используется описанная выше (раздел 2.4) модифицированная по отношению к работе (Глазовская, 1964) классификация типов местоположений (Шарая, Шарый, 2009), в которой учтен не только профиль склона, но также его свойства в плане и различия в терморегиме склонов. Используются пространственно явные (т.е. выражающиеся картами) регрессионные модели, каждая из которых верифицирована для базового срока (раздел 2.3); для прогнозного срока эти модели обобщены с использованием моделей глобального изменения климата и аналитических связей ведущих свойств экосистемы с климатом, найденных ранее (Коломыц, 2008).

Изучаются также количественные характеристики устойчивости экосистем – индекс упругой устойчивости и индекс резистентной устойчивости. Рассматривается, в частности, как связаны с этими индексами прогнозируемые функциональные и структурные изменения, общие запасы органического углерода.

Сравнение результатов для лесных экосистем аридной и гумидной зон позволяет лучше понять различия между влиянием ведущих факторов окружающей среды на реакции этих экосистем на глобальное изменение климата, из-за чего в этой главе и изучаются две находящиеся в различных зонах территории, с проведением соответствующего сравнительного анализа.

**Самарская Лука.** Жигули расположены в узкой полосе, идущей по северному краю Самарской Луки, и представляют собой глубоко расчлененную (низкогорную) примыкающую к долине Волги часть Приволжской возвышенности шириной 5–6 км, за которой начинается «залесенное и ле-

состепное плато» (Прокаев, 1956). По схеме районирования (Физико-географическое районирование Среднего Поволжья, 1964), это самостоятельный Жигулевский возвышенно-равнинный район с двухъярусным рельефом среднеплиоценового возраста, развитым на пермских и карбоновых известняках и доломитах. По результатам морфометрического анализа рельефа Евразии Жигулевская возвышенность (Самарская Лука) определена нами как самостоятельная геометрическая структура первого континентального уровня наряду с известными возвышенностями и горами Евразии (Shary et al., 2005; Шарая, 2007; Шарая, Шарый, 2009; Шарый, 2011), Рис.3.2. По геометрии рельефа она не является частью ни Приволжской, ни Бугульминско-Белебеевской возвышенности, ни Северного Общего Сырта (Рис.3.2). Изолиния высоты, проходящая через ее геометрическое основание находится на отметке 71 м, площадь составляет  $1300 \text{ км}^2$ , объем –  $146 \text{ км}^3$ , средняя высота – 112 м, максимальная высота от ее основания – 306 м (при максимальной абсолютной высоте около 370 м).

Самарская Лука представляет собой типичный хорошо выраженный нефтяной купол; подобные купола встречаются, например, на Кавказе и в Австралии. Предполагается, что их происхождение связано со всплыванием солей на геологических временах. Солями «цементируются» горные породы, слагающие купол и внутри купола образуются герметично закрытые стратиграфическими горизонтами пустоты. В этих пустотах и формируется нефть. Территория Самарской Луки и ее окрестностей еще в довоенное время была известна как перспективная для добычи нефти из-за выходов жидкой нефти на реках Сок и Волга, выходов гудронового песчаника и асфальта на Самарской Луке (Губкин, 1937). Будучи нефтяным куполом, Самарская Лука имеет не только «геометрическую» самостоятельность, но и специфическое геологическое происхождение.

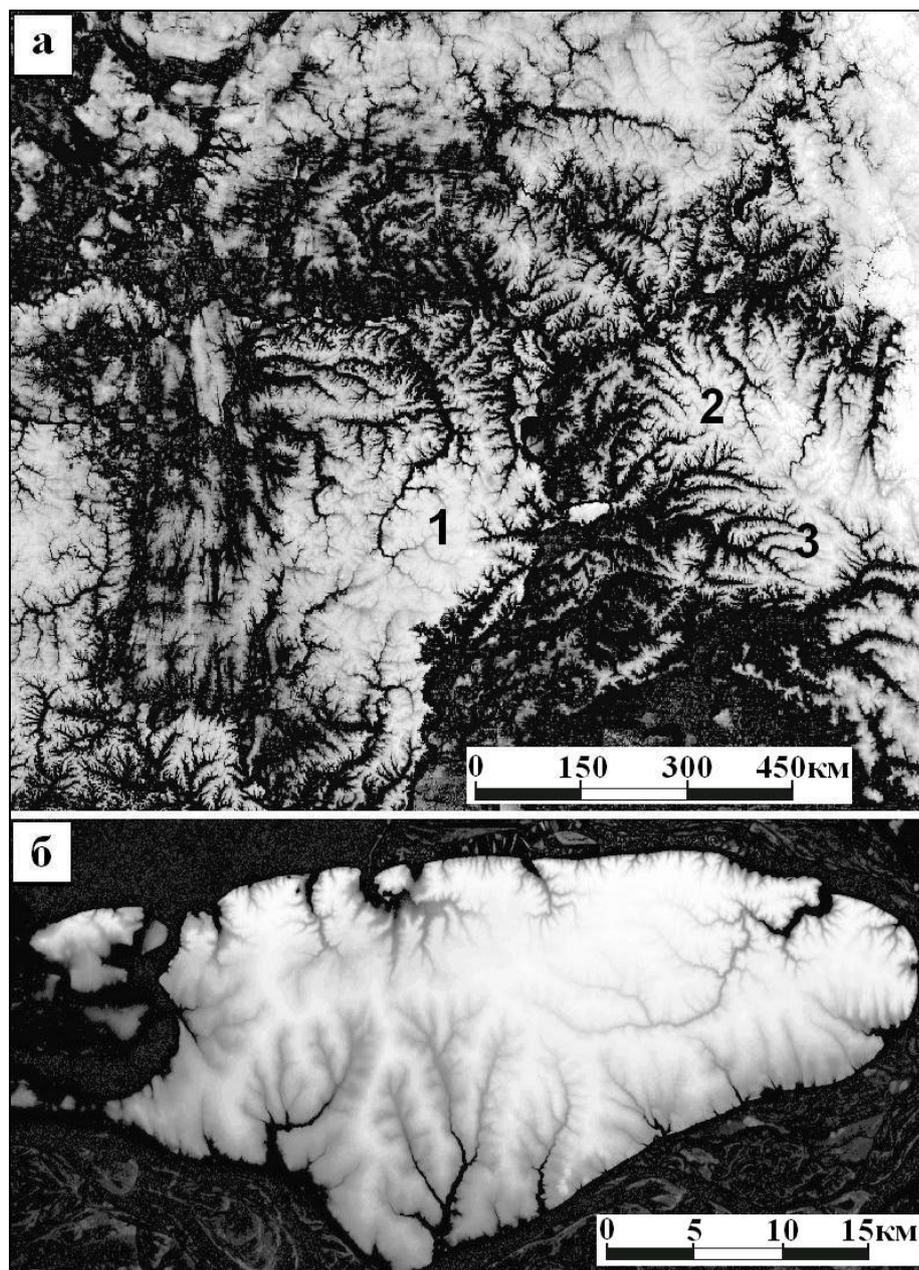


Рис.3.2. Морфометрические карты Самарской Луки: а – среди возвышенностей средней части Волжского бассейна, рассчитанных по методу, описанному в (Shary et al., 2005) возвышенности: 1 – Приволжская, 2 – Бугульминско-Белебеевская, 3 – Северный Общий Сырт), б – геометрические границы Самарской Луки.

Следствием ее принадлежности к нефтяным куполам является повышенная прочность слагающих ее пород, резкая смена их, обусловленная глубоким «врезанием» ее в толщу пород Русской равнины за счет «работы» русла р. Волги (Рис.3.3 и Рис.3.4).

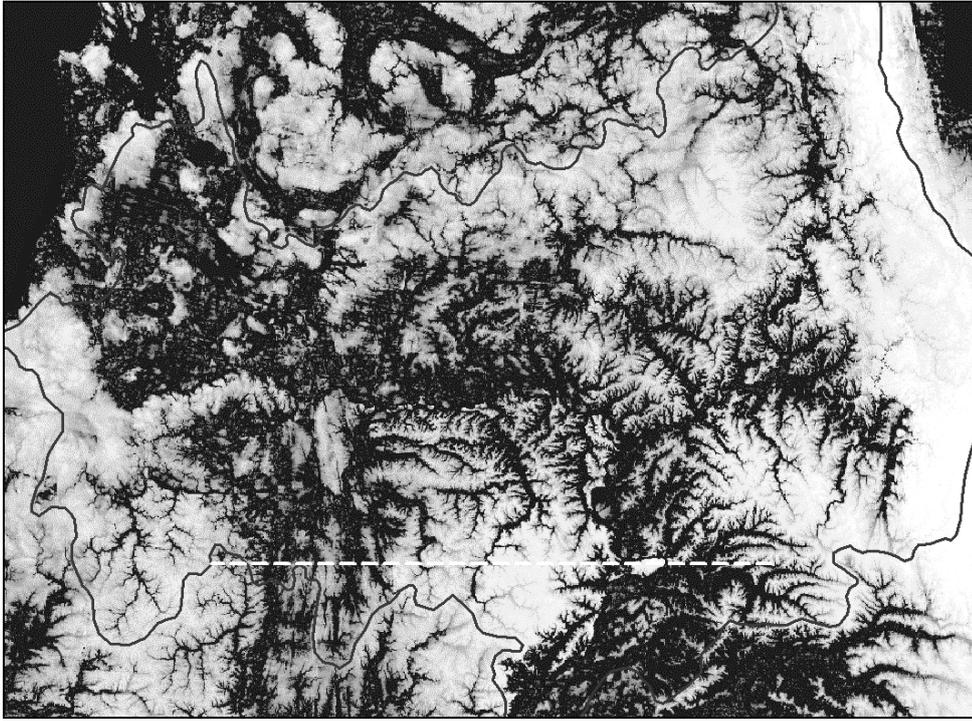


Рис.3.3. Прямая, для которой на следующем рисунке построен профиль рельефа по спутниковым данным о высоте. Черная линия – граница Волжского бассейна.

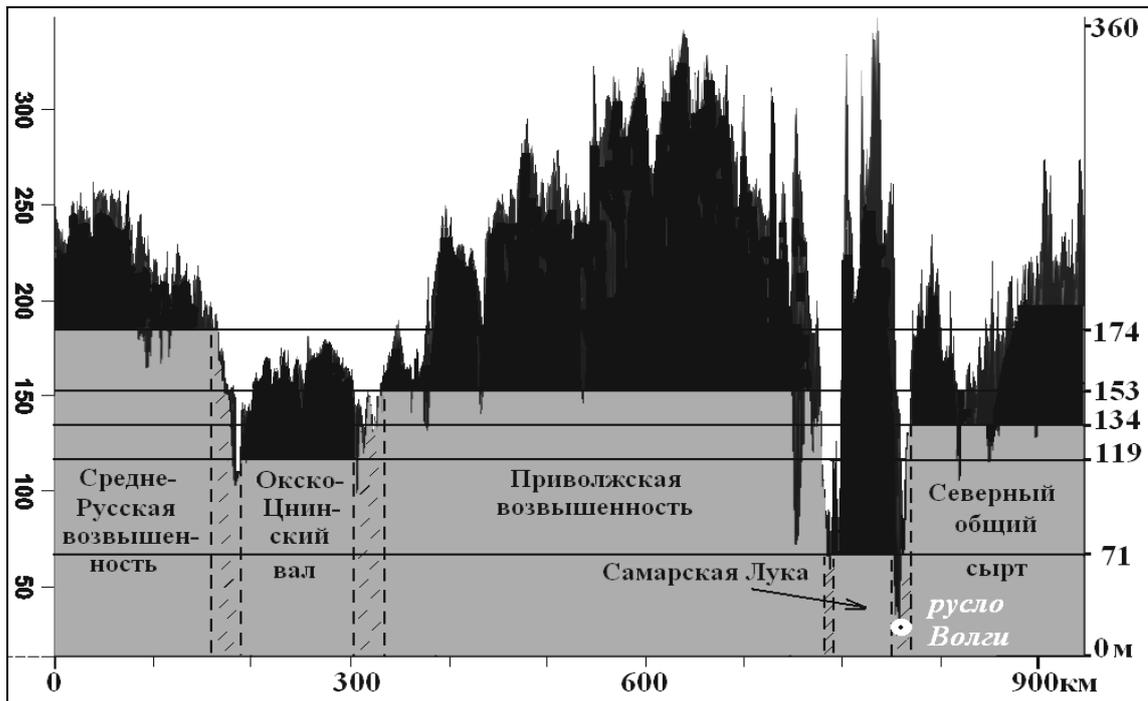


Рис.3.4. Профиль высот, проходящий через Самарскую Луку с указанием реальных расстояний по горизонтальной оси и абсолютных высот по вертикальным осям (по правой вертикальной оси выделены отметки высот, на которых находится основание возвышенности, например, основание Средне-Русской возвышенности находится на высоте 174 м, а Приволжской – на высоте 153 м).

Самарская Лука представляет собой сложенный из плотных пород нефтяной купол. О твердости купола можно судить и по тому факту, что он «вынуждает» р. Волгу, собравшую в этом месте свой основной водосбор, 3 раза менять направление течения на 90 градусов (реки с большим водосбором могут прокладывать русла даже через горные хребты). В контрасте со сравнительно плоскими соседними возвышенностями «полуостров» создает иллюзию горного рельефа. Так окаймляющая Самарскую Луку горизонталь находится на высоте 71 м (Рис. 3.4), окаймляющая Приволжскую возвышенность – на высоте 153 м, Северный Общий Сырт – на 134 м и Бугульминско-Белебеевскую возвышенность – на 138 м. Углубление основания Самарской Луки составляет 82 м по отношению к основанию Приволжской возвышенности (высота 33-этажного дома). А значит, Жигулевские горы «увеличивают» свою относительную высоту на 82 м по сравнению с соседними возвышенностями. На территории Приволжской возвышенности по матрицам НАСА SRTM30 имеются отметки *абсолютных высот больше*, чем на территории Самарской Луки. С другой стороны, на Рис.3.4 видно, что Самарская Лука имеет наибольшую высоту от ее основания до вершин хребтов – около 300 м, а Приволжская возвышенность – около 200 м. Поэтому Жигулевские горы обязаны своей природой и названием реке Волге, поскольку ее работа по углублению русла значительно увеличила относительную высоту Жигулевской возвышенности.

Основными почвообразующими породами в Самарской Луке являются доломиты и известняки плиоценового возраста, но также распространены пески и суглинки (Саксонов, Сенатор, 2013). Описаны также некоторые другие породы, включая лёссовидные суглинки, образующие террасы мелкодисперсных продуктов выветривания по бортам долин (Обедиентова, 1998). При описании почв Самарской Луки отмечено, что главным фактором известной здесь контрастности почвенного покрова является неоднородность почвообразующих пород (Гагарина, Абакумов, 2004). Преобладающими в северной части Самарской Луки являются дерново-

карбонатные и серые лесные почвы, однако на сравнительно меньшей площади распространены также черноземы, дерново-подзолистые и бурые лесные почвы (Гагарина, Абакумов, 2004). Геологическая природа нефтяного купола с упрочненными породами может быть не только причиной контрастности литологии и почв, уникальной растительности, но и причиной существования самого Жигулевского низкогорья посреди Русской равнины, «вставшего» на пути речных вод Волги, которая имеет в этом месте водосборную площадь, близкую к максимальной.

Находясь непосредственно у южных границ южной лесостепи, экосистема Жигули имеет весьма широкий спектр растительных сообществ, с большим числом редких видов растений – от неморальных лесов до остепненных боровых сосняков и настоящих северных каменистых (горных) степей (Саксонов, Сенатор, 2013).

**Приокско-Террасный заповедник.** Приокско-Террасный биосферный заповедник находится на самом юге подтаежной зоны Русской равнины (Рис.3.5), на трансконтинентальном бореальном экотоне (Базилевич и др., 1986; Коломыц, 1995, 2005). Эта полоса входит в зону границы, где меняется соотношение тепла и влаги на территории Европейской России. Изменение соотношения существенно меняет потенциал основных природных процессов: выветривания и почвообразования, миграции веществ, развития биоценозов (Родин, Базилевич, 1965; Таргульян, 1971; Глазовская, 1992 и др.).

Приокско-Террасный биосферный заповедник является особенным в отношении литогенной основы формирования природных комплексов. Он расположен в пограничной полосе между двумя достаточно контрастными видами ландшафтов Окского бассейна: 1) водноледниковыми и древнеаллювиальными аккумулятивными песчаными равнинами с елово-сосновыми и еловыми лесами и 2) эрозионными волнистыми слабокарбонатно-суглинистыми увалами с дубово-липовыми лесами (Коломыц, 2005).

Северная часть территории заповедника относится к первому виду ландшафтов, а южная – ко второму. С таким контрастом литогенной основы связано фитоценоотическое и почвенное разнообразие природных комплексов заповедника. Многообразию биогеоценоотических структур биосферного заповедника соответствует и многообразие их ответной реакции на глобальные изменения, что требует внимательного анализа структуры и функционирования экосистемы.

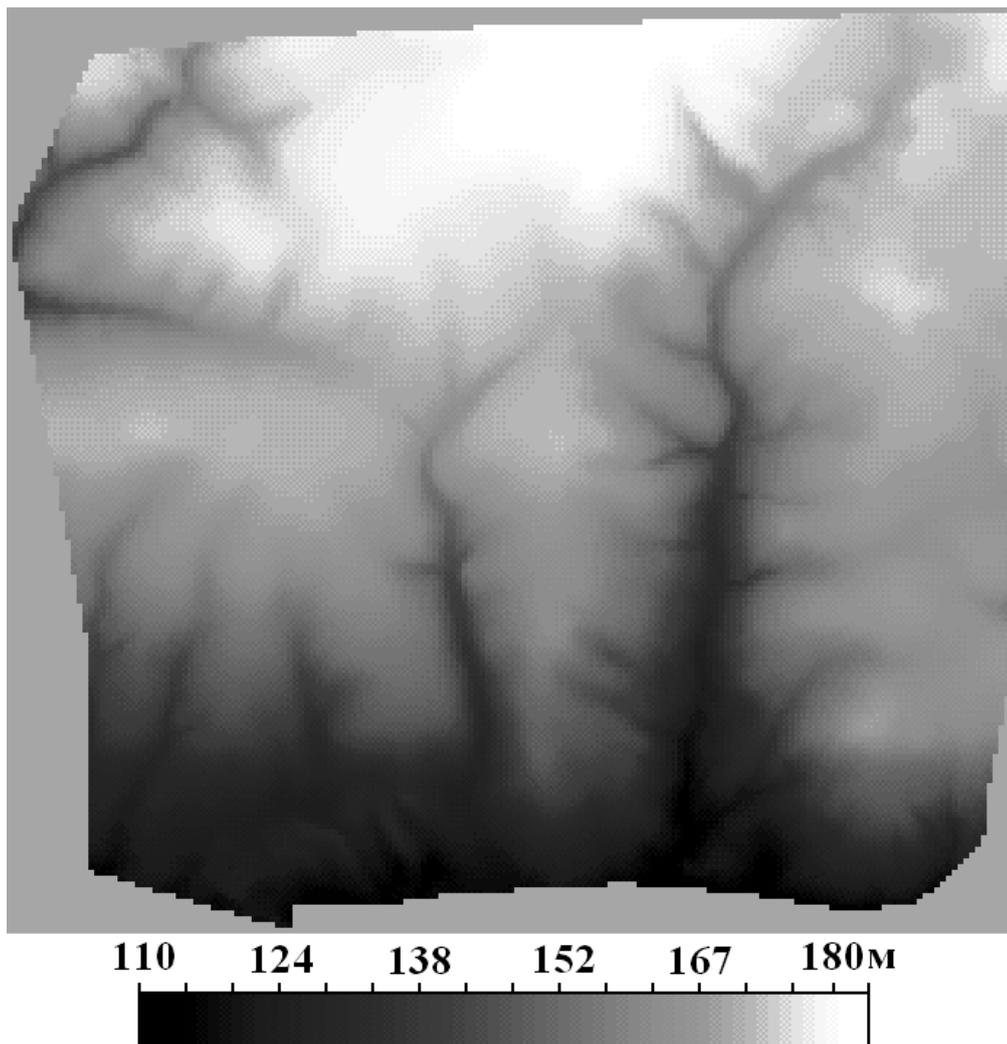


Рис.3.5. Карта высот Приокско-Террасного заповедника (шаг решетки 50 м).

По археологическим свидетельствам и документам (Заугольнова, 2001) до середины XVIII в. территория Приокско-Террасного заповедника прошла через этапы полного облесения, в 1888 г. эта территория была отнесена к категории защитных. На ней были прекращены рубки и начались по-

садки сосны. Таким образом, зафиксированное нами при ландшафтно-экологической съемке состояние лесных сообществ является результатом примерно 100-летнего процесса лесовосстановительных смен, поэтому все леса заповедника считаются в той или иной степени производными. На территории заповедника полностью отсутствуют зональные сообщества хвойно-широколиственных лесов, которые имели бы возраст порядка 300–400 лет, соразмерный с длительностью жизни деревьев-эдификаторов. К тому же, лесовосстановительный процесс осложнялся периодическими выборочными (и даже сплошными) рубками и пожарами. По-видимому, интенсивное и продолжительное антропогенное воздействие, предшествующее организации заповедника, является одной из причин сильно выраженной мозаичности растительного покрова современного заповедника (Заугольнова, 2001).

Коренной растительной формацией территории заповедника считается елово-широколиственная (Ковда и др., 1981), однако к настоящему времени ель в данных сообществах почти полностью вытеснена сосной и сосново-дубово-липово-еловыми лесами, занимающие широкий диапазон типов местоположений.

По материалам А.И. Каляева (Заугольнова, 2001) и данным лесной таксации со времени организации заповедника с 1946 г. по 1981 г. отмечено увеличение доли ели и липы во взрослом древостое и особенно в подросте. Этот процесс оценивается как замена пионерных видов (сосны, березы, осины) на зональные эдификаторы хвойно-широколиственных лесов (ель обыкновенную и липу мелколиственную) в условиях полного заповедного режима.

**Морфометрия Самарской Луки и Приокско-Террасного заповедника.** Для Самарской Луки (СЛ) значения абсолютной высоты на территории лесных массивов находятся в диапазоне от 12 м до 377 м (перепад высот

365 м), при среднем значении 195 м, для Приокско-террасного заповедника (ПТЗ) – от 110 м до 184 м (перепад высот 74 м), среднее значение – 158 м.

Территория СЛ имеет намного больше по площади крутых и очень крутых склонов (Табл.3.2.), больше участков с малыми значениями площади сбора (менее 1 га), которая обычно ассоциирована с влагообеспеченностью почвы (Wigmosta et al., 1994; Ryan et al., 2000). Территория СЛ имеет меньшую площадь наиболее прогреваемых южных и юго-западных склонов, чем располагающийся на южном мезосклоне Средне-Русской возвышенности ПТЗ. Однако, сравнение территорий с помощью площадей, занятых хорошо освещенными склонами (освещенность выше 61,7%) при положении Солнца на юге и юго-западе (азимуты 180° и 225°, соответственно) дает результат, характеризующий СЛ как подвергающуюся много более сильному воздействию солнечной радиации, чем ПТЗ.

Таблица 3.2. Морфометрические характеристики, определяющие гидрологический, термический и световой режимы двух экорегионов.

<b>Морфометрические характеристики</b>	<b>ПТЗ</b>	<b>СЛ</b>
Крутизна более 3°	5,4%*	71,4%
Площадь сбора менее 1 га	3,6%	9,2%
Экспозиция склонов от 135° до 225°	43,7%	22,5%
Экспозиция склонов от 200° до 245°	21,5%	14,3%
Освещенность склонов с юга более 61,7%	0,7%	18,5%
Освещенность скл. с юго-запада более 61,7%	1,1%	22,5%
* – площадь территории, которая характеризуется указанной морфометрической характеристикой, выраженная в % от площади всего полигона, принятой за 100%.		

Представленные в Табл.3.2 результаты показывают, что связанные с гидротермическим режимом статистические характеристики рельефа СЛ существенно отличаются от ПТЗ тем, что способствуют формированию гидротермического поля с резко выраженными пространственными градиентами из-за большой крутизны и сильной освещенности склонов. Морфометрические характеристики СЛ способны создавать контрастный гид-

ротерморезим в экосистеме, и он оставался бы более контрастным, чем в ПТЗ, даже если бы обе экосистемы находились в одинаковых климатических условиях.

При изучении изменчивости функциональных и структурных свойств лесных экосистем в пространстве и во времени чаще строились мелкомасштабные карты (Busby, 1988,1991; Carpenter et al., 1993; Lischke et al., 1998; Theurillat et al., 1998; He, Mladenoff, 1999; He et al., 1999; Aber et al., 2001; Комаров, 2007; Комаров, Чертов, 2007), поскольку на этих масштабах лучше выражены связи этих свойств с климатом.

В задаче построения крупномасштабных пространственных моделей лесных экосистем одним из важнейших факторов среды оказался тесно связанный с рельефом микроклимат. Так, при попытке сопоставить наземные измерения фенологических свойств лесной растительности со спутниковыми данными на юго-востоке США, были осознаны трудности сопоставления без учета микроклимата (Fisher et al., 2006, 2007). Например, возрастание высоты на 4,16 м приводило к задержке срединного дня весны на одни сутки, из-за существенного влияния микроклимата. Исключая исследования автора настоящей работы, первое исследование по учету связи микроклимата с использованием рельефа с характеристиками растительности было осуществлено лишь недавно (Hwang et al., 2011), однако в нем использовалось только пять характеристик рельефа, что явно недостаточно. В результате крупномасштабные пространственные (не динамические) модели лесных экосистем создавались чаще всего для одной горы или горной системы (Guisan et al., 1999; Maggini et al., 2006; см. однако Iverson, Prasad, 1998). Динамические модели лесных экосистем почти не применялись для крупных масштабов прежде всего потому, что требовали надежных данных о закономерностях пространственной изменчивости климата на участках слишком малой протяженности, а важные для таких ситуаций характеристики микроклимата не умели характеризовать.

### ***3.2. Описание сопряжений типов местоположений***

При всей важности микроклимата на крупных масштабах как определяющего изменения гидротерморезима в экосистеме, он не является самым главным фактором, определяющим закономерные пространственные изменения свойств лесной растительности. В этом отношении важны также исследования М.А. Глазовской (1964) о местоположениях, определенных ею как относительные положения в рельефе (см. раздел 2.4), с которыми связаны литологические, геохимические и гидрологические свойства абиотической среды. Однако, эти исследования базировались только на профиле склона и не учитывали изменений склонов в плане и различий в терморезиме склонов. Соответствующий учет был осуществлен автором (Шарая, Шарый, 2009), что позволило перейти к обоснованному количественному описанию местоположений. Этим была создана пространственно явная модель типов местоположений, в которой учтены профиль, план и терморезим склонов. Предполагается (в работе это статистически обосновывается для конкретных территорий), что свойства экосистем связаны с местоположениями (напр., Walter, Walter, 1953; Коломыц, 2008). Фактическое подтверждение этого положения основано на статистическом сравнении свойств экосистем с местоположениями и другими факторами среды (Шарая, Шарый, 2009). Этот подход ранее не был известен в литературе.

Для построения моделей типов местоположений использовались данные полевых измерений проф. Э.Г. Коломыц (2008), проведенные в июле 1996 г. на территории Самарской Луки и в июле 1999 г. на территории Приокско-Террасного биосферного заповедника. Характеристики рельефа рассчитывались для СЛ по матрице высот с шагом решетки 50 м, полученной из спутниковых данных о рельефе (проект НАСА SRTM-3, 2003) в проекции Гаусса-Крюгера для 9-й шестиградусной зоны. Для ПТЗ – путем преобразования оцифрованных топографических карт масштаба 1 : 10 000 в матрицу высот с шагом 50 м в проекции Гаусса-Крюгера для 7-й зоны.

Известная концепция местоположений М.А. Глазовской (1964) и общие идеи подхода автора к описанию ее модификации на учет не только профиля склона, но и свойств рельефа в плане, а также различий в терморегиме склонов описаны выше (раздел 2.4). Однако, помимо общих идей, требовалась конкретная методика описания местоположений по рельефу, с учетом этих модификаций.

Такая методика предложена и обоснована автором в работе (Шарая, Шарый, 2009); конкретизируем ее здесь в применении к изучаемым местностям.

Для этого используем статистическую связь измеренных в поле типов местоположений с рельефом. Поскольку номера местоположений (по Табл.2.3) составляют дискретную положительную переменную, от нее следует брать логарифм (раздел 2.3). Регрессионная модель связи местоположений (*МПЛ*) с рельефом для Самарской Луки имеет вид (Шарая, Шарый, 2009)

$$\ln MPЛ_{СЛ} = 1.387 \cdot I_1 \cdot MCA^{+17.62} - 0.1360 \cdot H^{-3.68} + 0.009609 \cdot \cos A_0 \cdot GA^{+2.73} - 0.07870 \cdot E^{-2.06} + 0.02225, \\ R^2 = 0.913 (Degr = 3.4\%), P < 10^{-6}; \quad (3.2.1)$$

где:

$I_1$  — индикатор, отделяющий плакоры от других участков местности: 0 для плакоров, 1 — для остальных участков местности; сам индикатор и отвечающие ему участки на карте определялись по двум критериям, характеризующим приводораздельные области рельефа: малые значения площади сбора и низкие значения крутизны,  $I_1 \cdot MCA$  — площадь сбора на склонах и в долинах, исключая плакоры;

$H$  — средняя кривизна, отрицательная для вогнутых и положительная для выпуклых форм рельефа;

$\cos A_0$  — северный компонент экспозиции,  $GA$  — крутизна,  $\cos A_0 \cdot GA$  —  $MВ$ , описывающая со знаком «+» крутые склоны северной экспозиции;

$E$  – разностная кривизна, является характеристикой, определяющей преобладание первого или второго механизма аккумуляции.

Модель (3.2.1) объясняет 91% пространственной изменчивости  $MPL$  изменчивостью следующих выявленных факторов:

- а) рост значений типов  $MPL$  в баллах происходит с ростом площади сбора на склонах вне области плакоров (первый предиктор со знаком «+»);
- б) типы  $MPL$  с высокими значениями баллов (трансаккумулятивные, аккумулятивные) ассоциированы больше с вогнутыми формами (второй предиктор со знаком «-»);
- в) смена  $MPL$  быстрее происходит на крутых склонах северной экспозиции (третий предиктор со знаком «+»);
- г) трансаккумулятивные, аккумулятивные типы  $MPL$  ассоциированы больше с зонами, где преобладает 2-й механизм аккумуляции за счет замедления частиц на вогнутых участках склона над 1-м механизмом, когда аккумуляция поддерживается сближением потоков (4-й предиктор  $E$  со знаком «-»).

Критерий деградации модели, показывающий способность ошибиться в предсказании значений изучаемой переменной в других точках ( $Degr = 3.4\%$ ), указывает на успешность верификации и позволяет рассчитать обоснованную карту  $MPL$  для СЛ (Рис.3.6).

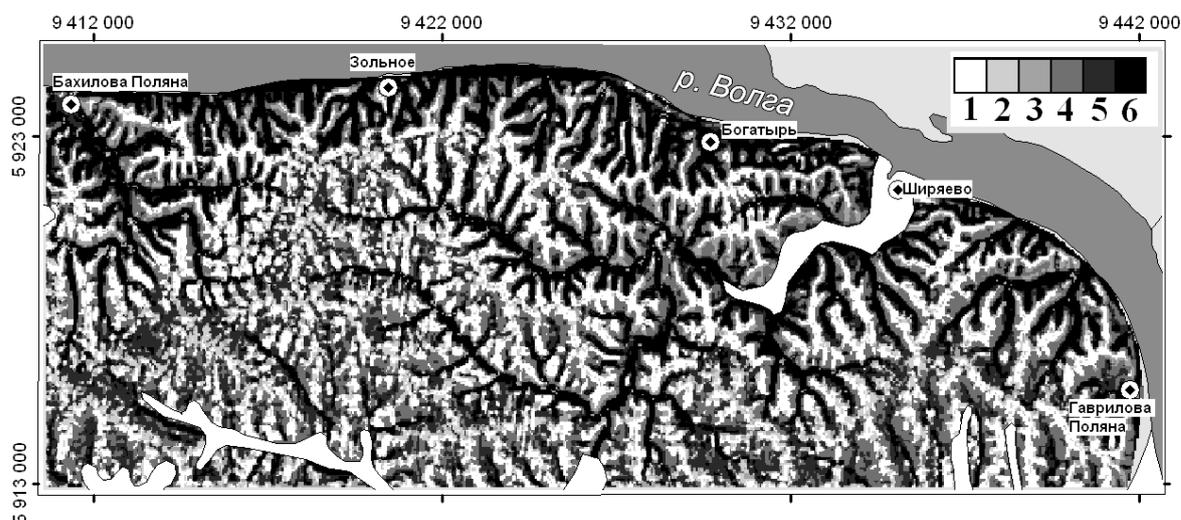


Рис.3.6. Карта модифицированных типов местоположений для СЛ, рассчитанная по модели (3.2.1). Показан ряд от элювиальных местоположений

белого цвета до трансаккумулятивных и аккумулятивных черного цвета. Нумерация новых типов местоположений дана по Табл.2.1.

Для ПТЗ регрессионная модель имеет вид

$$\ln MПЛ_{ПТЗ} = 1.471 \cdot I_1 \cdot MCA^{\Pi}_{+11.44} + 24.77 \cdot MCA^{\Pi}_{+4.77} - 0.1149 \cdot TI_{-2.74} - 0.06114 \cdot F(35,160)_{-2.19} - 18.15.$$

$$R^2 = 0.887 \text{ (Degr} = 3.0\%). P < 10^{-6}. \quad (3.2.2)$$

Факторы, объясняющие 89% распределения в пространстве *МПЛ* для экосистемы, расположенной на аккумулятивных песчаных равнинах и эрозийных увалах в условиях и гумидного климата, есть:

- а)  $I_1 \cdot MCA$  – такой же предиктор (с тем же знаком), что и в модели (3.2.1) для СЛ;
- б)  $MCA$  – площадь сбора, которая описывает, как и первый предиктор, изменение местоположений с возрастанием значений площади сбора, но только уже для всей изученной территории, не исключая плакоры;
- в)  $TI$  – топографический индекс влажности, который есть составная морфометрическая характеристика (площадь сбора на единицу крутизны), описывающая лучше всего поведение поверхностных потоков на склонах с выполаживанием (что важно для территории заповедника, поскольку для нее характерно заболачивание), знак «–» при этом факторе связан с замедлением смены типов местоположений в таких зонах (третий предиктор);
- г)  $F(35^\circ, 160^\circ)$  – освещенность склонов с юга, знак «минус» означает более быструю смену типов *МПЛ* на северных склонах (противоположных хорошо освещенным с юга, поскольку при факторе стоит знак «–»); этот предиктор аналогичен по своему характеру действия предиктору  $\cos A_0 \cdot GA$  из модели (3.2.1), который описывает более быструю смену типов *МПЛ* на крутых склонах северной экспозиции.

Предложенная почвоведцами система сопряжений типов местоположений (Полынов, 1934; Milne, 1935; Глазовская, 1964) или система катенарных сопряжений, по более современной терминологии, для описания геохимических потоков оказалась важной не только для описания свойств почв, но и растительных ассоциаций (Джеррард, 1984; Коломыц и др., 1993; Тишков, 2005 и др.). По сути, разделив склоны рельефа на участки, где происходит преимущественно

а) смыв твердых частиц (приводораздельные области, плакоры или элювиальные + трансэлювиальные местоположения),

б) смыв и переотложение (собственно склоны или транзитные местоположения),

в) переотложение или аккумуляция (нижняя часть и подножия склонов или трансаккумулятивные и аккумулятивные местоположения),

исследователи предложили систему, отражающую распределение влажности и доступности питательных веществ, которой существенно соподчинены растительные ассоциации.

Модели (3.2.1) и (3.2.2) показывают, что для региона ПТЗ пространственное распределение *МПЛ* в большей степени определяется потоковыми характеристиками, а для СЛ – формами рельефа. В гумидных условиях сопряжения формируются скорее действием поверхностных потоков, проявляющихся наиболее ярко во время дождей, ливней и весеннего снеготаяния. В полуаридных условиях и при относительно прочной литогенной основе СЛ сопряжения в большей степени связаны с формами рельефа. И если система *МПЛ* представляет собой специальный комплекс характеристик рельефа для изучаемого региона, то модели (3.2.1) и (3.2.2) описывают специфику сопряжений, в которых «закреплены» *особенности взаимодействия литогенной основы и климата* в регионе. Далее в работе будет показано, что типы *МПЛ* являются основой для дифференциации абиотических, функциональных и структурных свойств лесных экосистем. Следует заметить, что типы *МПЛ*, практически не меняющиеся за 100–150 лет и яв-

ляющиеся фактическим инвариантом во времени при рассмотрении динамики, могут служить надежной основой для формирования моделей и расчета карт *прогнозируемых изменений* в экосистемах, поскольку и измененные абиотические, структурные и функциональные свойства экосистемы по-прежнему будут зависеть от *МПЛ*.

Подытоживая описанные в этой части главы результаты, подчеркиваем, что известная система типов местоположений, основанная только на характеристиках профиля склона, усовершенствована описанием изменений склонов в плане и экспозиций. Предложен общий подход для расчета моделей и карт модифицированных типов местоположений. Показано, что система сопряжений типов местоположений на равнине в гумидном регионе формируется больше под влиянием поверхностного стока, а в условиях полуаридного климата и низкогорья – формами рельефа. Таким образом, существует специфика катенарных сопряжений, определяемая особенностями рельефа и климата региона. Предложенные модели модифицированных типов местоположений могут являться основой для описания и картографирования не только современного состояния экосистем, но и могут быть использованы для *прогнозного картографирования*, поскольку общий принцип катенарных сопряжений не изменится на тех временах, для которых рассматриваются прогнозируемые состояния (50–150 лет). В целом же, одну из структур ландшафта – катенарные сопряжения, – хорошо описанную с помощью моделей, целесообразно использовать в качестве опорной составляющей ландшафтно-экологического прогнозного картографирования.

### ***3.3. Картографирование пространственной мозаики гидротермических условий***

Для расчета базовых и прогнозных характеристик биологического круговорота в лесных экосистемах важно иметь модели и карты (матрицы) базовых и прогнозируемых влагозапасов в почве, поскольку этот фактор яв-

ляется одним из ведущих предикторов их пространственной дифференциации. В работе (Коломыц, 2003) показано, что для ряда регионов Волжского бассейна летнее влагосодержание почвы в метровом слое является основным «пропускным каналом» связей топогеосистем с климатом. Главным фактором преобразования экосистемы в условиях меняющегося климата считается изменение запасов влаги; методики расчета запасов почвенной влаги при изменении важного климатического показателя – коэффициента увлажнения – предложены и описаны в (Коломыц, 2008).

Запасы влаги распределены в пространстве неоднородно, и естественно предположить, что они связаны и с типами местоположений, и с рельефом.

*Запасы июльской почвенной влаги в СЛ* (в метровом слое почвы) меняются в широких пределах, от 41 мм на крутых солнцепечных склонах с остепненными сосняками до 284 мм в широколиственных лесах на плакорах. Коэффициент вариации запасов влаги этого слоя в СЛ составляет 39%, что указывает на большую контрастность условий увлажнения в экосистеме. Уравнение регрессии для связи запасов влаги в метровом слое почвы для базового срока в Самарской Луке ( $W100_{BASE\_СЛ}$ ) следующее:

$$W100_{BASE\_СЛ} = 168.8 \cdot (\ln MПЛ - \ln MПЛ_{CP})^2_{+9.00} + 21.69 \cdot K^{\Pi}_{+3.00} - 479.8 \cdot MDA^{\Pi}_{-2.58} - 0.5388 \cdot F(35, 140)_{-1.33} + 571.7,$$

$$R^2 = 0.738 \text{ (Degr} = 8.8\%), \text{ } P < 10^{-6}; \text{ (3.3.1)}$$

здесь:

1) Первый предиктор  $(\ln MПЛ - \ln MПЛ_{CP})^2$  есть центрированный квадрат типов местоположений, от которого в первую очередь зависят запасы влаги. Согласно значениям  $t$ -статистик в (3.3.1), связь с типами местоположений является основной (большое отличие от  $t$ -статистик других предикторов). Причем эта связь нелинейна (квадратична). Выражается эта связь в высоких значениях запасов влаги на плакорах (среднее значение 205 мм) и в почвах трансаккумулятивных и аккумулятивных местоположений (среднее значение  $W100$  равно 175 мм), в то время как в трансэлювиальных и

транзитных положениях разных экспозиций запасы влаги значительно ниже (среднее значение 120 мм). Большие запасы влаги на плакорах могут быть связаны со специфическими геологическими условиями нефтяного купола и меньшей испаряемостью почвенной влаги под широколиственными лесами; в нижних частях склонов и в днищах балок – с естественным возрастанием водосбора этими областями и сохранением влаги за счет относительной «закрытости» от сильного испарения (малая крутизна, наличие теней и т.п.).

2) Второй предиктор  $K$  – полная гауссова кривизна, которая разделяет всю поверхность территории на холмы, ямы и седловины по форме. Анализ карт гауссовой и средней кривизн для территории СЛ показывает, что действие предиктора со знаком «+» здесь означает возрастание влажности для выборки в депрессиях по форме (такая депрессия может не удерживать воды, будучи, например, расположенной на склоне), которые сохраняют влагозапасы в условиях низкогорья.

3) Третий предиктор  $MDA$  – дисперсивная площадь, описывающая потенциальную площадь, но которую распространяются потоки воды и твердых частиц из рассматриваемого элемента карты. Наиболее высокие значения  $MDA$  имеют приводораздельные области, наиболее низкие – подножие склонов и долины. Этот предиктор со знаком «-» является корректирующим: он делает акцент на возрастание влагозапасов именно в трансаккумулятивных и аккумулятивных местоположениях.

4) Четвертый предиктор  $F(35^\circ, 140^\circ)$  – освещенность склонов при азимуте  $140^\circ$ , т.е. с юго-востока со знаком «-» описывает снижение влагозапасов на юго-восточных склонах и одновременно увеличение на северо-западных склонах. Этот предиктор, хотя и незначим, увеличивает коэффициент детерминации в (3.3.1) и мог бы иметь смысл в модели при большем объеме выборки. Парная корреляция запасов влаги с освещенностью показывает нелинейную связь, т.е. нет однозначного снижения запасов с возрастанием значения этой величины: при низкой освещенности (когда процент пер-

пендикулярно падающих лучей составляет от 25% до 50%) запасы влаги имеют тенденцию возрастать, при более высокой (от 50% до 82%) – снижаться.

Согласно (3.3.1), 74% пространственной изменчивости запасов влаги  $W_{100}$  объясняется типами  $MPL$  и рельефом. Главную роль играют местоположения  $MPL$ , причем связь с ними нелинейная, описывающая возрастание запасов влаги как на плакорах, так и в долинах. Критерий деградации модели (3.3.1) достаточно низкий, что позволяет рассчитать карту влагозапасов для территории СЛ на базовый период (Рис.3.6а).

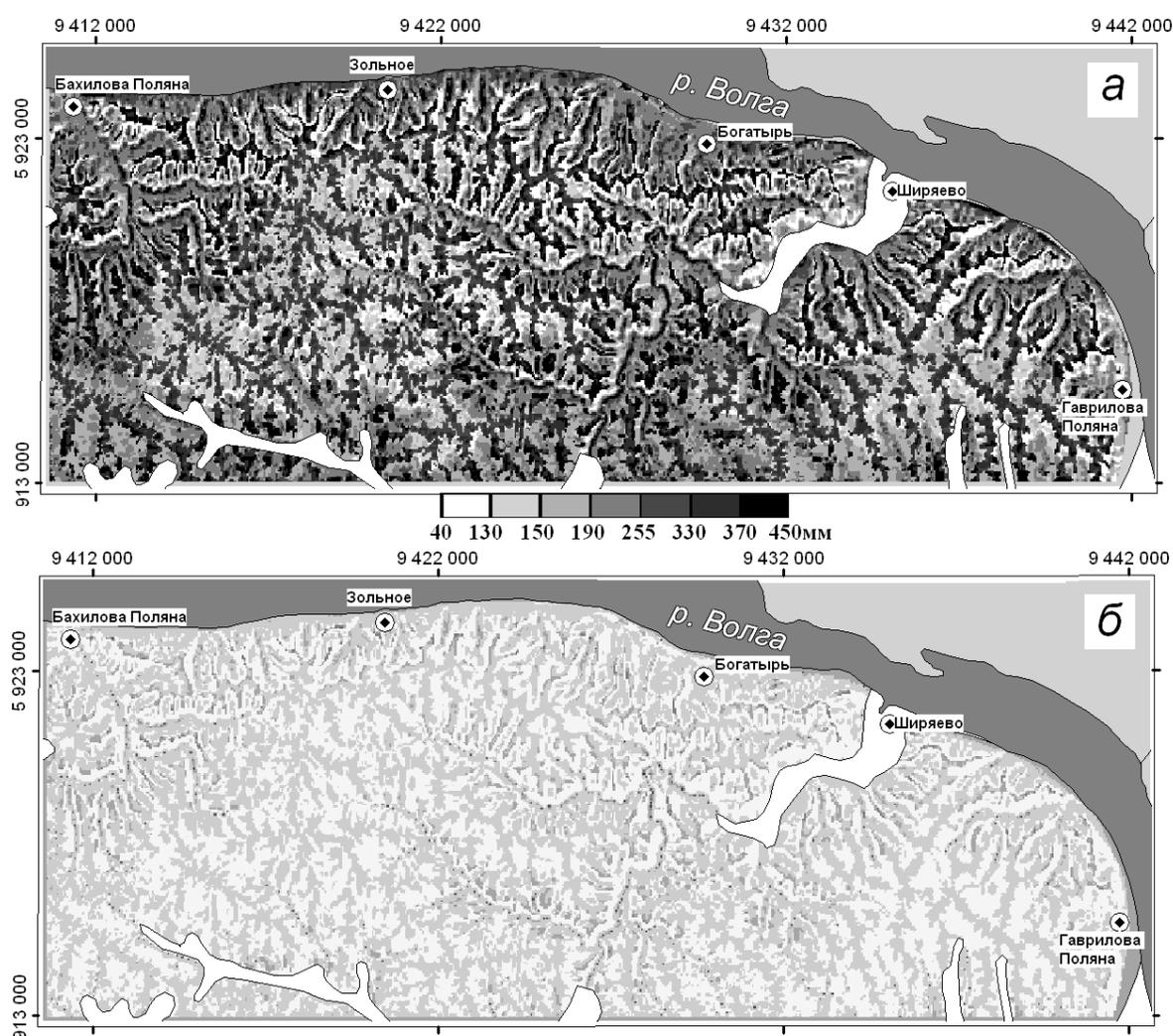


Рис.3.6. Карты пространственной изменчивости запасов влаги в метровом слое почвы для Самарской Луки на базовый период (а), рассчитанная по модели (3.3.1), и для прогнозного периода на 2125 г. по климатическому сценарию HadCM3 A2 (б). Легенда единая для двух карт.

Следует заметить, что использование при построении модели влагозапасов (3.3.1) характеристики гранулометрического состава почвообразующих пород ( $MC$ ) в качестве предиктора приводит к замене освещенности  $F(35,140)$  на  $MC$  в модели (3.3.1) со знаком «+».

$$W100_{BASE\_CL} = 157.3 \cdot (\ln MПЛ - \ln MПЛ_{CP})^2_{+8.52} + 19.38 \cdot K^{\Pi}_{+2.82} + 23.10 \cdot \ln MC_{+2.46} - 421.8 \cdot MDA^{\Pi}_{-2.37} + 476.83, \\ R^2 = 0.766 (Degr = 8.1\%), P < 10^{-6}, \quad (3.3.2)$$

где  $MC$  выражено в баллах: 1 – рыхлый песок, 2 – связный (оглиненный) песок и супесь, 3 – легкий суглинок, 4 – средний суглинок, 5 – тяжелый суглинок. Эта модель имеет более высокий коэффициент детерминации и во многих чертах похожа на (3.3.1).  $MC$  в уравнении (3.3.2) замещает незначимый предиктор освещенность склонов. Все факторы среды в (3.3.2) значимы, первый предиктор – тип местоположения имеет значительный «отрыв» по значимости от других предикторов.  $MC$  является третьим по значимости предиктором с положительным знаком, что означает в тенденции возрастание запасов влаги в почвах с большим содержанием мелкодисперсных частиц. В парной корреляции механического состава и запасов влаги выявляется слабая нелинейная зависимость. По значимости в модели (3.3.2)  $MC$  уступает характеристике геометрических форм ( $K$ ). По-видимому, это является косвенным подтверждением большого влияния таких форм на пространственное распределение влажности (так же, как и на типы местоположений), что может быть связано с особенностями геологической природы территории. Однако для построения карты влагозапасов по модели (3.3.2) требуется хорошая модель гранулометрического состава почвообразующих пород, которую не удалось получить доступными для нас средствами.

Для расчета карты прогнозных запасов почвенной влаги в метровом слое на 2125 г. использовали данные по влагозапасам, рассчитанные для клима-

тической модели HadCM3 (Pope et al., 2000) по жесткому сценарию A2 (см. о сценариях раздел 5.1), по которым к прогнозируемому сроку оценивается повышение среднеянварской температуры на  $5,9^{\circ}\text{C}$ , среднеиюльской – на  $7,1^{\circ}\text{C}$  и снижение годовых осадков на 50 мм. Для построения карты влагозапасов в метровом слое на 2125 г. ( $W100_{H125\_СЛ}$ ) в качестве зависимой переменной использовались прогнозные данные, рассчитанные по методу, описанному в (Коломыц, 2008). Метод основан на выявленных связях между почвенными влагозапасами и коэффициентом увлажнения Высоцкого-Иванова (в расчете использованы результаты по 8 изученным экспериментальным полигонам в Волжском бассейне – около 400 точек). (Рис.3.6б). В качестве допущения принимали, что характер пространственной мозаики почвенных влагозапасов в регионе сохраняется, иными словами – пространственная модель, описывающая распределение влагозапасов для базового периода (3.3.1), может быть использована, в ней изменяются только регрессионные коэффициенты. Отметим, что достаточно существенные изменения температур и снижение осадков приводят к падению в регионе СЛ коэффициента увлажнения (от 0,96 до 0,33) и, соответственно, приводят к снижению влагозапасов: по этой модели средние значения по выборке снижаются в 3 раза: от 161 мм до 52 мм.

*Температура почвы* – одна из важных характеристик терморегима, которая непосредственно влияет на гидрологические свойства почвы и на функциональные характеристики растительности. На территории СЛ температура почвы на глубине 50 см меняется в пространстве на  $5,9^{\circ}\text{C}$  (от  $9,6^{\circ}\text{C}$  до  $15,5^{\circ}\text{C}$ ), коэффициент вариации составляет 9,8%. Следует отметить, что температура почвы очень слабо связана с влагозапасами, однако этот абиотический фактор может быть важен для описания биотических свойств экосистемы, т.е. может служить предиктором для анализа этих свойств, поэтому формируем модель, используя только характеристики рельефа. Уравнение для почвенной температуры на глубине 50 см для базового периода следующее

$$t50_{\text{BASE\_СЛ}} = 3.772 \cdot 10^{-3} \cdot (F(35,95) - F_{\text{CP}})^2_{+5.62} + 2.102 \cdot \cos A_0 / GA_{+3.14} + \\ + 1.382 \cdot 10^{-3} \cdot (F(35,180) - F_{\text{CP}})^2_{+2.99} - 0.5194 \cdot KA^{\Pi}_{-2.76} + 11.87, \\ R^2 = 0.595 \text{ (Degr} = 25\%), P < 10^{-5}, \quad (3.3.3)$$

здесь:

1) Первый предиктор  $(F(35^\circ, 95^\circ) - F_{\text{CP}})^2$  есть центрированный квадрат освещенности склонов с востока (эффективный азимут Солнца  $95^\circ$ ). Эта связь означает, что при низких и высоких значениях освещенности увеличивается температура. Рассмотрение характера парной связи между температурой и освещенностью показывает, что левая нисходящая ветвь параболы тренда отвечает склонам, ориентированным преимущественно на запад (мы делим все склоны выборки преимущественно восточной экспозиции ( $\sin A_0 > 0$ ) и преимущественно западной ( $\sin A_0 < 0$ )), восходящая правая – склонам, ориентированным преимущественно на восток. Из этого следует, что большая освещенность склонов, ориентированных на восток, сопряжена с более высокой температурой. При таком азимуте Солнце находится очень низко над горизонтом, но может быть как раз поэтому сильнее прогревает почвы, поскольку лучи его не пробиваются сквозь полог, а нагревают непосредственно восточные склоны.

2) Второй предиктор  $\cos A_0 / GA$  со знаком « $\leftrightarrow$ » описывает «южность» (степень ориентированности на юг: мы делим все склоны выборки на преимущественно северной экспозиции ( $\cos A_0 > 0$ ) и преимущественно южной ( $\cos A_0 < 0$ )) пологих склонов. Предиктор в уравнении описывает снижение температуры почвы на пологих склонах южной экспозиции.

3) Третий предиктор  $(F(35^\circ, 180^\circ) - F_{\text{CP}})^2$  есть центрированный квадрат освещенности склонов с юга (эффективный азимут Солнца  $180^\circ$ ). Эта связь описывает явление, подобное тому, которое описывает первый предиктор.

4) Четвертый предиктор  $KA$  – полная аккумуляционная кривизна со знаком « $\leftrightarrow$ », – описывает выпуклые седловые поверхности. В парной связи темпе-

ратура существенно возрастает на таких поверхностях. Отметим, что при отсутствии заметной связи температуры с влагозапасами в СЛ, на таких же седловых поверхностях территории СЛ заметно снижаются влагозапасы.

Таким образом, 60% пространственной изменчивости температуры почвы в СЛ объясняется освещенностью склонов с востока и юга, экспозицией склонов и формами поверхности (3.3.3). Низкое значение показателя деградации ( $Degr = 25\%$ ) позволяет строить карту температур и использовать ее для расчетов карт других биотических характеристик экосистемы, существенно зависящих от терморежима склонов.

*Запасы влаги в ПТЗ* меняются в широких пределах, от 53 мм в хвойных лесах элювиальных и трансэлювиальных местоположений до 460 мм в хвойных и мелколиственных заболоченных лесах. Коэффициент вариации запасов влаги в ПТЗ составляет 69%, что связано с большой гетерогенностью литогенной основы заповедника и большим разнообразием растительных ассоциаций. Уравнение регрессии для связи запасов влаги в метровом слое почвы для базового срока в ПТЗ ( $W100_{BASE\_ПТЗ}$ ) следующее:

$$\begin{aligned} \ln W_{100_{BASE\_ПТЗ}} = & 0.5935 \cdot \ln MПЛ_{+5.43} + 0.7932 \cdot (\ln MПЛ - \ln MПЛ_{CP})^2_{+5.02} \\ & - 0.2009 \cdot F(35,125)_{-3.09} - 0.2479 \cdot I_1 \cdot \cos A_{45} \cdot GA_{-2.16} + 15.50, \\ & R^2 = 0.572 (Degr = 13\%), P < 10^{-5}. \end{aligned} \quad (3.3.4)$$

Здесь в качестве отклика взят логарифм запасов влаги в метровом слое ( $\ln W100_{BASE}$ ), поскольку его распределение отклоняется от нормального. Модель (3.3.4) имеет более низкий коэффициент детерминации, чем модель (3.3.1) для СЛ, по-видимому, распределение влагосодержания в гумидной зоне труднее моделируется с помощью одних характеристик рельефа. Тем не менее, 57% распределения запасов влаги объясняется рельефом. В модели (3.3.4) влагозапасы описывают следующие независимые переменные.

- 1) Первый предиктор  $\ln MПЛ$  есть типы местоположений, от которых в первую очередь зависят запасы влаги. Согласно значениям  $t$ -статистик в (3.3.4), связь с типами местоположений наиболее существенная. Эта связь отражает общее возрастание значений запасов влаги в ряду плакоры-долины (средние значения в ряду изменяются от 138 мм до 380 мм).
- 2) Второй предиктор  $(\ln MПЛ - \ln MПЛ_{CP})^2$  есть центрированный квадрат типов местоположений (его свойства подробно описаны выше для модели (3.3.1)), который отражает увеличенное содержание запасов почвенной влаги на плакорах по сравнению с трансэлювиальными и транзитными местоположениями. Согласно значениям  $t$ -статистик в (3.3.4), связь с первым и вторым предиктором наиболее значима.
- 3) Третий предиктор  $F(35^\circ, 125^\circ)$ , освещенность склонов с юго-востока со знаком «-», описывает снижение влажности на этих склонах. Корреляция между освещенностью с юго-востока и запасами влаги наиболее заметная: слабо освещенные склоны в среднем имеют влагозапасы в 1,7 раза больше, чем хорошо освещенные при этом азимуте Солнца.
- 3) Четвертый предиктор,  $I_1 \cdot \cos A_{45} \cdot GA$ , – крутые склоны северо-западной экспозиции вне плакоров. Этот предиктор, по-видимому, является корректирующим. Знак его связи с влагозапасами противоположен результатам парной корреляции, однако в модели (3.3.4), он может корректировать сильное увеличение влагозапасов на склонах северо-западной экспозиции по сравнению со склонами юго-восточной экспозиции, которое определяется третьим предиктором  $F(35^\circ, 125^\circ)$ .

Достаточно низкое значение показателя деградации модели ( $Degr = 13\%$ ) показывает, что модель относительно успешно предсказывает значения влагозапасов в других точках и позволяет строить карту (Рис.3.7).

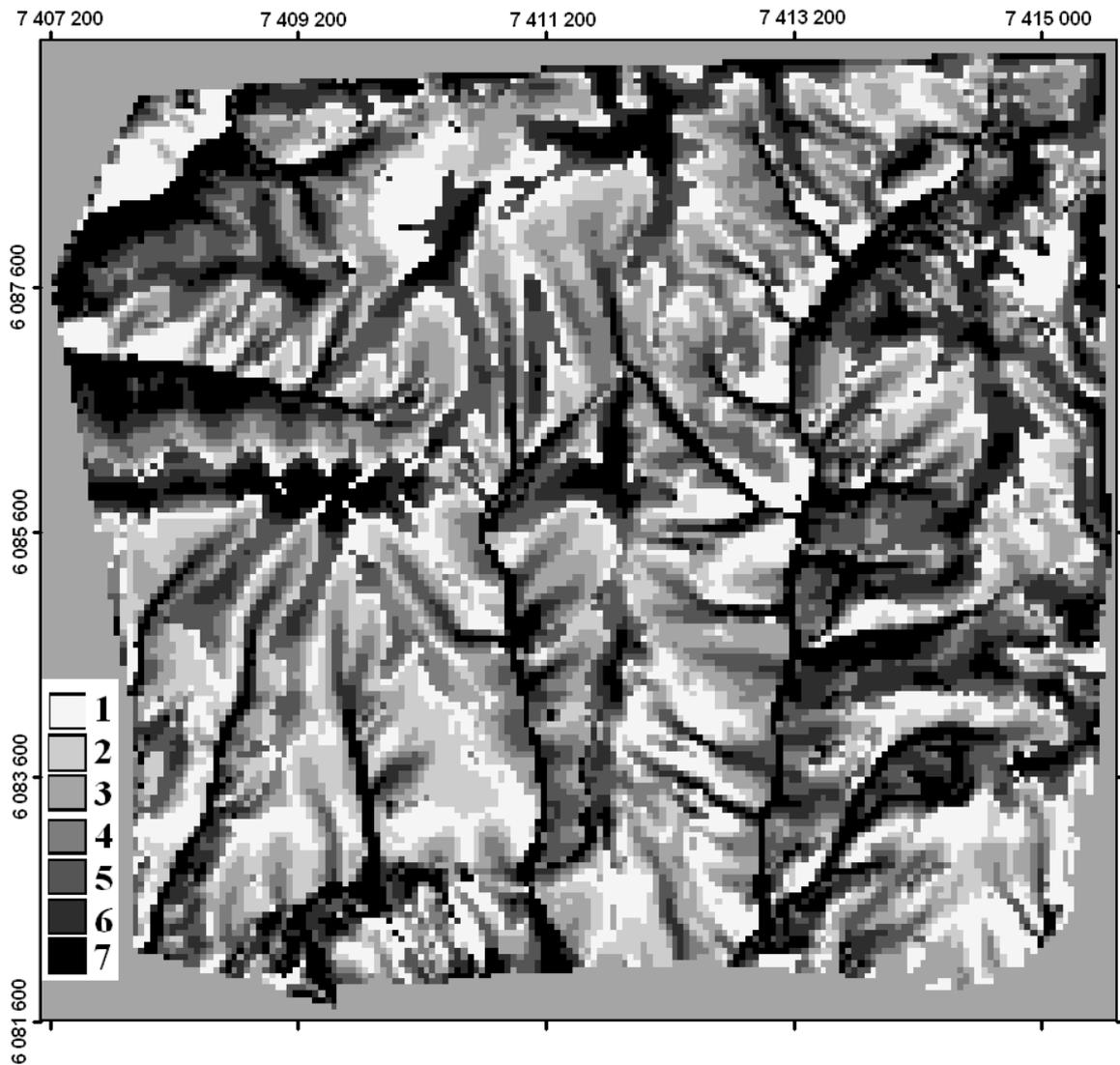


Рис.3.7. Карта запасов влаги в метровом слое почвы для ПТЗ на базовый период. Легенда в мм: 1 – 72-117, 2 – 117-127, 3 – 127-142, 4 – 142-158, 5 – 158-186, 6- 186-225, 7 – 225-703.

Для ПТЗ модель с тесной связью получаем, когда в качестве предиктора используем температуру почвы на глубине 50 см (в условиях заповедника ПТЗ отсутствовала возможность измерения температуры на глубине 100 см). Уравнение регрессии имеет вид

$$\ln W_{100_{\text{BASE\_ПТЗ}}} = -0.5011 \cdot T_{50_{-14.98}} + 0.4578 \cdot (\ln \text{МПЛ} - \ln \text{МПЛ}_{\text{CP}})^2_{+6.71} + 0.2514 \cdot \ln \text{МПЛ}_{+4.71} + 6.049 \cdot 10^{-5} \cdot X_{+3.48} - 800.4, \\ R^2 = 0.925 \text{ (Degr} = 1.2\%), P < 10^{-6}, \quad (3.3.5)$$

где  $T_{50}$  – температура почвы в июле на глубине 50 см,  $X$  – расстояние от западного края карты по оси  $X$  на восток (в метрах). Температура почвы  $T_{50}$  входит в модель с большим «отрывом» по значимости от других предикторов. По-прежнему, как и в предыдущих моделях, типы местоположений входят в ведущие факторы среды, вторым и третьим предикторами. Положительная связь с  $X$  означает некоторое возрастание влагосодержания на участке заповедника при движении с запада на восток. Последнее, возможно, связано с общим трендом наклона подземных водоупорных слоев. Для влагозапасов в ПТЗ температура является хорошим пространственным предиктором, в отличие от СЛ.

Для ПТЗ уравнение регрессии для связи температуры почв с рельефом следующее:

$$T_{50_{\text{BASE\_ПТЗ}}} = 0.5111 \cdot F(35,135)_{+4.63} - 0.7047 \cdot \ln \text{МПЛ}_{-4.09} \\ + 0.6777 \cdot I_1 \cdot \cos A_{45} \cdot GA_{+3.69} - 0.5528 \cdot (\ln \text{МПЛ} - \ln \text{МПЛ}_{\text{CP}})^2_{-2.24} - 15.71, \\ R^2 = 0.558 \text{ (Degr} = 17\%), P < 10^{-5}, \quad (3.3.6)$$

где  $F(35^\circ, 135^\circ)$  – освещенность склонов с юго-востока,  $\text{МПЛ}$  – типы местоположений,  $I_1$  – индикатор, выделяющий плакоры на исследуемой территории ( $I_1 = 0$  на плакорях и 1 на оставшейся местности),  $\cos A_{45} \cdot GA$  – северо-западный компонент экспозиции крутых склонов. Наиболее прогреваемыми оказываются склоны юго-восточной экспозиции ( $F(35,135)$ ) и крутые северо-западные склоны вне плакоров ( $I_1 \cdot \cos A_{45} \cdot GA$ ). Отрицательная линейная связь с МП указывает на общий тренд снижения температуры от плакоров к долинам (от  $13,4^\circ\text{C}$  до  $11,6^\circ\text{C}$ ), а отрицательная нелинейная связь описывает возрастание температуры в трансэлювиальных преимущественно южной экспозиции и транзитных местоположениях.

*Заключение.* Из описанных выше пространственных моделей запасов влаги для регионов с аридным и гумидным климатом, видно, что их распределение следует типам местоположений. Предположение о значитель-

ном влиянии местоположений, «давлении местоположений» (Крауклис, 1991; Коломыц, 2003, Тишков, 2005 и др.), на дифференциацию свойств лесных экосистем нашло подтверждение в этих результатах для запасов влаги, поскольку во всех моделях типы местоположений являются предикторами с большой значимостью.

Сравнение моделей двух регионов показало, что пространственное распределение запасов влаги для лесных экосистем, значительно различающихся по климатическим условиям и рельефу, следует в существенной мере закономерностям катенарных рядов. Отметим, что связь эта может быть как линейной, так и нелинейной. Такие факторы, как терморезим склонов, выражаемый освещенностью или компонентами экспозиции склонов, а также геометрическими формами земной поверхности для полуаридного региона СЛ, делают модель и мозаику карт более сложными. Интересно отметить, что для участка ПТЗ в гумидном климате, труднее поддающегося моделированию пространственной изменчивости температуры почв (из-за менее контрастного рельефа), большую роль в пространственном распределении запасов влаги играют июльская температура почвы (первый предиктор) и терморезим склонов, в то время как для участка в аридном климате с контрастным рельефом они имеют меньшее значение. Объяснение этого, может быть, как раз и кроется в особенностях рельефа: контрастный терморезим не позволяет «установиться» связям температура-влажность. Резкие изменения, например, температуры почвы, в том числе за один световой день, могут приводить к рассогласованности с запасами влаги из-за ее относительно большей «инерции» в изменениях.

#### ***3.4. Картографирование показателей устойчивости лесных экосистем***

В этой части главы будут рассмотрены количественные показатели устойчивости лесных экосистем, поскольку мы полагаем, что они могут быть полезны как предикторы прогнозных состояний, так как, по определению и по сути, они должны в определенной мере оценивать потенциал реагиро-

вания экосистем на изменение внешних условий. Эти показатели определяются из соотношения скоростей двух противоположных процессов – синтеза и деструкции, – характеризующих функциональный статус системы. Впервые (упрощенное) количественное выражение для этих показателей – индексов устойчивости – введено в работе (Коломыц и др., 1993).

Г.Ф. Морозов (1949) в начале XX в. определил задачу такого рационального лесопользования, при котором лес мог бы сохранять свою «биологическую устойчивость и производительность». Последнее определяется быстрым возобновлением коренных пород, отличающихся более высокой устойчивостью по сравнению с их дериватами. Проблема устойчивости природных экосистем при различных внешних воздействиях многократно обсуждалась в литературе (MacArthur, 1955; Holling, 1973; Светлосанов, 1976, 2009; Логофет, Свирежев, 1976; Свирежев, Логофет, 1978; Риклефс, 1979; Уиттекер, 1980; Солнцев, 1981; Арманд, 1983; Свирежев, 1983; Пузаченко, 1983, 1996; Куприянова, 1983; Розенберг, 1984, 1986; Одум, 1986; Злотин, 1987; Глазовский, Арманд, 1992; Краснощеков, Розенберг, 1992; Peterson et al., 1998; Кондратьев и др., 2003; Walker, Salt, 2006; Thompson et al., 2009; Розенберг, Зинченко, 2014 и др.). Однако количественные показатели для описания устойчивости лесных экосистем оставались недостаточно развитыми.

Определения и критерии устойчивости разных ее видов изучались в механике еще Ж. Лагранжем в 1788 г. и Дирихле (см. Гантмахер, 1966, С.192), в знаменитой диссертации А.М. Ляпунова «Общая задача об устойчивости движения» (Ляпунов, 1892), в работах Н.Г. Четаева (1965) и многих других механиков. А некоторые результаты были известны еще Э. Торричелли в 1644 г. (Гантмахер, 1966, С.192). Казалось бы, их определения и ставшие классическими в механике результаты следует применять и в экологии. Однако в экологии возникли и получили признание другие определения.

Так, введены понятия о двух типах устойчивости экосистем (Holling, 1973; Светлосанов, 1976; Thompson et al., 2009 и др.). Первый тип, *упругость* (resilience) экосистемы, есть ее способность возвращаться к исходному состоянию после возмущения, восстанавливая основные структурные и функциональные свойства. Второй тип, *резистентность* (resistance), – способность к сопротивлению, которую связывают со стабильностью (stability) и которая отражает способность системы к сопротивлению переходу в другую систему путем поглощения возмущений.

Чтобы понять ситуацию, необходимо обратиться к определениям. В основе всех классических определений устойчивости в механике (их несколько: обычная, асимптотическая, условная и др., см. [Гантмахер, 1966]) лежит понятие о точке равновесия системы, которая определяется как такое состояние системы, в котором, если она в него попала, все ее характеристики не менялись бы сколь угодно долго (напр., Гантмахер, 1966). Легко понять, однако, что экосистема не может иметь такой точки равновесия. Так, для лесной экосистемы годовой фенологический отклик лиственных лесов показывает типично нелинейную связь со временем года (Рис.3.8).

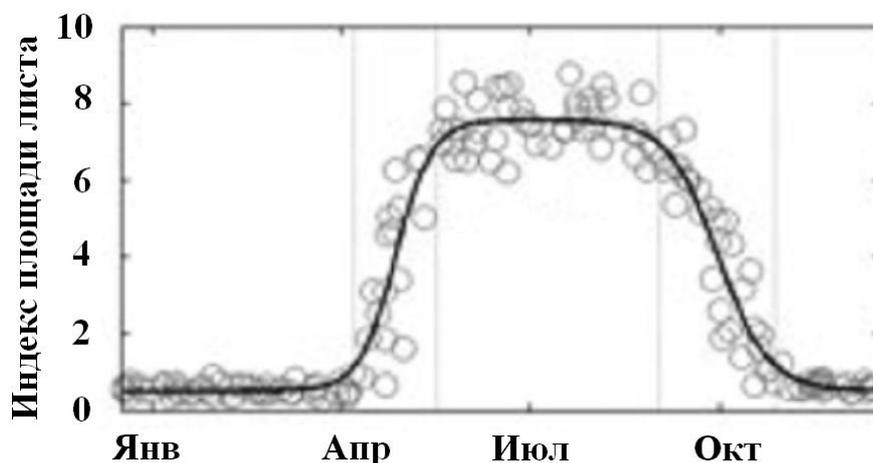


Рис.3.8. Типичный фенологический отклик лиственных лесов (Hwang et al, 2011).

При этом обычно межгодовые вариации этих кривых значительно меньше внутригодовых (Hwang et al, 2011). Этот отклик показывает, что в пространстве экологических факторов равновесному состоянию лесной

экосистемы соответствует близкая к замкнутой кривая (в математике кривые этого рода называют *аттракторами*), а не точка равновесия. Другими словами, в экологии речь может идти лишь о положении равновесия (замкнутой кривой), а не о точке равновесия. Поэтому результаты из механики не могут быть непосредственно перенесены в экологию – это явилось бы чрезмерным упрощением. К сожалению, насколько нам известно, теория устойчивости для аттракторов пока развита недостаточно.

В механике устойчивость системы определяется как способность последней не уходить далеко от точки равновесия со временем при не слишком большом воздействии на систему (напр., Гантмахер, 1966, С.190). То же определение, как мы считаем, справедливо и для экосистемы, но при замене точки равновесия на положение равновесия (замкнутую кривую). К этому – что принципиально важно – следует добавить, что лесная экосистема может терять часть своих компонентов (видов) для сохранения своего облика как леса, что соответствует приведенному выше понятию упругой устойчивости.

В механике теорема Лагранжа связывает минимум потенциальной энергии системы с точкой равновесия (Гантмахер, 1966, С.192-194), а теоремы Ляпунова и Четаева устанавливают условия неустойчивости системы с точкой равновесия (Гантмахер, 1966, С.197-200). Однако, как аргументировано выше, экосистема не имеет точки равновесия, и применимость к ней этих теорем вызывает естественные сомнения. Более того, если в механике число материальных точек рассматривается как постоянное, то число видов растений  $N$  в экологии может быть переменным (упругая устойчивость) и само зависеть от условий среды  $a$ , что еще более усложняет задачу. Характер этой зависимости  $N(a)$  обычно заранее неизвестен, и это заставляет экологов отыскивать  $N(a)$  различными приближенными, обычно неколичественными, методами. Опишем здесь основные полученные при этом результаты.

В работе (Drever et al., 2006) поставлен один из важных вопросов: «устойчивость чего и устойчивость по отношению к чему»? В нашем исследовании «чего» – есть характеристики лесных экосистем, например, депонирование углерода, а «к чему» – это по отношению к изменению климата.

Предложено различать «экологическую устойчивость» (ecological resilience) от «инженерной» (engineering resilience) (Holling, 1973; Peterson et al., 1998; Gunderson, 2000; Walker et al., 2004; Thompson et al., 2009). *Инженерная упругая устойчивость* предполагает существование только одного устойчивого состояния (Gunderson, 2000). *Экологическая упругая устойчивость* определяется способностью поглощать воздействия до достижения порогового уровня, после преодоления которого она переходит в качественно другую систему или «теряет облик леса». Например, в случае термоаридного тренда изменения климата, устойчивый (resilient) лес может пройти несколько различных стабильных состояний с новым видовым составом, до преобразования его в степь.

Предполагается, что существует определенное соотношение между биоразнообразием, продуктивностью и устойчивостью лесов и что оно имеет практическое значение для управления лесами при изменении климата (Margalef, 1958; Thompson et al., 2009). Имеются данные о том, что лесные экосистемы с большим биоразнообразием более продуктивны, чем менее разнообразные экосистемы при тех же условиях (Phillips et al., 1994). Лесные экосистемы с малым биоразнообразием быстрее и чаще подвергаются болезням и инвазиям (Scherer-Lorenzen et al., 2005). В работе (Stone et al., 1996) отмечается, что более продуктивные экосистемы более устойчивы (resilient), потому что быстрее восстанавливаются после действия неблагоприятных факторов. В работе (Pretzch, 2005) предполагается, что некоторые виды в лесах являются с точки зрения общей продуктивности избыточными. Избыточность объясняют «гипотезой страхования» (insurance hypothesis) (Naeem, 1998; Yachi, Loreau, 1999), которая способствует ус-

тойчивости (resilience) лесных экосистем к изменениям условий и препятствует исчезновению видов.

В исследовании реакций 12 различных пород деревьев в Новой Зеландии на неблагоприятные внешние сигналы (Bee et al., 2007) было показано, что быстрорастущие породы имеют низкую сопротивляемость (low resistance), но высокую восстанавливаемость (high resilience). Иными словами, быстрорастущие породы повреждаются в первую очередь, но и быстро восстанавливаются после повреждения.

Устойчивость лесных экосистем связывают и с рельефом. При изучении функциональной устойчивости субтропического леса на острове Окинава, выявлена ее связь с видовым разнообразием, которое определялось разным положением в рельефе: на водоразделах, собственно склонах, в долинах и на склонах разной экспозиции (Kubota et al., 2004). Авторы полагают, что видовое разнообразие поддерживается многообразием форм рельефа, поэтому выделили «топографические» типы растительности. Отмечено, что неоднородность физических свойств среды обитания может быть важнее при оценке устойчивости (resilience) сообщества, чем видовое разнообразие (Zaret, 1982).

В работе (Arseneault, Sirois, 2004) посвященной изучению динамики хвойных лесов на севере провинции Квебек, Канада, за 5000 лет, описанной по их остаткам в торфяниках, показано, что видовые изменения в лесах согласованы с изменениями климата в этот период. Однако авторы отмечают, что действующие периодические нарушения способны приводить к *долгосрочной стабильности адаптированных к нарушениям экосистем.*

В зарубежных исследованиях по лесной экологии устойчивость чаще всего описывается качественно или при использовании количественных признаков-индикаторов, которые косвенно характеризуют устойчивость. Так, например, оценки проводятся при использовании продуктивности и плотности древостоя, скорости роста, по видовому и функциональному разнообразию, поврежденности растительности и т.д.

Из-за очень сложных связей между видами и факторами среды роль биоразнообразия в определении стабильности экосистем неясна (Waide et al., 1999; Kinzig et al., 2002; Loreau et al., 2002; Groner, Novoplansky, 2003; Naeem, Wright, 2003). При исследовании продуктивности бореальной экосистемы в штате Невада, США, в течение 64 лет исследований (DeClerck et al., 2006) была введена мера устойчивости лесной экосистемы, определяемая ее пространственной вариабельностью. Эти авторы отметили, что видовое разнообразие при воздействии засухи снижается при увеличении вариабельности и сопротивляемости (resistance) леса, однако, растет с увеличением восстанавливаемости (resilience). Эти результаты подтверждают неоднозначность связей устойчивости экосистем с биоразнообразием, которое может влиять на устойчивость лесных экосистем как позитивно, так и негативно (Thompson et al., 2009).

В географии и геоэкологии оценки устойчивости остаются качественными, отсутствуют корректные классификационные критерии (Глазовская, 1983; Антипов, 2007). При оценках устойчивости зонально-региональных геосистем крупной территории (Букс, 1977) выделены пять баллов устойчивости ландшафтно-экологических комплексов, согласно уровням теплообеспеченности и первичной биопродуктивности. Однако в работе не определен тип устойчивости и характер внешних воздействий, поэтому выделенные ранги устойчивости остаются абстрактными.

*Индексы устойчивости.* На ландшафтном уровне устойчивость экосистем определяется в первую очередь геохимическими циклами (Свирижев, 1983), т.е. годовыми и многолетними круговоротами органического вещества. В наших ландшафтно-экологических исследованиях (Коломыц и др., 1993, 2010; Коломыц, 1995, 2008; Шарая, 2007, 2009; Коломыц, Шарая, 2014, 2015) был реализован расчет индексов устойчивости при использовании показателей малого биологического круговорота. Опишем это подробнее.

В работе (Коломыц и др., 1993) сравнивались различные параметры внутреннего оборота и баланса органического вещества (отношения масс и скоростей) в бореальных лесных экосистемах, существенные для функциональной устойчивости этих экосистем в ландшафтах. Хотя важную роль таких параметров ранее отмечали многие авторы (например, Арманд, 1967; Нэф, 1968; Одум, 1975; Сочава, 1978; Беручашвили, 1990), в работе было предположено, что наиболее важными из таких параметров являются **коэффициент годичного оборота фитомассы  $KR$**  – отношение годичной продукции зеленой фитомассы к общей надземной фитомассе – и **коэффициент годичной деструкции  $ML$**  – отношение массы лесной подстилки к массе ежегодно продуцируемого зеленого вещества всех растительных ярусов, в то время как другие подобные параметры могут играть минорную роль или быть важными в относительно редких случаях (таких как сильное антропогенное загрязнение). Отсюда, используя меру эвклидова расстояния между этими параметрами (нормированными на единицу для их сопоставимости), эти авторы получили для индекса упругой  $I_{упр}$  устойчивости формулу

$$I_{i;упр} = 1 - \sqrt{\frac{(1 - KR_{ni})^2 + ML_{ni}^2}{2}}, \quad (3.4.1)$$

где нормировка осуществляется по формулам

$$KR_{ni} = \frac{KR_i - KR_{\min}}{KR_{\max} - KR_{\min}}, \quad ML_{ni} = \frac{ML_i - ML_{\min}}{ML_{\max} - ML_{\min}}, \quad (3.4.2)$$

а индекс  $i$  нумерует точки (площадки) наблюдения.

Одним из недостатков формулы (3.4.1) является то, что  $I_{упр}$  симметрично зависит от  $KR$  и  $ML$ , то есть они входят в нее с равными весами, что ниоткуда не следует. В связи с этим нами было предложено заменить эту формулу на следующую, с одним весом  $a$ :

$$I_{i;упр} = 1 - \sqrt{\frac{(1 - KR_{ni})^2 + a \cdot ML_{ni}^2}{1 + a}}. \quad (3.4.3)$$

Наиболее общим подходом для нахождения весов является минимизация некоего «потенциала», который становился бы константой для идеально однородной в пространстве экосистемы. В качестве такого «потенциала» для определения стабильных сочетаний свойств экосистем в пространстве в работе (Шарый, 2010) был предложен коэффициент вариации  $Kvar$  (Pearson, 1895), представляющий собой отношение стандартного отклонения данной (неотрицательной) величины к ее среднему, умноженное на 100%. В данном простом случае график коэффициента вариации  $Kvar$  для  $I_{упр}$  как функция искомого веса  $a$  типично имеет вид кривой с одним минимумом, Рис.3.9.

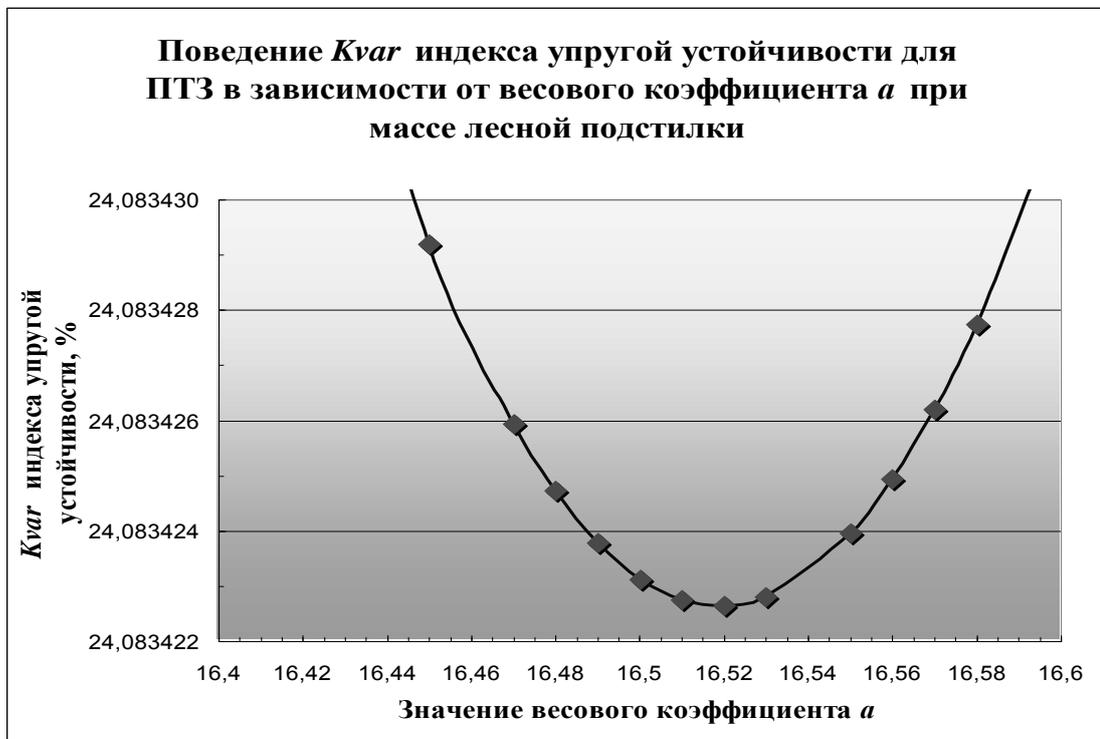


Рис.3.9. График коэффициента вариации  $Kvar$  для индекса упругой устойчивости  $I_{упр}$  как функция веса  $a$  для Приокско-террасного заповедника.

Минимум этой кривой  $Kvar(a)$  и дает искомое значение  $a$ .

В более реалистичном случае с двумя (положительными) весовыми коэффициентами,  $a$  и  $b$ , индекс упругой устойчивости есть

$$I_{i,упр} = 1 - \sqrt{\frac{(1 - KR_{ni})^2 + a \cdot ML_{ni}^2 + b \cdot (1 - HU_{ni})^2}{1 + a + b}}, \quad (3.4.4)$$

где учтено содержание лабильного гумуса  $HU$  в почве (как относящееся к синтезу, а не к деструкции) и имеется два подлежащих определению весовых коэффициента  $a$  и  $b$ .

Отметим, что индекс упругой устойчивости, как показано выше, отвечает лишь приближенному описанию упругой устойчивости и не во всех ситуациях (как, впрочем, и все современные подходы к оценке устойчивости в экологии). В настоящей работе мы используем его скорее как полезный предиктор для построения прогнозных моделей и карт. Хотя в работе (Розенберг, 2005) отмечено, что «получение корреляций и построение регрессий мало что дает для объяснения» устойчивости, но основные механизмы устойчивости качественно известны, и главным является определение того, какие из них реализуются для данной конкретной местности, а какие – нет. Регрессионный анализ является для этого вполне подходящим средством.

Нахождение  $a$  и  $b$  требует построения функции двух переменных,  $Kvar(a,b)$ , то есть поверхности (которую можно построить, например, стандартными средствами программы Excel), Рис.3.10.

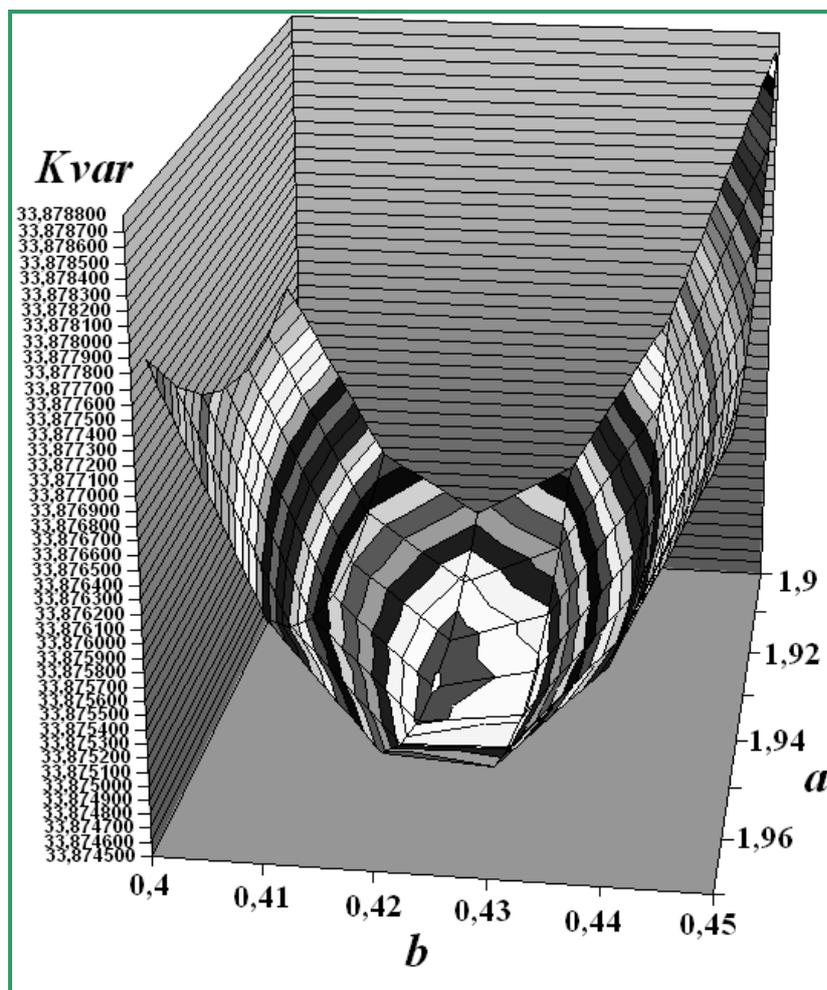


Рис.3.10. Поверхность коэффициента вариации  $Kvar$  для индекса упругой устойчивости  $I_{упр}$  как функция весов  $a$  и  $b$  для Самарской Луки. Доставляющие минимум веса есть  $a = 1,93$  и  $b = 0,42$ .

Этим обосновывается существование и единственность минимума  $Kvar$  как функции весов  $a$  и  $b$ . Существование и единственность подобных минимумом было показаны нами для восьми экосистем разных исследовательских полигонов Волжского бассейна.

Если  $a = b = 1$  есть нулевое приближение (невзвешенное) для  $I_{упр}$ , то найденные  $a$  и  $b$  дают первое (взвешенное) приближение, которое существенно отличается от нулевого (Коломыц, Шарая, 2014, 2015). В более ранних работах (Коломыц и др., 1993; Коломыц, 1995, 2008) веса  $a$  и  $b$  полагались равными единице.

Для индекса резистентной устойчивости  $I_{рез}$ , который в отличие от  $I_{упр}$  характеризует экосистему рассмотрением низких скоростей метаболизма, формула имеет вид

$$I_{рез} = 1 - \sqrt{\frac{KR_{ni}^2 + a \cdot (1 - ML_{ni})^2 + b \cdot HU_{ni}^2}{1 + a + b}}; \quad (3.4.5)$$

веса  $a$  и  $b$  находим аналогично.

Введение весовых коэффициентов для расчета индексов устойчивости определялось тем, что, во-первых, мы не имеем оснований полагать все коэффициенты при переменных, характеризующих процессы синтеза и деструкции, равными. Во-вторых, нам представлялось целесообразным охарактеризовать в целом сбалансированность двух видов основополагающих процессов (малого биологического круговорота для всей лесной экосистемы, характеризующейся структурным и функциональным многообразием). Сделать это позволяла процедура минимизации коэффициента вариации для каждого из индексов. Приводя зависимую переменную к минимальному значению, мы устремляем выражение индекса для всей экосистемы к константе (в идеале), что отражает наиболее стабильные сочетания скоростей синтеза и распада в системе.

Рассмотрим теперь вопрос об индексах резистентной и упругой устойчивости двух конкретных изучаемых экосистем: Самарской Луки (СЛ) и Приокско-террасного заповедника (ПТЗ).

Для СЛ найденный индекс упругой устойчивости  $I_{упр}$  рассчитывается по уравнению (3.4.4) при  $a = 1.93$ ,  $b = 0.42$  и  $Kvar = 33.9\%$ . Для ПТЗ  $a = 16.01$ ,  $b = 1.07$  и  $Kvar = 23.2\%$ .  $Kvar$  выше для СЛ из-за более контрастных гидротермических, почвенно-литологических и рельефных условий этой местности.

Средние по точкам наблюдения значения  $I_{упр}$  есть 0,449 для СЛ и 0,656 для ПТЗ. Как и следовало ожидать, лесная экосистема СЛ в аридных и контрастных условиях на границе леса и степи имеет меньший потенциал

восстановления или адаптации  $I_{упр}$  по отношению к изменению внешних условий.

В случае индекса резистентной устойчивости  $I_{рез}$ , для СЛ  $a = 0,12$ ,  $b = 0,4$  и  $Kvar = 26,1\%$ . Для ПТЗ  $a = 0,50$ ,  $b = 2,1$  и  $Kvar = 26,6\%$ . Средние по точкам наблюдения значения  $I_{рез}$  есть 0,611 для СЛ и 0,578 для ПТЗ. По-видимому, лесная экосистема СЛ в условиях на границе леса и степи, имея меньший  $I_{рез}$ , компенсирует его частично с помощью тактики снижения скоростей метаболизма в экосистеме, поскольку метаболические активности более уязвимы для внешних воздействий.

Модель пространственного распределения индекса упругой устойчивости в СЛ есть

$$I_{упр\_СЛ} = 0.1260 \cdot (\ln MПЛ - \ln MПЛ_{CP})^2_{+7.28} - 0.03650 \cdot \ln MПЛ_{-4.20} + \\ + 5.622 \cdot 10^{-6} \cdot (Z - Z_{CP})^2_{+3.60} - 1.290 \cdot 10^{-3} \cdot F(35, 125)_{-3.31} + 0.4724; \\ R^2 = 0.863 (Degr = 6.4\%), P < 10^{-6}. \quad (3.4.6)$$

Распределение в пространстве характеризуемого этим индексом восстановительного потенциала лесов  $I_{упр}$  зависит в первую очередь от типов местоположений ( $MПЛ$ ). Главная связь нелинейная: наибольшие значения  $I_{упр}$  имеет на плакорах и в аккумулятивных местоположениях. Второй предиктор отражает общее снижение индекса устойчивости  $I_{упр}$  в катенарных сопряжениях. Зависимость  $I_{упр}$  от высоты  $Z$  также нелинейная, она как бы дублирует закономерности, описываемые нелинейной связью с  $MПЛ$ , однако распространяется не только на отдельные склоны, но на весь изучаемый участок, на котором в низкогорье разные склоны располагаются этажами. Снижение восстановительного потенциала происходит на хорошо освещенных с юго-востока склонах ( $F(35^\circ, 125^\circ)$  со знаком « $\leftarrow$ »).

Модель (3.4.6) объясняет 86% пространственной изменчивости  $I_{упр}$  в СЛ типами местоположений и рельефом, при низкой деградации (6,4% против критической 50%), поэтому корректно по ней рассчитывать пред-

сказательную карту, Рис.3.11а. На карте хорошо заметны темные области высоких значений  $I_{упр}$ , соответствующие плакорам и большим относительным высотам в экорегионе, а также очень светлые области, отвечающие низким значениям устойчивости на юго-восточных склонах.

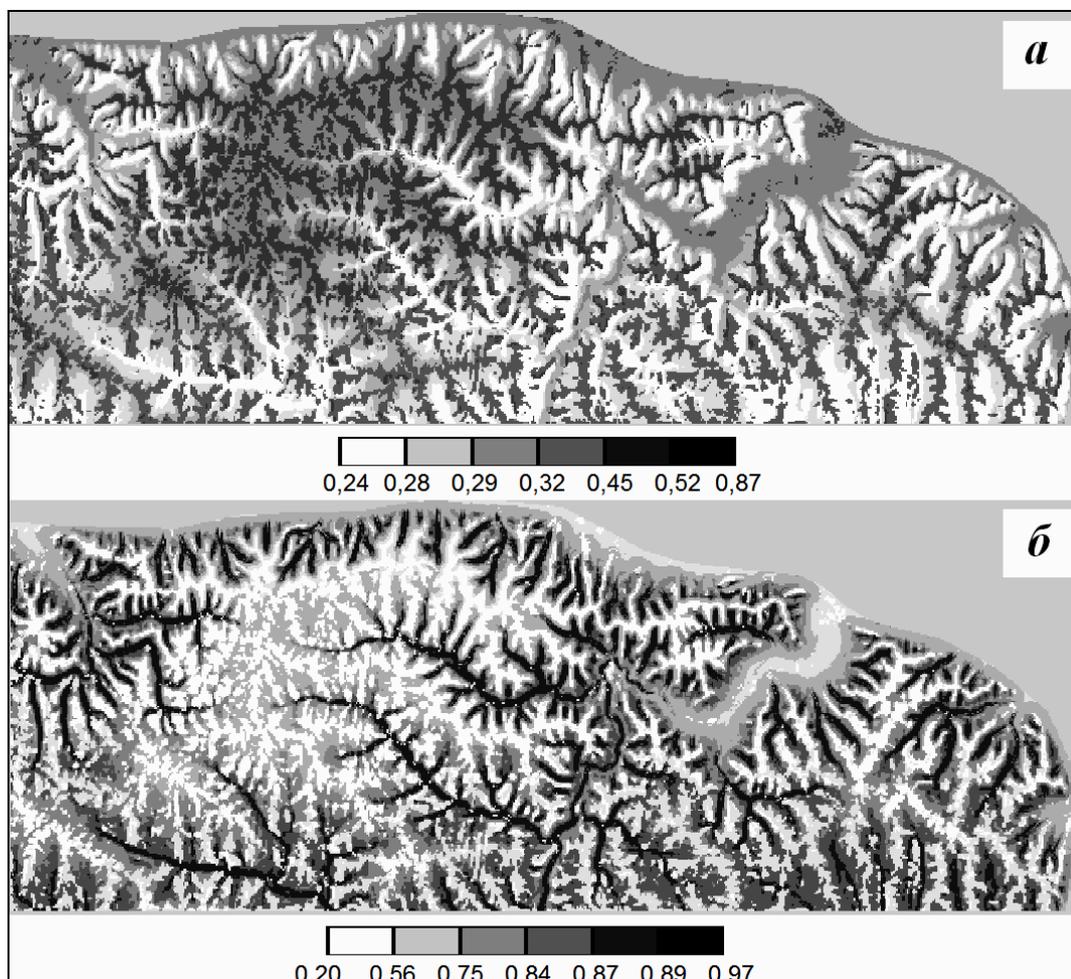


Рис.3.11. Карты индексов упругой (а) и резистентной (б) устойчивости для Самарской Луки, рассчитанные по моделям (3.4.6) и (3.4.8).

Анализ связи  $I_{упр}$  в СЛ с прямыми факторами среды дает следующее уравнение:

$$\begin{aligned}
 I_{упр_{СЛ}} = & -0.01654 \cdot T100_{-3.06} + 2.458 \cdot 10^{-4} \cdot W100_{+2.78} + \\
 & + 2.315 \cdot 10^{-3} \cdot \cos A_0 \cdot GA_{+2.67} - 0.03416 \cdot \ln BГЦ_{-2.33} + 0.5829, \\
 & R^2 = 0.662 \text{ (} Degr = 5.8\% \text{), } P < 10^{-6}; \quad (3.4.7)
 \end{aligned}$$

здесь  $T_{100}$  есть температура на глубине 1 м,  $W_{100}$  – июльские запасы влаги в метровом слое,  $\cos A_0 \cdot GA$  описывает возрастание  $I_{упрСЛ}$  на крутых северных склонах,  $БГЦ$  – группы биогеоценозов, значение их выражено в баллах, ранжированных по их расположению на склонах рельефа: от плакоров до тальвегов (использован логарифм, как и для всех характеристик, описанных в баллах). Отметим, что в экосистеме СЛ не выполняется правило «одно местоположение – одна группа биогеоценозов», одно местоположение могут занимать несколько групп биогеоценозов, и одна группа может располагаться не в одном типе местоположения (как правило, эти типы местоположения соседствуют). Хотя модель (3.4.7) характеризуется более низким коэффициентом детерминации, из нее видно, что упругая устойчивость (восстановительный потенциал) сильно зависит от температуры и влажности почвы. При этом  $I_{упр}$  *возрастает в благоприятных эдафических условиях* с более низкой температурой ( $T_{100}$  со знаком « $\rightarrow$ ») и относительно высокими влагозапасами ( $W_{100}$  со знаком « $+$ »). Увеличивается индекс  $I_{упр}$  также на крутых северных склонах ( $\cos A_0 \cdot GA$  со знаком « $+$ ») и в целом падает с возрастанием значений баллов биогеоценозов ( $БГЦ$  со знаком « $\rightarrow$ »).

Связь в СЛ индекса резистентной устойчивости  $I_{рез}$  с типами местоположений и рельефом дается уравнением регрессии

$$I_{резСЛ} = 0.06678 \cdot \ln MПЛ_{+5.65} - 0.11052 \cdot (\ln MПЛ - \ln MПЛ_{СР})^2_{-4.69} + \\ + 1.643 \cdot 10^{-3} \cdot F(35, 170)_{+3.40} - 6.307 \cdot 10^{-6} \cdot (Z - Z_{СР})^2_{-3.10} + 0.5353, \\ R^2 = 0.826 (Degr = 6.0\%), P < 10^{-6}. \quad (3.4.8)$$

Модель (3.4.8) практически повторяет предикторы модели (3.4.6), однако с противоположными знаками. Индекс резистентной устойчивости характеризуется нелинейной связью с  $MПЛ$ : наименьшие значения  $I_{рез}$  имеет на плакорах и в аккумулятивных местоположениях, и линейной, отражая общее возрастание индекса в катенарных сопряжениях. Нелинейная

связь с высотой  $Z$  повторяет закономерности, характеризуемые нелинейной связью с  $MPL$ , указывая, что наибольшие значения индекс приобретает на склонах. Резистентность возрастает на хорошо освещенных с юга склонах ( $F(35^\circ, 170^\circ)$  со знаком «+»). Связь тесная (83% пространственной изменчивости  $I_{рез\text{СЛ}}$  объясняется местоположениями и рельефом), деградация модели при предсказаниях в новых точках наблюдения невелика (6,0%) по сравнению с критическим значением (50%). По модели (3.4.8) может быть рассчитана карта, Рис.3.11б.

Для СЛ модель, которая учитывает прежде всего влияние прямых факторов на индекс резистентной устойчивости  $I_{рез}$ , имеет следующий вид:

$$I_{рез\text{СЛ}} = 0.02395 \cdot T100_{+4.52} + 0.05610 \cdot \ln BГЦ_{+4.08} - 2.927 \cdot 10^{-3} \cdot \cos A_0 \cdot GA_{-3.73} \\ - 1.937 \cdot 10^{-4} \cdot W100_{-2.19} + 0.3682, \\ R^2 = 0.771 (Degr = 11\%), P < 10^{-6}, \quad (3.4.9)$$

Обозначения всех факторов в модели (3.4.9) те же, что и в уравнении (3.4.7), но каждый имеет противоположный знак. Интерпретация для модели (3.4.9) та же, что и для (3.4.7), но с прямо противоположным смыслом. Таким образом, если восстановительный потенциал системы растет в лучших почвенных условиях, то резистентность наиболее высокая в прогретой и обезвоженной почве.

Можно заключить, что резистентность в экосистеме СЛ возрастает, когда условия развития и роста в лесу далеки от оптимальных, а восстановительный потенциал наоборот, – увеличивается в оптимальных абиотических условиях. Этому положению отвечают и данные по фитомассе и продуктивности. Находясь в полуаридном климате, лесные сообщества СЛ характеризуются более высоким средним значением индекса резистентной устойчивости (0,614) по сравнению с индексом упругой устойчивости (0,449). Минимизированный коэффициент вариации для  $I_{рез}$  имеет более низкое значение (26%), чем для  $I_{упр}$  (34%). Это может свидетельствовать

об определенной устойчивости маргинальных лесных экосистем в целом за счет сбалансированности относительно низких скоростей синтеза и деструкции в критических условиях климата.

Модель пространственного распределения  $I_{упр}$  для ПТЗ имеет вид

$$I_{упр\_ПТЗ} = -0.03082 \cdot 1/GA_{-5.82} + 0.2076 \cdot \cos(A_0)_{+4.60} + \\ + 0.06878 \cdot F(35,180)_{+3.39} + 0.07684 \cdot \ln W50_{+2.90} - 3.578; \\ R^2 = 0.516 (Degr = 49.0\%), P < 10^{-5}. \quad (3.4.10)$$

Отсюда видно, что  $I_{упр}$  существенно уменьшается при выполаживании рельефа ( $1/GA$ ), что можно объяснить тенденцией к заболачиванию этой местности. Восстановительный потенциал возрастает на северных склонах ( $\cos A_0$ ) и освещенных с юга склонах ( $F(35^\circ, 180^\circ)$ ). Значимый фактор, поддерживающий упругую устойчивость, есть также запасы почвенной влаги на глубине полметра ( $\ln W50$ ). Следует отметить, что модель (3.4.10) объясняет только 52% пространственной изменчивости восстановительного потенциала и показатель деградации на пределе ( $Degr = 49,0\%$ ). По модели (3.4.10) может быть рассчитана карта, Рис.3.12а.

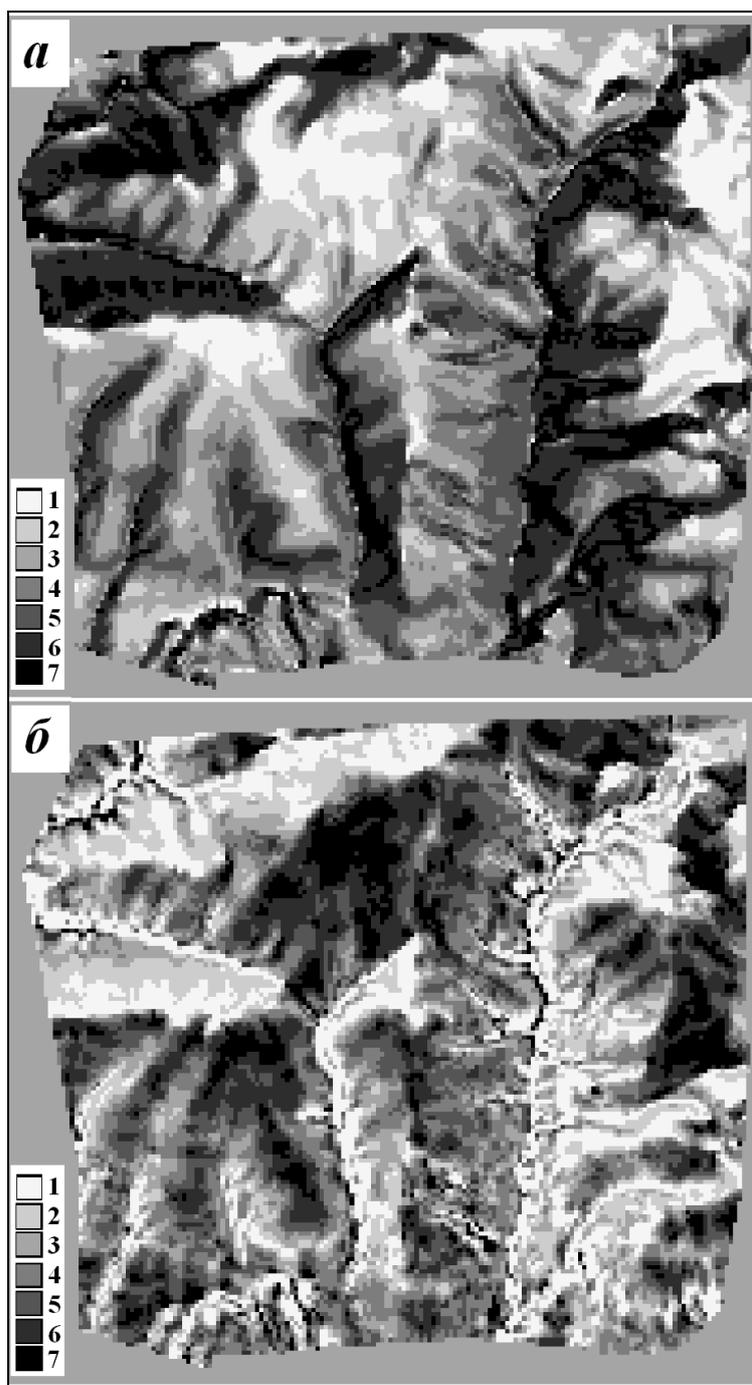


Рис.3.12. Карты индексов упругой (а) и резистентной (б) устойчивостей для Приокско-Террасного заповедника, рассчитанные по моделям (3.4.10) и (3.4.12).

Индекс устойчивости для карты (а):

- 1 – 0.01–0.44;
- 2 – 0.44–0.51;
- 3 – 0.51–0.58;
- 4 – 0.58–0.63;
- 5 – 0.63–0.69;
- 6 – 0.69–0.77;
- 7 – 0.77–0.92.

Индекс для карты (б):

- 1 – 0.39–0.47;
- 2 – 0.47–0.52;
- 3 – 0.52–0.58;
- 4 – 0.58–0.63;
- 5 – 0.63–0.67;
- 6 – 0.67–0.71;
- 7 – 0.71–0.94.

Восстановительный потенциал  $I_{упр}$  лесной экосистемы на территории ПТЗ возрастает с увеличением запасов почвенной влаги и повышением температуры почвы:

$$I_{упр\_ПТЗ} = -0.02189 \cdot \ln BГЦ_{-4.18} + 0.09922 \cdot \ln W100_{+3.88} + 0.04348 \cdot T_{50_{+2.75}} - 0.1091 \cdot kmax^{\Pi}_{-2.67} - 0.3039;$$

$$R^2 = 0.387 (Degr = 44\%), P < 10^{-3}. \quad (3.4.11)$$

Хотя для СЛ индексы упругой и резистентной устойчивости оказались тесно связаны с типами местоположений и рельефом, модели (3.4.6) и (3.4.8), для ПТЗ модели связи этих индексов с типами местоположений и рельефом не проходили верификацию. Это вызвано, с одной стороны, более пологим рельефом ПТЗ, с другой – тем, что минимизация  $Kvar$  для нахождения весовых коэффициентов приводит к менее изменчивым в пространстве индексам, поэтому в регрессионном уравнении мы имеем менее вариабельный отклик. Однако связь индексов устойчивости в ПТЗ с прямыми факторами среды и рельефом оказалась заметной.

В этом отличие модели  $I_{упр}$  для ПТЗ от модели для СЛ (3.4.6). Индекс  $I_{упр}$  связан в первую очередь с группами биогеоценозов ( $lnБГЦ$ ). Наиболее устойчивы ксеро-мезоморфные липово-березово-осиновые леса, растущие на карбонатном элювии, а также заболоченные сосняки, ельники и черноольшаники днищ речных долин и междуречных западин (Рис.3.12а).

Пространственная изменчивость индекса резистентной устойчивости для ПТЗ описывается моделью

$$I_{резПТЗ} = -0.1576 \cdot \cos(A_0)_{-3.49} - 0.3985 \cdot KA^{\Pi}_{-3.18} - 0.08610 \cdot \ln W50_{-3.18} - 0.05951 \cdot F(35,180)_{+3.39} + 4.391; \\ R^2 = 0.462 \text{ (Degr} = 49\%), P < 10^{-4}. \quad (3.4.12)$$

Эта модель характеризует условия в ПТЗ, при которых снижается резистентность лесной экосистемы (все предикторы со знаком «←»). Это – северные склоны ( $\cos A_0$ ), седловины в рельефе ( $KA^{\Pi}$ ), запасы почвенной влаги ( $\ln W50$ ), освещенность склонов с юга ( $F(35^\circ, 180^\circ)$ ). По этой модели может рассчитываться карта, Рис.3.12б.

Карты индексов (Рис.3.12) не везде выглядят как позитив и негатив, а плакорная группа биогеоценозов имеет очень близкие средние значения  $I_{упр}$  и  $I_{рез}$ . В целом лесная экосистема ПТЗ на южной границе смешанных

лесов имеет близкие средние индексы резистентной (0,624) и упругой (0,656) устойчивости, хотя среднее значение восстановительного потенциала все-таки выше. Это может свидетельствовать о наличии двух практически полноценных потенциалов или стратегий реагирования на изменение внешних условий. В Самарской Луке преобладает стратегия резистентности: поглощение внешних сигналов без изменения функционального статуса до тех пор, пока сигналы не превысят определенного критического уровня.

Связь индексов устойчивости в ПТЗ с факторами среды оказалась менее тесной, чем в СЛ. Относительно высокие коэффициенты детерминации в уравнениях для индексов устойчивости в СЛ и их более высокая вариативность могут быть связаны с большим разнообразием рельефных условий низкогогорья СЛ по сравнению с низменной равниной ПТЗ.

Анализ показателей устойчивости лесных экосистем проведен нами также в контексте формирования прогнозных моделей углеродного баланса. Будучи характеристиками потенциального реагирования экосистем на внешние сигналы, индексы устойчивости должны, если они правильно определены и экосистема не слишком удалилась от квазиравновесного состояния в связи с изменением климата, содержать информацию о будущих ее преобразованиях, и могут быть значимыми предикторами в прогнозных моделях.

Далее индексы устойчивости рассматриваются в качестве предикторов, а их матрицы используются для расчета функциональных и структурных преобразований в экосистемах.

### ***3.5. Картографические модели запасов и прогнозируемого баланса углерода***

Изучим пространственные закономерности распределении базовых и прогнозных суммарных запасов углерода в экосистемах (в почве, подстилке и растительности) СЛ и ПТЗ, используя характеристики рельефа, пря-

мые факторы и индексы устойчивости (раздел 3.4). Методика оценки Собщ изложена в разделе 4.2.

Запасы суммарного углерода в Самарской Луке (СЛ) меняются от 107,3 т/га до 412,6 т/га. Коэффициент вариации запасов влаги в СЛ составляет 29%, что указывает на большую контрастность условий увлажнения в экосистеме. Для СЛ модель пространственного распределения общих запасов углерода в базовый период ( $\text{Собщ}_{\text{BASE\_СЛ}}$  в т/га), основанная на связях с типами местоположений и рельефом, есть

$$\begin{aligned} \text{Собщ}_{\text{BASE\_СЛ}} = & 24.82 \cdot (\ln MПЛ - \ln MПЛ_{\text{CP}})^2_{+3.49} + 2.957 \cdot Z_{\text{HILLS},+2.92} \\ & - 0.9775 \cdot GA_{-2.09} + 7.021 \cdot \ln MПЛ_{+1.99} + 181.2, \\ R^2 = & 0.758 \text{ (Degr} = 12\%), P < 10^{-6}, \quad (3.5.1) \end{aligned}$$

где  $MПЛ$  есть типы местоположений;  $Z_{\text{HILLS}}$  есть высоты холмов, или относительные высоты самостоятельных холмов, у которых может быть обнаружено отдельное от всех остальных основание, определенные по методу, описанному в (Shary et al., 2005);  $GA$  – крутизна склонов. При этом 76% пространственной изменчивости Собщ объясняется этими факторами среды при невысокой деградации модели (12%) по сравнению с критерием (50%). По этой модели может быть построена карта, Рис.3.14а.

Следует отметить, что на южной границе лесостепи в низкогорной экосистеме суммарные запасы углерода больше связаны с крутизной склонов, чем, например, с запасами влаги (Рис.3.13).

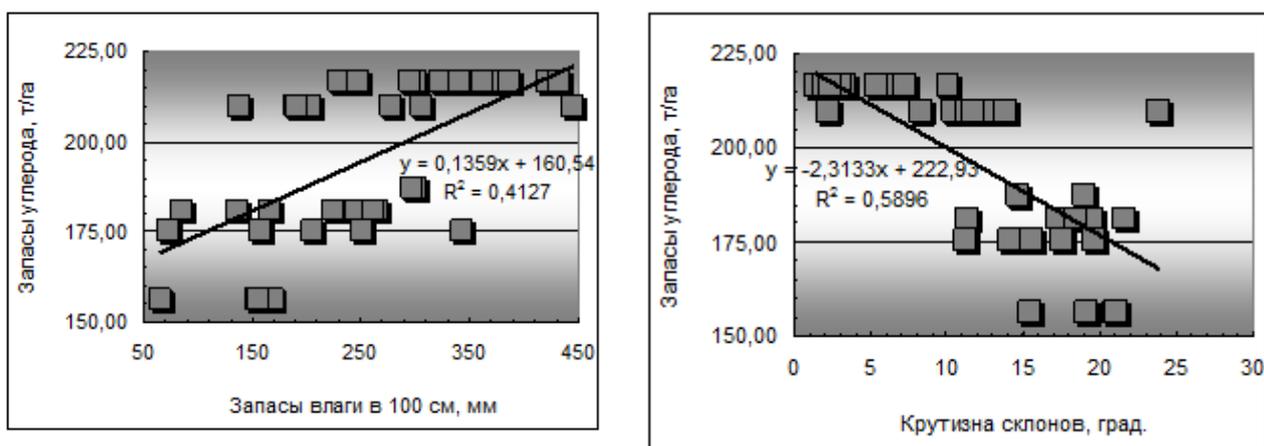


Рис.3.13. Связь запасов углерода с запасами влаги в метровом слое почвы и крутизной склонов в СЛ.

В модели множественной регрессии запасы влаги занимают положение главного предиктора, крутизна – последнего. При использовании запасов влаги получаем уравнение с более тесными связями, но в присутствии еще одного рассчитываемого предиктора группы биогеоценозов:

$$\begin{aligned} \text{Собщ}_{\text{BASE\_СЛ}} = & 0.08450 \cdot W100_{+4.49} + 3.633 \cdot Z_{\text{HILLS},+4.02} + 8.857 \cdot \ln \text{БГЦ}_{+2.83} \\ & - 1.097 \cdot GA_{-2.73} + 170.9, \\ R^2 = & 0.801 \text{ (Degr} = 8.8\%), P < 10^{-6}. \quad (3.5.2) \end{aligned}$$

80% распределения запасов Собщ объясняется запасами почвенной влаги ( $W100$ ), высотой отдельных холмов ( $Z_{\text{HILLS}}$ ), группами биогеоценозов ( $\text{БГЦ}$ ) и крутизной ( $GA$ ). Расчет матрицы и карты по модели (3.5.2) менее желателен, поскольку здесь присутствуют 2 рассчитываемых фактора – запасы влаги и группы биогеоценозов. В то время как в модели (3.5.1) три фактора есть характеристики рельефа, рассчитываемые напрямую из матрицы высот. В ситуации, когда мы имеем несколько моделей с тесными связями для описания переменной, мы предпочитаем для расчета ее матрицы использовать ту, которая содержит меньше рассчитываемых предикторов. Другие же модели формируются в большей степени для понимания связей в лесной экосистеме.

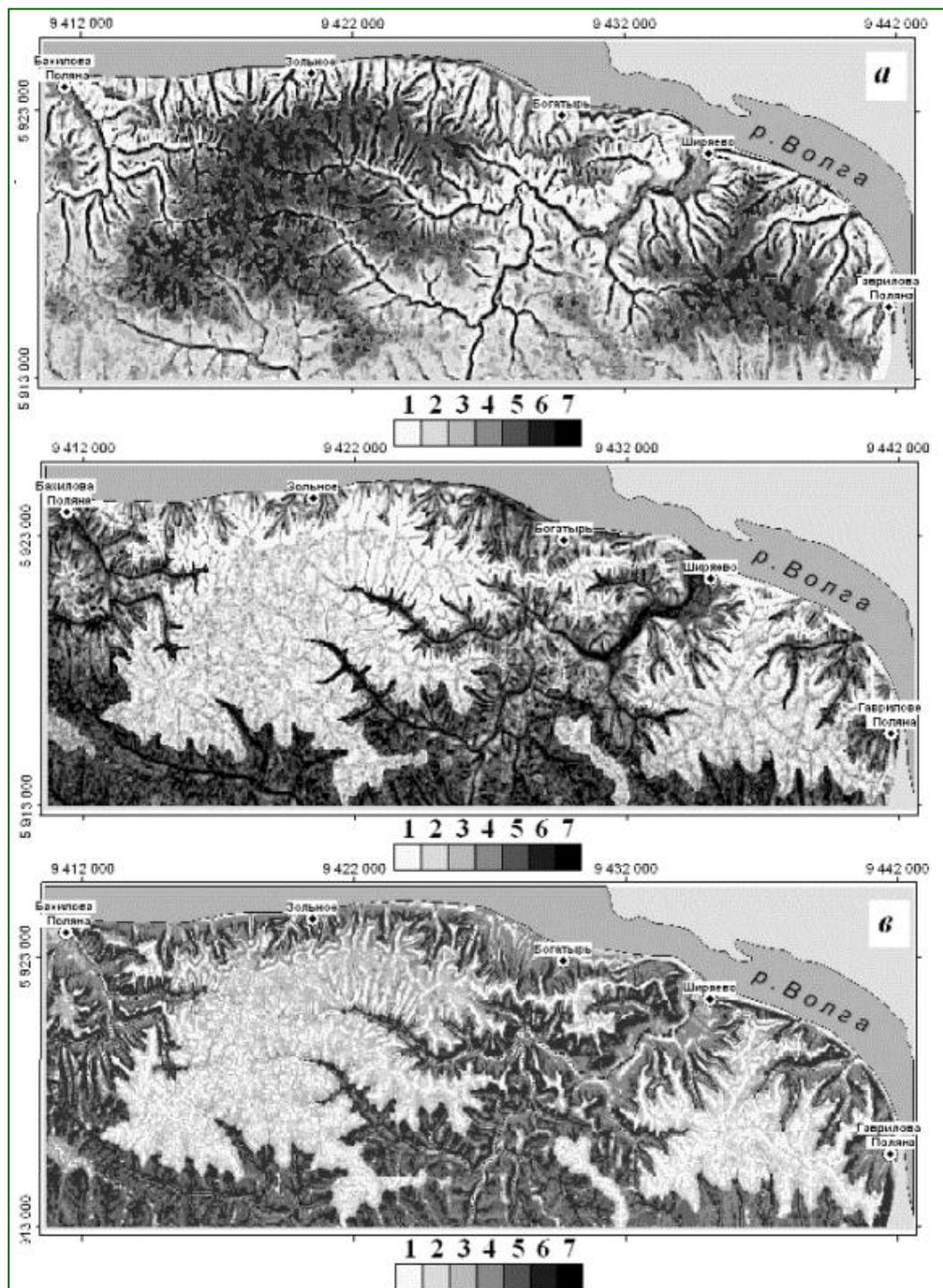


Рис.3.14. Карты базовых суммарных запасов углерода (а) и углеродного баланса к 2075 г. по сценарию E GISS (б) и к 2075 г. по сценарию HadCM3 A2 (в).

Легенда к карте (а): 1 – 118–207; 2 – 207–217; 3 – 217–222; 4 – 222–228; 5 – 228–235; 6 – 235–250; 7 – 250–397 т/га.

Легенда к карте (б): 1 –  $(-134) \div (-52)$ ; 2 –  $(-52) \div (-40)$ ; 3 –  $(-40) \div (-30)$ ; 4 –  $(-30) \div (-15)$ ; 5 –  $(-15) \div 0$ ; 6 –  $0 \div 10$ ; 7 –  $0 \div 94$  т/га.

Легенда к карте (в): 1 –  $(-211) \div (-102)$ ; 2 –  $(-102) \div (-98)$ ; 3 –  $(-98) \div (-91)$ ; 4 –  $(-91) \div (-77)$ ; 5 –  $(-77) \div (-70)$ ; 6 –  $(-70) \div 0$ ; 7 –  $0 \div 88$  т/га.

При умеренном холодно-аридном тренде изменения климата с последующей слабой термоаридизацией (сценарию E GISS на 2075 г.) произойдет снижение запасов влаги на 36% и рост температуры почвы на 8,2%; прогнозируемые изменения  $dC_{G75\_СЛ}$  будут характеризоваться потерей углерода в среднем на 5% от базовых запасов. Баланс описывается следующим уравнением:

$$dC_{G75\_СЛ} = -0.7700 \cdot C_{BASE\_СЛ-14.76} - 18.86 \cdot T100_{G75-4.95} - 487.5 \cdot MDA_{-3.81}^{\Pi} - \\ - 2.256 \cdot GA_{-3.14} + 813.8; \\ R^2 = 0.873 (Degr = 24\%), P < 10^{-6}. \quad (3.5.3)$$

Наибольшими потери запасов будут в широколиственных лесах, где запасы базового периода наибольшие ( $C_{BASE\_СЛ}$  и  $MDA$  со знаком «-») и в производных от них осинниках и березняках средних и нижних частей склонов большой крутизны ( $GA$  со знаком «-»). Также потери будут связаны с высокой температурой почвы ( $T100$  со знаком «-»). Все предикторы в модели значимы, показатель деградации указывает на успешную проверку, по модели (3.5.3) может быть рассчитана карта, Рис. 3.14б.

При экстремальном термоаридном тренде (климатическая модель HadCM3, жесткий сценарий A2 на 2075 г.), по которому к прогнозному сроку оценивается повышение среднеянварской температуры на 5,9°C, среднеиюльской – на 7,1°C и снижение годовых осадков на 50 мм, средние значения потери углерода  $dC$  в экосистеме составят 34% от запасов базового периода. Модель углеродного баланса к 2075 г. по HadCM3 A2 есть

$$dC_{H75\_СЛ} = -0.7433 \cdot C_{BASE\_СЛ-19.98} - 4.371 \cdot Z_{HILLS-3.48} + 605.9 \cdot MCA_{+3.17}^{\Pi} + \\ + 0.1797 \cdot Z_{+2.74} - 550.0; \\ R^2 = 0.934 (Degr = 15\%), P < 10^{-6}. \quad (3.5.4)$$

Эта модель связывает наибольшую эмиссию  $\text{CO}_2$  в СЛ с максимальными значениями  $C_{\text{BASE}}$ , с большими высотами отдельных холмов ( $Z_{\text{HILLS}}$ ), и это в большой степени отвечает плакорам. Снижение эмиссии может происходить при возрастании площади сбора ( $MCA$ ) в сочетании с не самыми малыми высотами ( $Z$ ), что отвечает положениям тальвегов на разных высотах низкогорья Рис.3.14в.

В базовый период наибольшие суммарные запасы углерода свойственны пологим приводораздельным теневым склонам СЛ с наименьшей площадью водосбора. В прогнозируемый срок (2075 г.) эти местоположения, а также днища малых долин будут отличаться максимальной эмиссией  $\text{CO}_2$ . На крутых же склонах изначальные запасы углерода минимальны, однако и прогнозируемые его выбросы будут незначительны.

Для ПТЗ модель пространственного распределения общих запасов углерода Собщ (в т/га), основанная на связях с типами местоположений и рельефом есть

$$\begin{aligned} \text{Собщ}_{\text{BASE\_ПТЗ}} = & -46.03 \cdot (\ln MПЛ - \ln MПЛ_{\text{CP}})^2_{-5.90} - 21.84 \cdot \ln MПЛ_{-4.45} \\ & + 46.17 \cdot I_1 \cdot kv^{\Pi}_{+3.10} + 49.62 \cdot M^{\Pi}_{+2.58} + 216.4, \\ R^2 = & 0.611 \text{ (Degr} = 21\%), P < 10^{-6}, \quad (3.5.5) \end{aligned}$$

где  $MПЛ$  есть типы местоположений,  $kv$  есть описывающая выпуклые ( $kv > 0$ ) и вогнутые ( $kv < 0$ ) террасы вертикальная кривизна,  $M$  – описывающая вытянутые формы рельефа несферичность (вытянутым формам рельефа отвечают ббльшие значения этой неотрицательной  $MВ$ ). 61% пространственной изменчивости  $\text{Собщ}_{\text{BASE\_ПТЗ}}$  объясняется этими факторами среды, с не слишком высокой деградацией модели (21%) по сравнению с критерием (50%). По этой модели можно рассчитывать карту, Рис.3.16а.

Можно заметить, что связь Собщ для базового срока с  $MП$  и рельефом для ПТЗ менее тесная ( $R^2 = 0,611$ ), чем для СЛ, модель (3.5.1), где

$R^2 = 0,758$ . Этого можно было ожидать, так как рельеф в низкогорной СЛ выражен более контрастно, чем в равнинном ПТЗ (перепад высот 74 м).

Отметим еще что суммарные запасы в ПТЗ тесно связаны с почвенными запасами влаги и температурами, Рис.3.15.

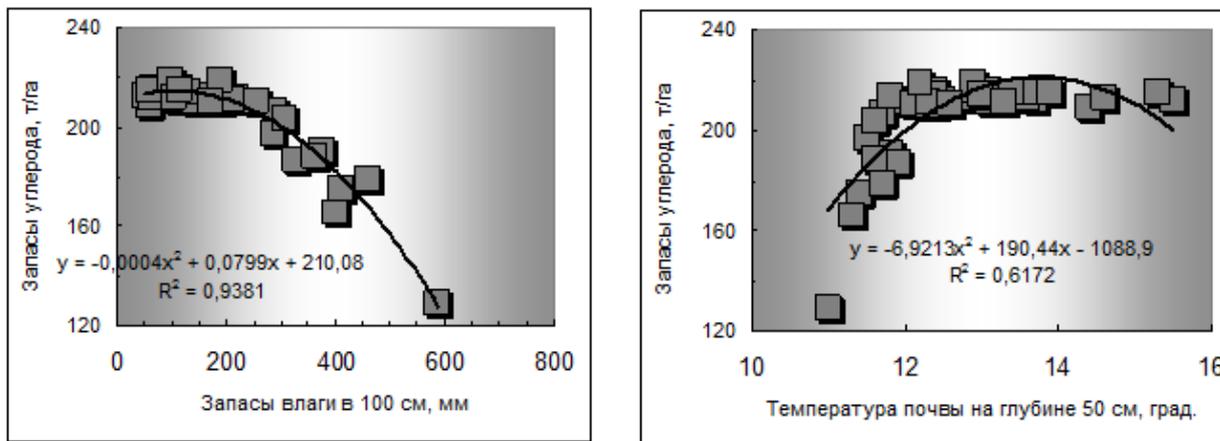


Рис.3.15. Связь запасов углерода с запасами влаги в метровом слое почвы и температурами в Приокско-террасном заповеднике.

Поэтому уравнение с использованием прямых факторов показывает очень тесную связь и на редкость хорошие критерии проверки:

$$\begin{aligned} \text{Собщ}_{\text{ПТЗ}} = & -0,001350 \cdot (W50 - W50_{\text{CP}})^2_{-32,26} + 3,246 \cdot T50_{+7,95} - \\ & - 25,32 \cdot I_{\text{упр}}_{-3,42} - 2,417 \cdot (\ln M_{\text{ПЛ}} - \ln M_{\text{ПЛ}_{\text{CP}}})^2_{-2,63} + 190,6; \\ & R^2 = 0,980 \text{ (Degr} = 0,4\%), P < 10^{-6}; \quad (3.5.6) \end{aligned}$$

Модель (3.5.6) описывает запасы углерода нелинейной связью с запасами влаги  $((W50 - W50_{\text{CP}})^2$  со знаком « $\leftarrow$ »), что означает существование оптимума влажности для суммарного углерода. Запасы общего углерода в ПТЗ возрастают с увеличением почвенной температуры ( $T50$  со знаком « $\rightarrow$ »), со снижением упругой устойчивости ( $I_{\text{упр}}$  со знаком « $\leftarrow$ ») и имеют тенденцию несколько возрастать на склонах  $((\ln M_{\text{ПЛ}} - \ln M_{\text{ПЛ}_{\text{CP}}})^2$  со знаком « $\leftarrow$ »).

При холодно-гумидном тренде климатических изменений к 2075 г. по сценарию E GISS, когда ожидается снижение температуры июля на  $1,9^\circ\text{C}$  и

возрастание годовых осадков на 61 мм, *среднее снижение суммарного углерода для региона ПТЗ оценивается на 14,9%*. Уравнение для пространственного распределения баланса углерода  $dC_{G75\_ПТЗ}$  следующее:

$$dC_{G75\_ПТЗ} = -20.00 \cdot \ln W50_{G75\_ПТЗ-5.35} + 143.6 \cdot I_{упр+2.73} + 20.462 \cdot khe^{\Pi}_{+2.13} - \\ - 6.138 \cdot I_1 \cdot \cos A_0 \cdot GA_{-2.04} - 17.62; \\ R^2 = 0.529 (Degr = 16\%), P < 10^{-6}; \quad (3.5.7)$$

Рост эмиссии углерода в ПТЗ будет связан с возрастанием влагосодержания почвы в этом регионе с гумидным климатом ( $\ln W50$  со знаком « $\leftarrow$ »), с низкими значениями упругой устойчивости ( $I_{упр}$  со знаком « $+$ »), а также с относительно малой расчлененностью рельефа ( $khe$  со знаком « $+$ ») и с крутыми южными склонами вне плакоров ( $I_1 \cdot \cos(A_0) \cdot GA$  со знаком « $\leftrightarrow$ ») (Рис.3.16б).

По термоаридному сценарию HadCM3 A2 к 2075 г. по экорегиону ПТЗ ожидается возрастание июльской температуры на  $4,0^\circ\text{C}$  и снижение годовых осадков на 96 мм. Среднее прогнозируемое изменение запасов суммарного углерода выразится в *депонировании и составит 37,6% от базовых запасов*. Уравнение множественной регрессии, описывающее пространственные изменения запасов, есть

$$dC_{H75\_ПТЗ} = -312.7 \cdot I_{рез-10.60} - 11.69 \cdot \ln W50_{H75\_ПТЗ-3.04} + 15.01 \cdot khe^{\Pi}_{+2.29} - \\ - 4.584 \cdot I_1 \cdot \cos A_0 \cdot GA_{-2.04} + 248.5; \\ R^2 = 0.818 (Degr = 3.3\%), P < 10^{-6}. \quad (3.5.8)$$

Прогнозируемое депонирование углерода будет определяться биогеоценозами с высокой резистентной устойчивостью ( $I_{рез}$  со знаком « $\leftrightarrow$ »), с относительно малым увлажнением почвы ( $\ln W50$  со знаком « $\leftarrow$ »), а также большей расчлененностью местности ( $khe$  со знаком « $+$ ») и крутыми южными склонами ( $I_1 \cdot \cos A_0 \cdot G$  со знаком « $\leftrightarrow$ »), Рис.3.16в.

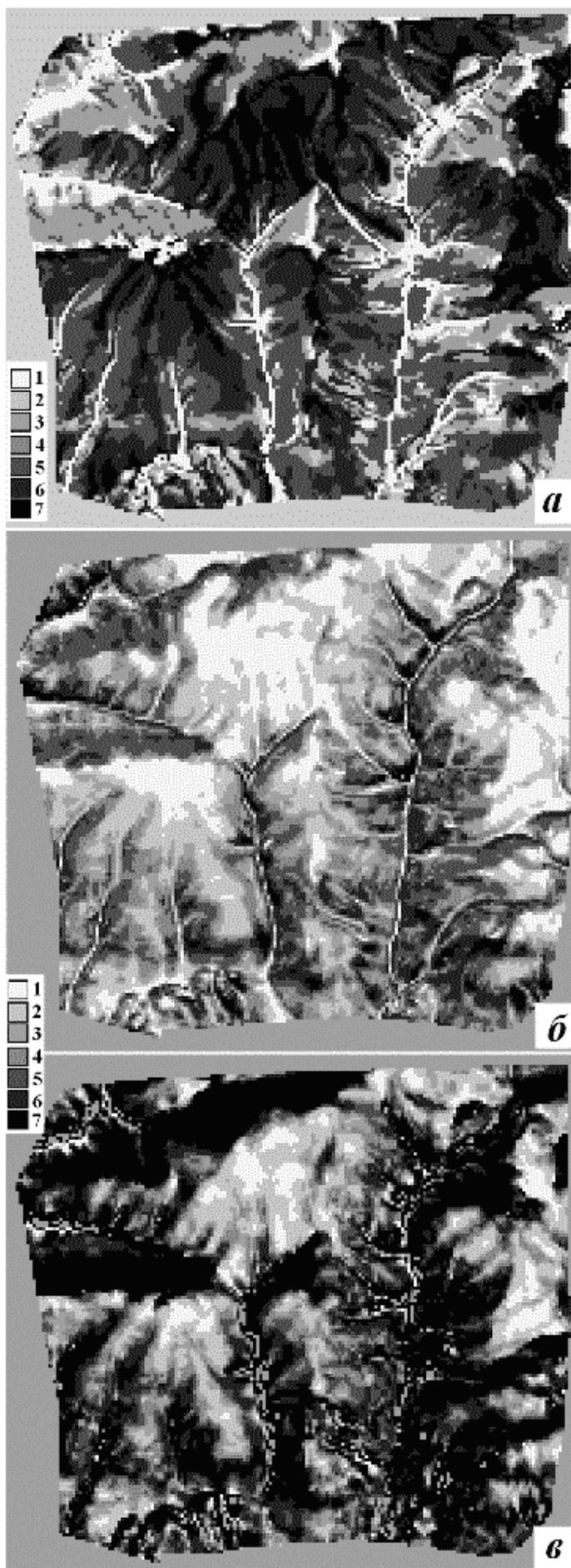


Рис.3.16. Карты распределения базовых запасов (*а*) и баланса углерода по территории Приокско-Тerrasного заповедника к 2075 г. по климатической модели E GISS (*б*) и HadCM3 (*в*), рассчитанные по моделям (3.5.5), (3.5.7) и (3.5.8), соответственно.

Условные обозначения для карты *а*:

1 – 103–195, 2 – 195–202,  
3 – 202–204, 4 – 204–205,  
5 – 205–208, 6 – 208–210,  
7 – 210–238 т/га;

для карт *б*, *в*:

1 – (–172)–(–27), 2 – (–27)–(–14),  
3 – (–14)–(–8), 4 – (–8)–0,  
5 – 0–9, 6 – 9–24,  
7 – 24–122 т/га.

На Рис.3.17 показаны области на территории заповедника, где ожидается увеличение эмиссии  $\text{CO}_2$  при реализации разных климатических сценариев. Видно, что в отличие от картины для региона СЛ, при холодно-гумидном климатическом тренде в ПТЗ общий баланс оценивается как отрицательный (Рис.3.17а), а при термоаридном – как положительный (Рис.3.17б). В обоих случаях преобладание эмиссии над депонированием будет происходить на плакорах.

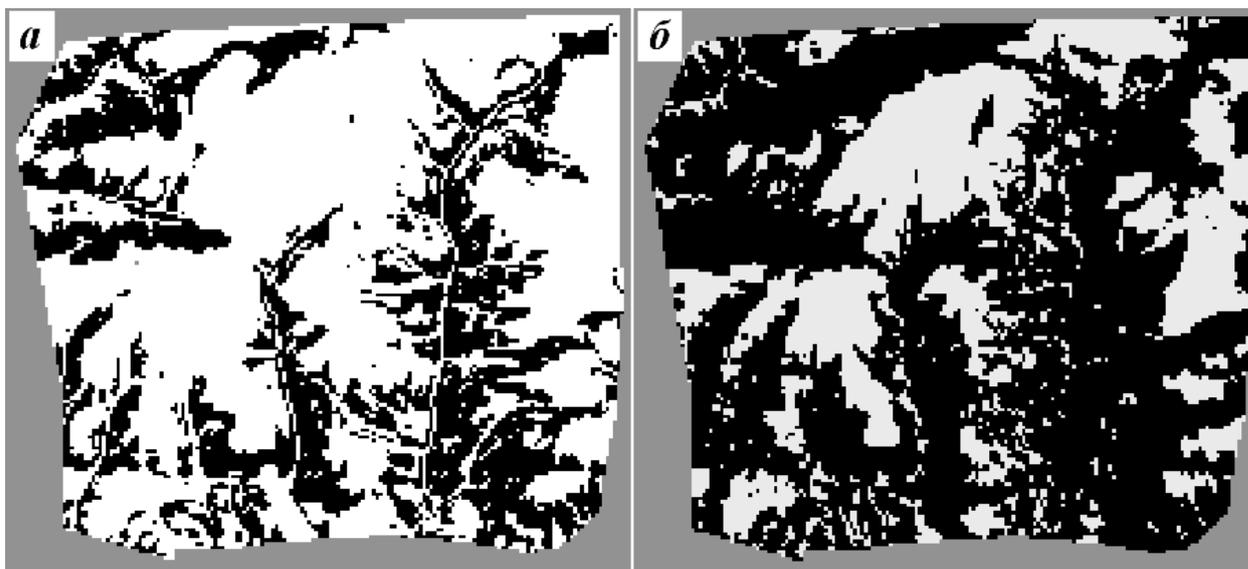


Рис.3.17. Карты расположения участков депонирования (черные) и эмиссии (белые) углерода в Приокско-террасном заповеднике по климатическим сценариям E GISS (а) и HadCM3 (б) к 2075 г.

Как видно на картах Рис.3.16, для смешанных лесов на южной границе зоны в базовый период наибольшие суммарные запасы углерода свойственны слабонаклонным приводораздельным областям с наименьшей площадью водосбора. В прогнозируемый срок эти местоположения, а также относительно крутые склоны, особенно хорошо прогреваемые при южном азимуте Солнца, будут отличаться максимальной эмиссией  $\text{CO}_2$ . Лесные же массивы, расположенные в оврагах и притальвеговых областях, окажутся участками с наибольшим депонированием углерода.

Рассмотрение результатов в целом выявляет следующие различия для экорегионов СЛ и ПТЗ при рассмотрении распределения баланса углерода по территории к 2075 г. по двум климатическим сценариям:

1) Возрастание запасов суммарного углерода для базового периода в полуаридной экосистеме СЛ связано с ростом запасов почвенной влаги и снижением температуры почвы. В ПТЗ связи с показателями гидротерморежима нелинейные, присутствуют экологические оптимумы: для температуры такой оптимум ближе к высоким значениям запасов, для запасов влаги – к низким (Рис.3.15).

2) Различны прогнозируемые реакции экосистем на умеренные климатические тренд с похолоданием: в СЛ экосистема в целом *депонирует*, особенно в ряду трансэлювиальные – трансаккумулятивные местоположения с остепненными сосняками, сосняками сложными и осинника; в ПТЗ – *преобладает эмиссия* на плакорах и в верхних частях склонов в еловых, сосново-еловых, сосново- и липово-березовых лесах.

3) Прогнозируемый баланс при экстремальном термоаридном тренде HadCM3 A2 различается для двух регионов: в СЛ экосистема в целом имеет отрицательный баланс, наибольший он на плакорах с широколиственными лесами и в оврагах с липняками и осинниками; в ПТЗ – напротив, преобладает положительный баланс на плакорах без ельников и в долинах с сосняками и мелколиственными лесами.

4) Следует отметить, что запасы и прогнозируемый баланс по-разному связаны с индексами устойчивости:

а) в экосистеме СЛ, где индекс резистентной устойчивости выше, запасы суммарного углерода базового периода больше ассоциированы с ростом упругой устойчивости, а положительный баланс – с ростом резистентной;

б) для ПТЗ с более высоким значением индекса упругой устойчивости характерны высокие базовые запасы углерода при больших значениях индекса резистентной устойчивости, положительный баланс отвечает больше росту упругой устойчивости.

### 3.6. Картографирование структурных состояний экосистем для базового и прогнозных периодов

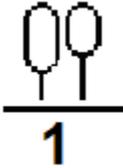
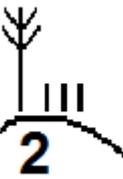
Прогнозные карты фитоценозов рассчитывались при использовании моделей базовых биогеоценозов и результатов анализа по вероятностям переходов биогеоценозов в точках наблюдения с помощью методов, описанных в (Коломыц, 2008) и реализованных в программе. Для описания вероятностей переходов современных биогеоценозов в будущие фитоценозы используются в программе такие методы, как анализ дисперсии (ANOVA) и цепи Маркова (напр., Thórhallsdóttir, 1990). Для расчета прогнозных карт осуществляли интерполяцию и экстраполяцию этих данных с помощью типов местоположений, рельефа, прогнозных температур, запасов влаги и индексов устойчивости, выявленных в пространственных моделях.

Группы биогеоценозов (*БГЦ*) лесной экосистемы Самарской Луки были ранжированы в баллах в ряду по расположению в рельефе и в соответствии с типами местоположений от плакоров до днищ оврагов, соответственно от 1 до 6. Отметим, что одна группа *БГЦ* может занимать несколько типов местоположений, и две группы *БГЦ* могут располагаться на одном типе местоположений. Описание групп биогеоценозов и отвечающие им баллы представлены в Табл.3.3.

Уравнение регрессии для пространственного распределения групп биогеоценозов (*БГЦ*) лесного массива Самарской Луки есть (используем логарифм *БГЦ*, см. раздел 2.3)

$$\begin{aligned} \ln BGC_{BASE\_CL} = & 0.8823 \cdot \ln MПЛ_{+19.61} - 0.3222 \cdot (\ln MПЛ - \ln MПЛ_{CP})^2_{-3.51} \\ & - 0.006106 \cdot F(35,135)_{-3.49} - 0.01440 \cdot GA_{-2.78} + 0.6999, \\ & R^2 = 0.961 \text{ (Degr} = 1.1\%), P < 10^{-6}, \text{ (3.6.1)} \end{aligned}$$

Таблица 3.3. Группы биогеоценозов лесной экосистемы Самарской Луки.

Номера	Подзона южной лесостепи
	Мезо-гидроморфные и реже мезоморфные теневые широколист-венные леса (вязово-кленово-липовые) разнотравно-снытьевые. липовые и производные от них осинники кленово-липовые разнотравно-снытьевые пологонаклонных водоразделов (крутизной до 3–5°) всех экспозиций (элювиальные) с дерново-карбонатными типичными дерновыми и темносерыми лесными среднemosными средне-суглинистыми почвами на элювии глин и известняков
	Ксероморфные и мезоморфные сосняки остепненные карагановые и разнотравно-злаковые верхних и средних частей крутых (20–30°) солнцепечных склонов (трансэлювиальные и транзитные) с дерново-карбонатными типичными маломощными легкосуглинистыми почвами на элювии известняка
	Мезоморфные ксеро-мезоморфные и ксероморфные сосняки сложные (липово-дубовые) и сосново-широколиственные леса лещинные неморально-травяные верхних и средних частей сравнительно крутых (до 20–25°) нейтральных и теневых склонов (трансэлювиальные и транзитные) с дерново-карбонатными типичными средне- и маломощными легко- и среднесуглинистыми почвами на элювии известняка
	Мезоморфные и ксеро-мезоморфные дубняки кленово-липовые и производные от них осинники лещинные разнотравно-ландыше-вые верхних средних и нижних частей нейтральных и теневых склонов средней и высокой крутизны (от трансэлювиальных до трансаккумулятивных) с дерново-карбонатными типичными маломощными среднесуглинистыми почвами на элювии известняка
	Мезоморфные и ксеро-мезоморфные дубняки кленово-липовые и производные от них осинники лещинные разнотравно-ландыше-вые верхних средних и нижних частей нейтральных и теневых склонов средней и высокой крутизны (от трансэлювиальных до трансаккумулятивных) с дерново-карбонатными типичными маломощными среднесуглинистыми почвами на элювии известняка
	Мезоморфные и мезо-гидроморфные липняки кленовики и осинники (иногда с лещиной) разнотравно-снытьевые пологонаклонных днищ глубоко врезанных долин малых водотоков с дерновыми намытыми и дерново-карбонатными выщелоченными средне-суглинистыми почвами на овражно-балочном делювии.

Мозаика биогеоценозов (модель (3.6.1)) определяется в первую очередь типами местоположений. В лесной экосистеме Самарской Луки не выполняется правило «одно местоположение – один биогеоценоз», поскольку в пространстве «раздробленного» контрастностью рельефа присутствуют ксероморфные остепненные сосновые боры крутых солнцепечных склонов

и приводораздельные дубовые леса нейтрально-теневого экспозиции, а с другой стороны – гидроморфные лиственные леса днищ глубоко врезанных долин. Полученные в полевых условиях данные показывают, что один биогеоценоз может занимать несколько (как правило, не больше двух) местоположений и одно местоположение может быть занято несколькими биогеоценозами (см. Табл.3.3). В модели (3.6.1) это описывается нелинейной связью с типами местоположений. Помимо местоположений, изменчивость групп биогеоценозов следует изменчивости освещенности склонов с юго-востока: чем меньше освещены склоны, тем вероятнее встретить биогеоценозы с низкими баллами (Табл.3.3). И наоборот, чем больший процент солнечных лучей падает почти перпендикулярно на склоны при положении солнца на юго-востоке, тем вероятнее встретить группы биогеоценозов с высокими баллами. Крутизна склонов также является значимым предиктором для распределения биогеоценозов в пространстве: на пологих склонах вероятнее встретить биогеоценозы днищ балок. Следует отметить, что модель (3.6.1) имеет на редкость высокий коэффициент детерминации ( $R^2 = 0,961$ ) при очень низком показателе деградации ( $Degr = 1,1\%$ ), что свидетельствует о ее высокой предсказательной силе (ср. критерий успешности верификации модели  $Degr < 50\%$ , раздел 2.3). По модели (3.6.1) рассчитана карта групп биогеоценозов (Рис.3.18a).

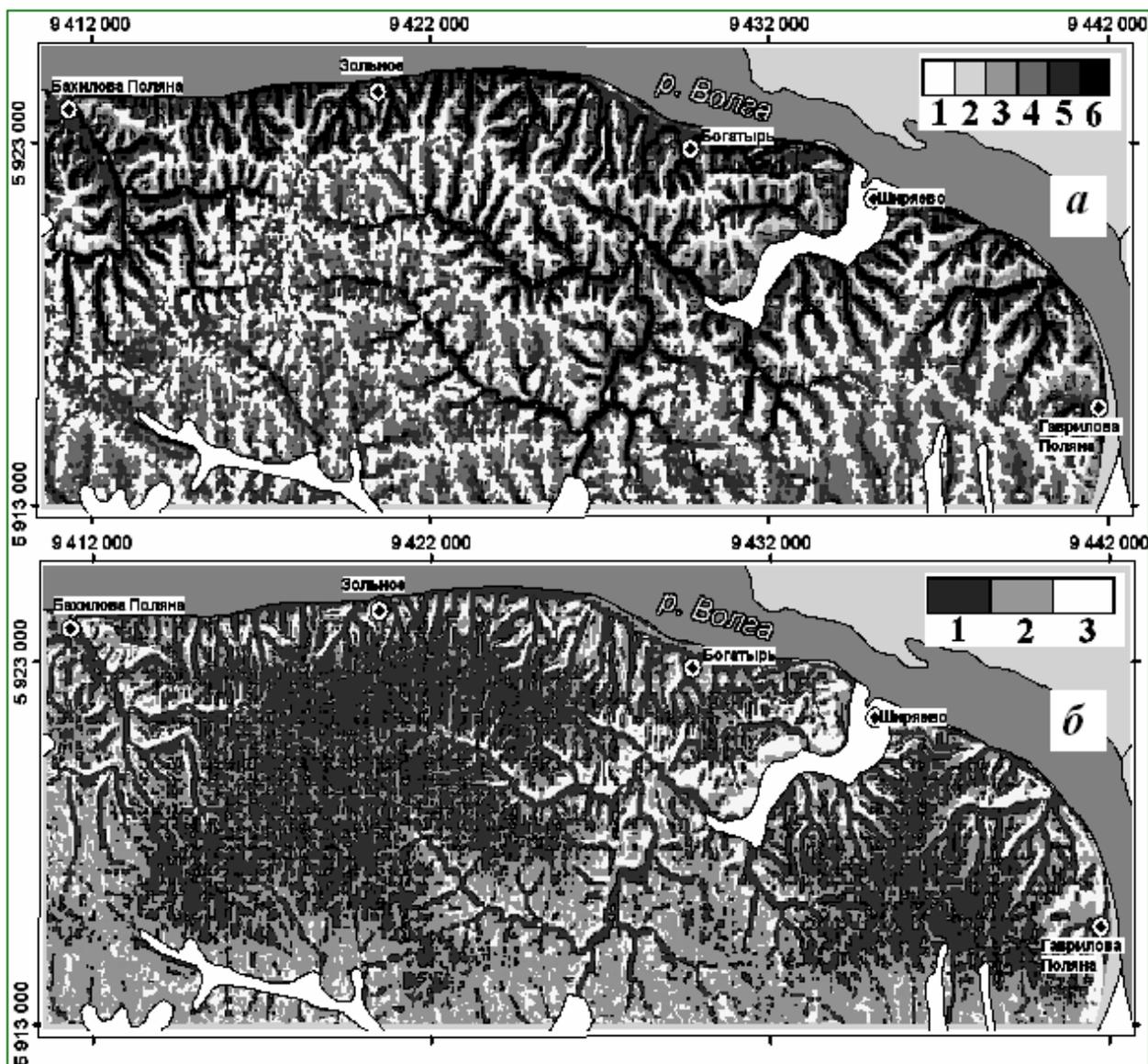


Рис.3.18. Карта групп биogeоценозов для базового периода (а) и для прогнозируемых фитоценозов к 2125 г. по климатической модели HadCM3 A2 (б).

**Легенда** для базового периода: (1) – вязо-липняки и кленово-липовые осинники (элювиальные), (2) – редкостойные остепненные сосняки, (3) – сосняки сложные и сосново-широколиственные леса, (4) – дубняки и осинники, (5) – дубово-вязо-липовые леса и производные от них, (6) – липняки, кленовики и осинники.

**Легенда** для прогнозного периода: (1) – редкостойные остепненные сосняки, (2) – южностепная растительность, (3) – пустынно-степная растительность.

Для выявления роли и влияния запасов влаги на распределение биogeоценозов используем запасы влаги в качестве предиктора, несмотря на сни-

жение коэффициента детерминации. Уравнение регрессии для связи биогеоценозов с прямыми факторами среды следующее:

$$\begin{aligned} \ln BГЦ_{BASE\_CЛ} = & 0.008093 \cdot I_1 \cdot W100_{BASE,+12.38} - 0.003992 \cdot W100_{BASE,-6.28} \\ & + 0.04883 \cdot Z_{HILLS+2.67} - 0.006705 \cdot F(35,135)_{-2.41} + 1.012, \\ R^2 = & 0.904 \text{ (Degr} = 3.9\%), P < 10^{-6}, \end{aligned} \quad (3.6.2)$$

где  $W100_{BASE}$  – запасы влаги в метровом слое почвы,  $I_1$  – индикатор, выделяющий плакоры на исследуемой территории ( $I_1 = 0$  на плакорах и 1 на оставшейся местности),  $Z_{HILLS}$  – высота холмов (имеющих геометрические границы),  $F(35^\circ, 135^\circ)$  – освещенность склонов с юго-востока. Из модели (3.6.2) видно, что почвенные влагозапасы в значительной степени влияют на распределение биогеоценозов (первый и второй предикторы с самыми большими значимостями, т.е.  $t$ -статистиками). Однако первый предиктор ( $I_1 \cdot W100_{BASE}$ ) является составным: он характеризует запасы влаги на местности вне плакоров. Плакоры – комплексная характеристика рельефа – и матрицы плакоров рассчитываются по рельефу, используя точки наблюдений, карты площади сбора  $MCA$  (для плакоров малые значения  $MCA$ ) и крутизны склонов  $GA$  (низкие значения  $GA$ ). В модели связь с предиктором «запасы влаги» вне плакоров положительна, она описывает совместное возрастание влагосодержания и значений групп  $BГЦ$  в баллах. Вторым предиктором ( $W100_{BASE}$ ) с  $t$ -статистикой в два раза меньше и отрицательным знаком связи описывает высокое содержание влаги в почвах плакоров. Помимо запасов влаги, в модель входят высота холмов ( $Z_{HILLS}$ ) и освещенность склонов ( $F(35,135)$ ) с меньшей значимостью. Отметим, что для формирования пространственной модели очень удобно использовать характеристики рельефа, поскольку для этих величин имеются матрицы, которые позволяют интерполировать и экстраполировать измеренные (или рассчитанные) значения на всю матрицу и на выходе получать карту-матрицу (т.е. и матрицу и карту) на изучаемую территорию. Когда мы используем

измеренные в точках наблюдения данные о прямых факторах среды, мы можем провести анализ и узнать роль и вес каждого такого фактора, но мы не всегда имеем возможность построить карту по регрессионной модели, как в случае с одним рельефом, поскольку не имеем матриц значений прямых факторов. В рассматриваемой модели (3.6.2) мы можем использовать запасы почвенной влаги и построить карту, поскольку имеем рассчитанную матрицу запасов влаги. Пространственная модель биогеоценозов базового периода для лесной экосистемы Самарской Луки (3.6.2), основанная на градиентах влагозапасов в почве – очень хорошего качества: достаточно высокий коэффициент детерминации ( $R^2 = 0,904$ ) и низкий показатель деградации ( $Degr = 3,9\%$ ), свидетельствует о ней как о модели с высокой предсказательной силой.

Перейдем теперь к прогнозным картам на 2125 год по климатической модели HadCM3, жесткий сценарий эмиссии A2.

При изменении фонового климатического сигнала связанные с рельефом сравнительно резкие вариации гидротерморезима склонов можно сопоставить разным стадиям (временам) реализации общего климатического тренда (например, при потеплении северные склоны со временем могут нагреться до современной температуры южных склонов). В этом смысле явные изменения в современном структурном устройстве экосистемы в пространстве содержат информацию о будущих состояниях (стадиях преобразования), которые определенные ее участки (различные в пространстве) будут с той или иной вероятностью принимать в каждом данном участке пространства с течением времени, реализуя преобразования биогеоценозов. Эти состояния характеризуются множеством экологических факторов, которые трудно было бы учесть объективно, без авторских предпочтений. В то же время, современная пространственная изменчивость **достаточно протяженной** экосистемы уже содержит многие из таких состояний, реализуя тот принцип, что набор современных состояний экосистемы в пространстве может быть обращен в набор состояний во времени (данного

участка). Причем в таком подходе уже учтены все экологические факторы (биотические, эдафические и абиотические), влияющие на формирование актуального состояния, поскольку мы рассматриваем их не в модели, а по факту. Эти состояния характеризуют биогеоценозы и их преобразования во времени. Это *обращение пространственных рядов состояний во временные*, которое по сути заключено в подходе к прогнозированию структуры (Коломыц, 2008; Kolomyts, 2009), привлекательно прежде всего объективностью учета многочисленных факторов и явлений (таких как преобразование почв) по факту, без моделирования с использованием авторских предпочтений тех или иных факторов. Заметим однако, что история будущего формирования состояний во времени может отличаться от прошедшей истории аналогичных состояний подсистем экосистемы в пространстве.

С точки зрения причинно-следственных связей факторами-посредниками, вызывающими переходы между различными состояниями в подмножествах экосистемы, являются как плавные фоновые изменения климатических условий (со временем и в пространстве), так и резко переменные в пространстве и очень часто связанные с рельефом гидротермические факторы. Если статистическая связь биогеоценозов с этими «факторами-посредниками» достаточно тесная (то есть, когда биогеоценозы следуют факторам среды), то, установив закономерности этой тесной связи по современным данным, можно прогнозировать аналогичные связи и на будущее. Это открывает возможность построения пространственно явных (выражаемых картами) моделей экосистем, свободных от авторских предпочтений в определении важности тех или иных механизмов. Этот подход, хотя непосредственно не обращает пространственные наборы биогеоценозов во временные (в нем используются «факторы-посредники»), дает большее понимание относительной роли факторов окружающей среды; он в основном и используется в настоящем исследовании.

Соответствующий анализ по методике (Коломыц, 2008) для лесной экосистемы СЛ дает наиболее вероятные переходы на 2125 год, представленные в Табл.3.4.

Таблица 3.4. Наиболее вероятные переходы биогеоценозов Самарской Луки к 2125 г. по климатическому сценарию HadCM3.

<b>Группы базовых биогеоценозов</b>	<b>Группы прогнозируемых биогеоценозов</b>
1. Мезо-гидроморфные и реже мезоморфные теневые широколиственные леса (вязово-кленово-липовые) элювиальные	1. Ксероморфные и мезоморфные сосняки остепненные карагановые элювиальные
2. Ксероморфные и мезоморфные сосняки остепненные карагановые солнцепечных склонов трансэлювиальные и транзитные	3. пустынно-степная растительность трансэлювиальных и транзитных местоположений (МП)
3. Мезоморфные ксеро-мезоморфные и ксероморфные сосняки сложные (липово-дубовые) и сосново-широколиственные леса трансэлювиальные и транзитные	2. южностепная растительность трансэлювиальных и транзитных МП
4. Мезоморфные и ксеро-мезоморфные дубняки кленово-липовые и производные от них осинники лещинные от трансэлювиальных до трансаккумулятивных МП	2. южностепная растительность от трансэлювиальных до трансаккумулятивных МП
5. Мезоморфные и мезо-гидроморфные широколиственные леса (дубово-вязово-липовые) и производные от них осинники и березняки транзитных и трансаккумулятивных МП	2. южностепная растительность транзитных и трансаккумулятивных МП
6. Мезоморфные и мезо-гидроморфные липняки кленовики и осинники днищ оврагов и глубоко врезанных долин малых водотоков	1. Ксероморфные и мезоморфные сосняки остепненные карагановые днищ оврагов и глубоко врезанных долин малых водотоков

Новая шкала баллов, описывающая прогнозируемые биогеоценозы, представляет собой ряд, в котором происходит снижение их гидроморфности.

Прогнозируемые структурные изменения в лесной экосистеме Самарской Луки к 2125 году по климатической модели HadCM3 A2 являются существенными. Это связано с тем, что этот климатический сценарий дает повышение к 2125 году среднеиюльской температуры в регионе на 7,2°C. Поэтому ожидается значительная аридизация почв: в остепненных редко-

стойных сосняках солнцепечных склонов Самарской Луки (Жигулевских гор) содержание влаги в почве уменьшится в 5,5 раз: норма сегодня составляет 115 мм, а прогнозируемая – лишь 21 мм. Значение прогнозируемого среднего окажется меньше критических значений летнего влагосодержания, установленных для разреженных лесов и редколесий и по состоянию гидроэдафотопов этой лесо-лугово-степной экосистемы, которая в конечном итоге должна перейти в режим южной (сухой и даже опустыненной) степи (Коломыц, 2003). Мезофильные кленово-вязово-липовые леса плато Самарской Луки, имеющие наиболее высокие влагозапасы в почве (базовая норма более 200 мм), будут иметь, согласно HadCM3 и сценарию А2, в 2125 году в среднем до 73 мм. Это может привести к остепнению плакорных широколиственных лесов, поскольку критическое значение существования сплошных массивов широколиственных лесов было оценено как 80 мм (Коломыц, 2003). Поэтому на их месте должны формироваться островные леса и редколесья, чередующиеся с остепненными лугами.

Ландшафтно-экологический прогноз проводится теперь путем оценок вероятностей и скоростей функциональных сдвигов в системе биогеоценозов, согласно изменениям июльских запасов почвенной влаги. Для этого строятся графо-аналитические модели вероятностей ландшафтно-экологических переходов между объектами (Коломыц, 2008). Под переходом здесь понимается смена функционального, а затем и структурного состояния данного лесного объекта, при которой объект принимает с определенной вероятностью черты других объектов из-за того, что условия его существования при изменении приближаются к условиям обитания этих объектов.

Введение в качестве предикторов прогнозируемых запасов влаги и температуры почвы на глубине 100 см позволяет объяснить более 75% изменчивости характеристиками рельефа и прямыми факторами:

$$\ln\Phi_{\text{H125\_CL}} = -0.08664 \cdot Z_{\text{HILLS},-5.05} - 0.2871 \cdot \ln\text{МПЛ}_{-4.02} - 0.007194 \cdot W100_{\text{H125},-2.83} + 0.3518 \cdot T100_{\text{H125},+2.46} - 5.047, \\ R^2 = 0.752 \text{ (Degr} = 7.6\%), P < 10^{-6}, \quad (3.6.3)$$

где  $Z_{\text{HILLS}}$  – высота отдельных холмов в Самарской Луке,  $W100_{\text{H125}}$  – прогнозируемые к 2125 году запасы влаги в метровом слое почвы,  $T100_{\text{H125}}$  – прогнозируемая к 2125 году температура почвы на глубине 1 метр. Модель показывает, что распределение в пространстве фитоценозов следует измененным прямым факторам  $W100_{\text{H125}}$  и  $T100_{\text{H125}}$ , однако первыми предикторами с наибольшими  $t$ -статистиками остаются характеристики местоположений и рельефа. Как показывает уравнение (3.6.3), в поддержании новой прогнозируемой структуры фитоценозов рельеф, выраженный, в том числе, через местоположения, оказывается важным фактором. Высоты отдельных холмов ( $Z_{\text{HILLS}}$ ), которые определены как отдельные возвышенности внутри Самарской Луки и имеют геометрические границы (замкнутую горизонталь) в этом случае имеют первостепенное значение. Роль их, как фактора среды, еще не вполне понятна. Однако на карте именно эти относительные высоты холмов определяют вероятное пространство, которое будет заселяться остепненными сосняками на месте широколиственных лесов плакоров. Из уравнения (3.6.3) видно, что в прогнозируемом пространственном распределении  $БГЦ$  значительную роль играют прогнозные запасы влаги и температуры в почве. Поскольку ранжирование прогнозируемых фитоценозов построено так, что с ростом баллов снижаются их гидроморфные свойства, то в уравнении почвенные запасы влаги со знаком « $\leftarrow$ » и температура со знаком « $\rightarrow$ ». Иными словами, связи можно интерпретировать так, что смена в пространстве фитоценозов в ряду от остепненных сосняков к пустынно-степной растительности «тормозится» относительно большими запасами влаги и относительно низкими температурами в почве.

Более высокий коэффициент детерминации получен в уравнении, где использованы в качестве предикторов базовые биогеоценозы, прогнозные влагозапасы и рельеф:

$$\begin{aligned} \ln \text{БГЦ}_{\text{H125\_СЛ}} = & -6.310 \cdot \ln \text{БГЦ}_{\text{BASE, -6.42}} - 0.3619 \cdot \text{MDA}_{-6.30} \\ & - 5.322 \cdot (\ln \text{МПЛ} - \ln \text{МПЛ}_{\text{CP}})^2_{-4.67} - 0.003347 \cdot \text{W100}_{\text{H125, -1.32}} + 7.303, \\ & R^2 = 0.842 \text{ (Degr} = 4.7\%), P < 10^{-6}. \end{aligned} \quad (3.6.4)$$

Эта модель показывает, что для того, чтобы «превратить» матрицу групп биогеоценозов базового периода в матрицу прогнозируемых фитоценозов, необходимо учесть дисперсивную площадь и нелинейную связь с типами местоположений. Модель (3.6.4) объясняет 84% распределения фитоценозов в СЛ и успешно проходит проверку ( $Degr = 4,7\%$ ), по ней может быть рассчитана матрица и построена карта, Рис.3.18б.

Использование индексов устойчивости для расчета распределения прогнозных групп фитоценозов показывает, что для СЛ преобразование наилучшим образом связано с индексом упругой устойчивости  $I_{упр}$ :

$$\begin{aligned} \ln \text{БГЦ}_{\text{H125\_СЛ}} = & -3.455 \cdot I_{упр}_{-5.09} - 5.964 \cdot \text{MDA}_{-4.02} - 0.2468 \ln \text{МПЛ}_{-3.21} \\ & - 0.02155 \cdot F(35,240)_{-1.72} + 7.766, \\ & R^2 = 0.698 \text{ (Degr} = 11\%), P < 10^{-6}. \end{aligned} \quad (3.6.5)$$

Уравнение (3.6.5) объясняет смену прогнозируемых фитоценозов в пространстве индексом упругой устойчивости: в областях экосистемы с высоким индексом ожидается присутствие в первую очередь карагановых остепненных сосняков ( $I_{упр}$  со знаком «←»), в областях с наиболее низким индексом – южной пустынно-степной растительности. Можно предположить, что в экосистеме, характеризующейся относительно высокими значениями резистентной устойчивости, именно индекс упругой устойчивости является главным фактором, описывающим преобразование актуаль-

ной структуры биогеоценозов. При этом, *чем ниже индекс упругой устойчивости, тем более глубокие структурные преобразования прогнозируются в биогеоценозах*. На распределение фитоценозов к прогнозному сроку влияет также дисперсивная площадь, система сопряжений типов местоположений, предиктор освещенность склонов с юго-запада является незначимым.

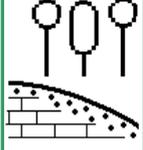
Группы биогеоценозов (*БГЦ*) лесной экосистемы Приокско-Террасного заповедника были ранжированы в баллах в ряду по расположению в рельефе и в соответствии с типами местоположений от плакоров до днищ оврагов, соответственно от 1 до 6. Описание групп биогеоценозов и отвечающие им баллы представлены в Табл.3.5.

Для находящегося в гумидной зоне ПТЗ, связь *БГЦ* с факторами среды для базового срока обнаруживается несколько иная, чем для СЛ:

$$\begin{aligned} \ln BГЦ_{BASE\_ПТЗ} = & 0.1816 \cdot TI_{+8.13} + 0.641511 \cdot \ln MПЛ_{+2.98} \\ & + 0.6244 \cdot (\ln MПЛ - \ln MПЛ_{CP})^2_{+2.07} + 9.379 \cdot MDA^{\Pi}_{+1.55} - 8.150, \\ & R^2 = 0.797 \text{ (Degr} = 4.3\%), P < 10^{-6}. \end{aligned} \quad (3.6.6)$$

Именно, типы местоположений (*МПЛ*) оказываются не на первом месте, как в СЛ, но уступают место оценивающему гидроморфизм почв топографическому индексу *TI*. Связь с *МПЛ* по-прежнему остается нелинейной. Как показывает соответствующая *t*-статистика, связь с дисперсивной площадью *MDA* статистически незначима. В целом связь тесная (80% пространственной изменчивости  $BГЦ_{BASE\_ПТЗ}$  объясняется рельефом и *МПЛ*) и хорошо удовлетворяет критерию верификации (*Degr* = 4,3% при критерии *Degr* < 50%, раздел 2.3). Модель (3.6.6) позволяет рассчитать карту  $BГЦ_{BASE\_ПТЗ}$ , Рис.3.19.

Таблица 3.5. Биогеоценозы Приокско-Террасного заповедника.

Номера	Группы биогеоценозов
 <p style="text-align: center;"><b>1</b></p>	<p>Мезо-гидроморфные еловые, сосново-еловые и елово-сосновые леса, элювиальные и трансэлювиальные, кислично-зеленомошные и кустарничково-разнотравные, с дерново-слабо- и среднеподзолистыми слабодерновыми, иногда торфяно-глееватыми, песчано-суглинистыми почвами на моренных отложениях.</p>
 <p style="text-align: center;"><b>2</b></p>	<p>Ксероморфные и мезо-ксероморфные сосновые и сосново-березовые леса, с осинкой и липой, элювиальные и трансэлювиальные (плосковыпуклых междуречий и верхних частей склонов речных долин), кустарничково-зеленомошные и вейниково-разнотравные, с дерново-слабоподзолистыми слабодерновыми песчаными почвами на суглинистой морене.</p>
 <p style="text-align: center;"><b>3</b></p>	<p>Мезоморфные и мезо-ксероморфные липово-березовые леса, с осинкой, а также березняки и осинники, с дубом, липой и елью, трансэлювиальные и транзитные (верхних и средних частей склонов речных долин), вейниково-разнотравные и широколиственные, с дерново-слабо- и скрытоподзолистыми, средне- и глубокодерновыми супесчаными почвами на элювии известняка.</p>
 <p style="text-align: center;"><b>4</b></p>	<p>Мезоморфные и ксеро-мезоморфные сосново-липово-дубовые и сосново-липовые леса, с широким диапазоном местоположений (от элювиального до трансаккумулятивного), разнотравные и широколиственные (снытьевоволосистоосоковые), с дерново-слабоподзолистыми слабодерновыми глееватыми супесчаными почвами на элювии известняка и моренных суглинках.</p>
 <p style="text-align: center;"><b>5</b></p>	<p>Мезо-гидроморфные ельники, а также сосново-еловые и елово-сосновые леса, транзитные и трансаккумулятивные (средних и нижних частей склонов речных долин), черничные зеленомошно- и кислично-разнотравные, с дерново-слабо- и среднеподзолистыми, слабодерновыми, глееватыми и оглееными, песчано-супесчаными почвами, на песчано-суглинистой морене и делювии известняка.</p>
 <p style="text-align: center;"><b>6</b></p>	<p>Гидроморфные хвойные и мелколиственные заболоченные леса (сосняки, ельники, березняки, черноольшаники) элювиально-аккумулятивных и супераккумулятивных местоположений (замкнутых междуречных понижений и днищ речных долин), кустарничково-сфагновые и высокотравные, с торфяно-подзолисто-глеевыми и торфяно-болотными супесчано-суглинистыми почвами, на моренных и аллювиальных отложениях, средне-суглинистыми почвами на овражно-балочном делювии.</p>

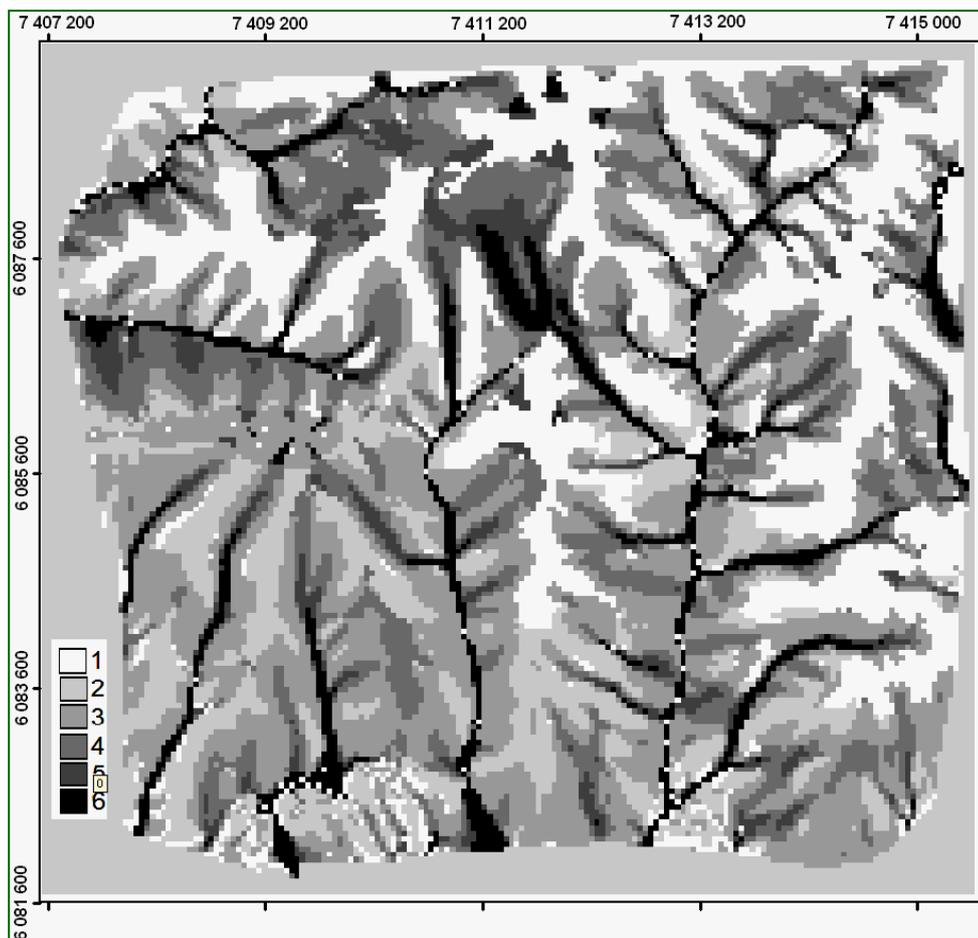


Рис.3.19. Карта групп биogeоценозов Приокско-Террасного заповедника для базового периода, построенная по модели (3.6.6). (1) – еловые и сосново-еловые леса кислично-разнотравные, (2) – сосняки и сосново-березовые леса зеленомошно-вейниково-разнотравные, (3) – липово-березовые леса разнотравные, (4) – сосново-липово-дубовые леса разнотравно-широколиственные, (5) – ельники и сосново-еловые леса чернично-разнотравные, (6) – хвойные и мелколиственные леса кустарничко-сфагновые высокотравные.

Сложная картина растительных ассоциаций в заповеднике, характеризующемся многообразием литогенной основы и активными сукцессионными процессами, не может быть полностью отражена шестью группами биogeоценозов, распространение которых описано четырьмя факторами среды в модели (3.6.6). Однако мозаика может описать тенденции упорядоченности выделенных условных лесных единиц *БГЦ*, следующих изменению абиотических условий среды, выявленных в качестве главных предикторов (Рис.3.19).

Используя в качестве предикторов температуру почвы T50 и влагозапасы W100, получаем уравнение регрессии, практически не уступающее по тесноте связи уравнению с использованием характеристик рельефа:

$$\begin{aligned} \ln BГЦ_{BASE\_ПТЗ} = & 0.1894 \cdot I_1 \cdot T50_{+8.28} + 0.6763 \cdot \ln MПЛ_{+3.27} + 0.6855 \cdot \ln W100_{+2.98} \\ & + 0.2189 \cdot F(35,135)_{+2.81} - 14.90, \\ R^2 = & 0.782 \text{ (Degr} = 6.1\%), P < 10^{-6}. \end{aligned} \quad (3.6.7)$$

Здесь главным предиктором является произведение индикатора  $I_1$  (0 - плакоры, 1 – вне плакоров) на температуру почвы T50 или температура почвы на глубине полметра вне областей плакоров (склоны, долины и т.п.). Далее в уравнении типы местоположений  $MПЛ$ , запасы влаги и освещенность склонов с юго-востока  $F(35,135)$ . Интерпретировать уравнение можно и так: смена биогеоценозов в пространстве происходит быстрее, если:

- а) возрастает температура на склонах,
- б) происходит смена типа местоположения,
- в) увеличиваются влагозапасы,
- г) увеличивается освещенность склонов с юго-востока.

Для построения модели наиболее вероятных структурных преобразований в ПТЗ к 2125 году по климатической модели HadCM3 (сценарий А2) использовали прогнозируемые фитоценозы, присваивая баллы, выражающие степень возрастания их гидроморфизма, представленной в Табл.3.6. Получено следующее уравнение:

$$\begin{aligned} \ln BГЦ_{H125\_ПТЗ} = & 0.3280 \cdot \ln MПЛ_{+4.68} + 0.4324 \cdot (\ln MПЛ - \ln MПЛ_{CP})^2_{+4.08} \\ & - 0.4888 \cdot E^{\Pi}_{-3.22} + 0.0151 \cdot TI_{+2.15} - 0.4202, \\ R^2 = & 0.673 \text{ (Degr} = 7.9\%), P < 10^{-6}. \end{aligned} \quad (3.6.8)$$

Таблица 3.6. Наиболее вероятные переходы фитоценозов базового периода при структурном преобразовании экосистемы к 2125 году по экстремальной прогнозной климатической модели HadCM3.

<b>Группы базовых биогеоценозов</b>	<b>Группы прогнозируемых биогеоценозов</b>
<b>1.</b> Мезо-гидроморфные еловые, сосново-еловые и елово-сосновые леса, элювиальные и трансэлювиальные	<b>1.</b> Ксероморфная и мезо-ксеро-морфная растительность южнолесостепная растительность элювиальная и трансэлювиальная
<b>2.</b> Ксероморфные и мезо-ксероморфные сосновые и сосново-березовые леса, с осинкой и липой, элювиальные и трансэлювиальные	<b>1.</b> Ксероморфная и мезо-ксеро-морфная растительность южнолесостепная растительность элювиальная и трансэлювиальная
<b>3.</b> Мезоморфные и мезо-ксеро-морфные липово-березовые леса, с осинкой, а также березняки и осинники, с дубом, липой и елью, трансэлювиальные и транзитные	<b>2.</b> Мезоморфные и мезо-ксеро-морфные липово-березовые леса, с осинкой, а также березняки и осинники, с дубом, липой и елью, трансэлювиальные и транзитные
<b>4.</b> Мезоморфные и ксеро-мезоморфные сосново-липово-дубовые и сосново-липовые леса, с широким диапазоном местоположений	<b>1.</b> Ксероморфная и мезо-ксеро-морфная растительность южнолесостепная растительность с широким диапазоном местоположений
<b>5.</b> Мезо-гидроморфные ельники, а также сосново-еловые и елово-сосновые леса, транзитные и трансаккумулятивные	<b>1.</b> Ксероморфная и мезо-ксеро-морфная растительность южнолесостепная растительность транзитная и трансаккумулятивная
<b>6.</b> Гидроморфные хвойные и мелколиственные заболоченные леса (сосняки, ельники, березняки, черноольшаники) элювиально-аккумулятивных и супераккумулятивных местоположений	<b>3.</b> Мезоморфные и ксеро-мезоморфные сосново-липово-дубовые и сосново-липовые леса, элювиально-аккумулятивных и супераккумулятивных местоположений

Модель (3.6.8) показывает, что прогнозируемые структурные преобразования произойдут в согласии с порядком, установленным катенарными сопряжениями, при этом смена фитоценозов в катене будет «тормозиться» на участках с преобладанием вогнутых в профиле склонов ( $E$  со знаком « $\leftarrow$ ») и «ускоряться» при выполаживании склонов ( $TI$  со знаком « $\rightarrow$ »). В уравнении (3.6.8) все предикторы значимы, верификация модели проходит успешно и по ней может быть рассчитана карта, Рис.3.20.

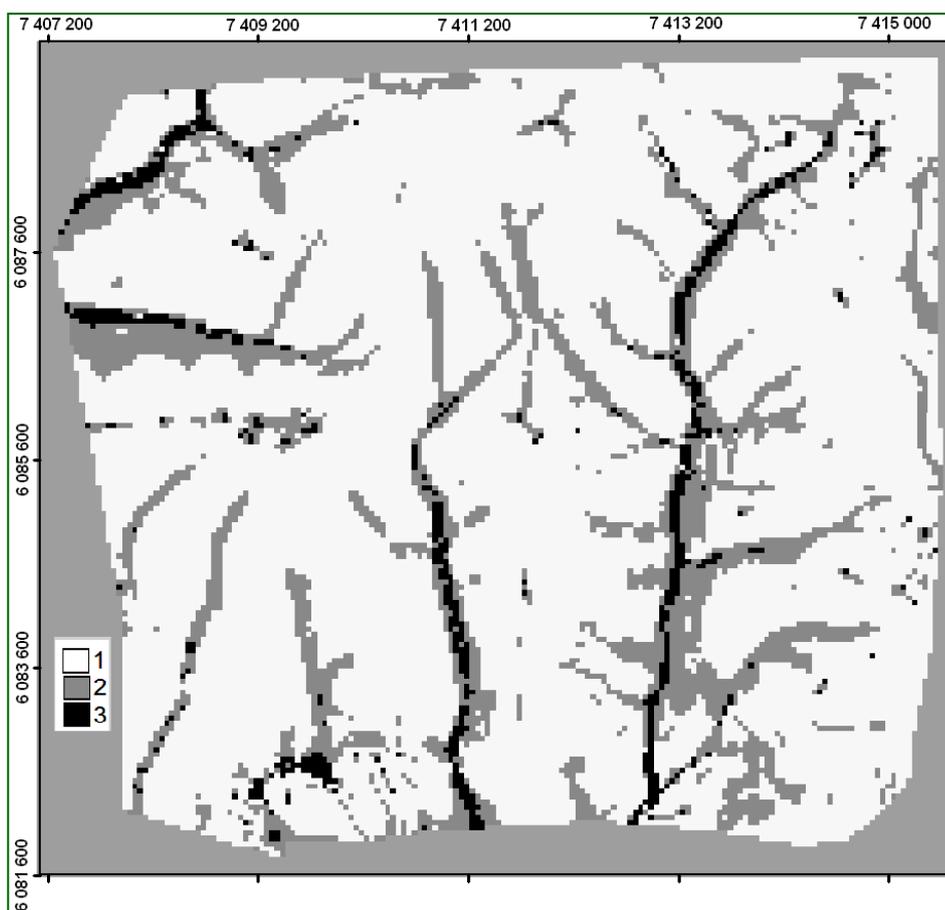


Рис.3.20. Карта прогнозируемых фитоценозов к 2125 г. по климатическому сценарию HadCM3. Легенда: 1 – южнолесостепная растительность, 2 – липово-березовые леса разнотравные, 3 – сосново-липово-дубовые леса разнотравно-широколиственные.

Если в уравнении для прогноза структурных преобразований наряду с типами местоположений использовать прогнозные температуры и влагозапасы в экосистеме, то эти факторы оказываются незначимыми. Включение индекса устойчивости в уравнение, напротив, приводит к модели с весьма тесными связями, которая включает и прямые прогнозные факторы:

$$\ln BГЦ_{H125\_ПТЗ} = 4.646 \cdot I_{упр+9.46} + 0.03450 \cdot I \cdot T50_{H125,+7.42} + 0.2300 \cdot \ln W100_{H125,+5.24} + 0.1346 \cdot (\ln MПЛ - \ln MПЛ_{CP})^2_{+2.21} - 4.227, \\ R^2 = 0.862 (Degr = 1.0\%), P < 10^{-6}. \quad (3.6.9)$$

Модель (3.6.9) показывает, что в ПТЗ структурные преобразования следуют в пространстве прежде всего индексу устойчивости: в областях экоси-

стемы с высоким индексом упругой устойчивости прогнозируются более гидроморфные фитоценозы. Заметим, что для СЛ описывается такая же закономерность в прогнозной модели (3.6.5). Более гидроморфные фитоценозы будут присутствовать также там, где возрастает температура на склонах и в долинах ( $I \cdot T50$  со знаком «+») и увеличиваются влагозапасы ( $W100$  со знаком «+»).

Таким образом выявлено, что структурная организация двух экосистем в базовом периоде следует в первую очередь типам местоположений. Для СЛ с контрастным рельефом в полуаридном климате на структуру влияют также освещенность склонов и их крутизна; в гумидном климате для ПТЗ – характеристики поверхностного стока. Модели биогеоценозов для базового периода можно построить при использовании в качестве предикторов почвенных запасов влаги и температур, хотя теснота связи при этом оказывается ниже. В этом случае для структурной организации СЛ главным фактором будут являться запасы влаги, для ПТЗ – почвенная температура. Прогнозные модели (3.6.4) и (3.6.6) и построенные по ним карты показывают, что структурные изменения в экосистемах в значительной мере будут следовать рельефу. В работе показано, что для построения моделей прогнозируемой структуры можно использовать данные о структуре для базового периода  $\ln BГЦ_{BASE}$ , а для расчета карт, соответственно, матрицы биогеоценозов для базового периода. Однако для таких моделей процент объясненной пространственной изменчивости, определяемый коэффициентом детерминации, падает. Модели (3.6.5) и (3.6.9) показывают, что структурные преобразования лучше всего описываются при использовании индексов устойчивости. Обе модели указывают для двух различных территорий, что более гидроморфные прогнозные фитоценозы будут присутствовать в областях, характеризующихся в актуальном состоянии активным метаболизмом – относительно высокими скоростями обменных процессов. А

эти области сопряжены в СЛ с относительно высокими влагозапасами, в ПТЗ – повышенными почвенными температурами.

**Заключения к главе.** Основываясь на полученных выше результатах, можно сделать следующие заключения к данной главе.

1. Разработана модификация известного деления типов местоположений по профилю склона М.А. Глазовской (1964) на учет формы склона в плане и в профиле, различий в терморегиме склонов. Использование модифицированных типов местоположений в регрессионном анализе привело к обнаружению более тесных связей между биотическими характеристиками экосистем (групп биогеоценозов и общих запасов органического углерода) и типами местоположений и рельефом, так что до 96% пространственной изменчивости этих характеристик могло объясняться пространственной изменчивостью модифицированных типов местоположений и рельефа.

2. Модифицирован метод расчета индексов резистентной и упругой устойчивости для лесных экосистем. Разработанный способ нахождения весовых коэффициентов состоит в том, что весовые коэффициенты при массе лесной подстилки и содержании гумуса в почве рассчитываются путем минимизации коэффициента вариации индексов устойчивости по этим коэффициентам. Аргументировано, что подход с учетом весовых коэффициентов более обоснован.

3. Путем использования результатов расчета по аналитическим моделям в точках наблюдения и регрессионных моделей для лесных экосистем Самарской Луки (СЛ) и Приокско-Террасного заповедника (ПТЗ) получены модели и карты пространственной изменчивости почвенных запасов влаги и температур, общих запасов органического углерода и групп биогеоценозов, как на базовый, так и на прогнозный (2125 год, климатическая модель HadCM3 по сценарию A2) сроки.

4. Методами множественной регрессии установлено, что для пространственного распределения групп биогеоценозов среди прямых факторов среды в СЛ запасы влаги в метровом слое почвы являются главным фактором, в то время как в ПТЗ главным фактором среды является температура почв. Это интерпретируется как результат различия в климатических условиях СЛ и ПТЗ: в аридных условиях СЛ лимитирующим фактором для растительности является влага, а в гумидных условиях ПТЗ – тепло.

5. Показано, что прогнозируемые на 2125 год с использованием климатической модели HadCM3 A2 общие запасы органического углерода *Собщ* (в почве, подстилке и растениях) как для СЛ, так и для ПТЗ положительно связаны с индексом упругой устойчивости *Iупр*, то есть наибольшие запасы *Собщ* в прогнозируемые сроки вероятнее всего появятся в экосистеме там, где ее способность к восстановлению с потерей некоторых из своих компонентов наиболее высока.

6. Установлено, что связь прогнозируемых к 2125 году с использованием климатической модели HadCM3 A2 изменений общих запасов органического углерода, *Собщ*, с индексом упругой устойчивости *Iупр* отрицательна как для СЛ, так и для ПТЗ. Тем не менее, знак связи *Собщ* с *Iупр* более трудно интерпретировать без учета конкретной специфики структурных перестроек экосистемы. Так, современные плакорные широколиственные леса СЛ, содержащие главные запасы *Собщ* в экосистеме и имеющие наиболее высокие значения *Iупр*, преобразуются в редкостойные остепненные сосняки, причем изменения *Собщ* будут для них наиболее высокими и отрицательными. В свою очередь, редкостойные остепненные сосняки, имеющие очень низкие значения *Iупр* будут преобразованы в пустынно-степную растительность; при этом *Собщ* будут отрицательными, но меньшими по абсолютной величине.

7. Показано, что в прогнозируемой на 2125 год с использованием климатической модели HadCM3 связи прогнозных групп биогеоценозов с факторами среды главным фактором как для СЛ, так и для ПТЗ является

индекс упругой устойчивости  $I_{упр}$ . Практически только на месте базовых биогеоценозов, обладающих наибольшей способностью к восстановлению лесной экосистемы с потерей компонентов (наибольшие значения  $I_{упр}$ ), сохраняются фитоценозы, принадлежащие актуальной лесной экосистеме; на месте же биогеоценозов с более низкими значениями  $I_{упр}$  и наиболее высокими значениями  $I_{рез}$  появятся уже не лесные, а степные биогеоценозы, отсутствующие в структуре экосистемы в базовый период.

## **Глава 4. Углеродный баланс лесных экосистем Окского бассейна.**

В этой главе изложены методы и результаты ландшафтно-экологического подхода к формированию карт запасов углерода и прогнозируемого углеродного баланса в лесных массивах бассейна р. Оки при изменении климата. Бассейн площадью 250 тыс. км<sup>2</sup> занимает около трети водосборной площади Волжского бассейна. Немного больше трети площади Окского бассейна занято лесами; по данным ИКИ РАН на 2001 год леса занимают около 40% территории. На территории бассейна находится 26 типов лесных формаций (Исаченко, Лавренко, 1974). Почти половина из них представлена вторичными мелколиственными лесами, площади коренных еловых и широколиственных лесов составляют не более 8% от площади лесного покрова. Для прогноза баланса суммарных запасов углерода в лесных формациях бассейна к 2075 г. использовали климатическую модель HadCM3 и жесткий сценарий эмиссии A2 (см. раздел 5.1 о сценариях). Исследование проводилось с использованием как данных наземных измерений лесных экосистем по восьми полигонам в бассейне (Коломыц, 2008), так и спутниковых данных по бассейну – о мезорельефе, вегетационном индексе NDVI (Барталев и др., 2004б), сомкнутости крон деревьев и о типах леса (Барталев и др., 2004а). Разрешение в плане территории 600 метров, что отвечает мезорельефу.

### ***4.1. Состояние вопроса***

Хотя методы прогноза изменения лесных экосистем и их углеродного баланса в условиях меняющегося климата активно развиваются за рубежом (напр., Woodward et al., 1995; Foley et al., 1996; Neilson, Running, 1996; Aber et al., 2001; Schimal et al., 2001), они имеют почти исключительно глобальный и субконтинентальный характер, основываясь преимущественно на дистанционных методах сбора исходной информации, по которой

описывается связь растительности с климатом. Эти модели можно разделить на две группы.

В первую входят так называемые биогеографические модели MAPSS, DOLY, BIOME2 и др., описывающие в основном изменение видового состава лесобразующих пород и ареалов зонально-региональных типов биомов. Примером являются мелкомасштабные карты основных растительных формаций США на прогнозные сроки 2030 и 2095 г. по климатическим моделям HadCM2SUL и CGCM1.

Во вторую группу входят биогеохимические модели, которые предсказывают физико-химические процессы в растениях и почве, определяющие первичную нетто-продукцию, а также потоки, накопление и убыль углерода. К ним относятся, например, модели TEM, CENTURY и BIOME-BGC (Melillo et al., 1993 и др.), которые характеризуют климатогенные изменения параметров биологического круговорота. По программе VEMAP (Vegetation/Ecosystem Modeling and Analysis Project, 1995) были рассчитаны продуктивность и содержание углерода в основных биомах США при удвоении концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере по климатическим моделям OSU, GFDL и UKMO (Aber et al., 2001). Аналогичные результаты для России были получены с помощью имитационных моделей (Заварзин, 2007).

В проекте VEMAP механистически объединили биогеографические и биогеохимические концепции для создания «перекрестной» модели по трем климатическим сценариям (Foley et al., 1996; Neilson, Running, 1996). В то же время сами авторы признают такие модели достаточно слабыми и находят необходимым строить прогнозы на базе более детального изучения структурной и функциональной организации экосистем.

Все эти исследования носили мелкомасштабный характер и поэтому не могли вскрыть причин и механизмов пространственного разнообразия реакций лесных экосистем на климатические воздействия, и поведение локальных лесных экосистем в ответ на изменение климата было изучено недостаточно. Известны еще «островные» патч-модели (Forman, 1995), рас-

смаатривающие относительно небольшие участки леса, выделяемые по функциональным особенностям структурно гомогенных ареалов. Однако такие модели ограничены территориально, так как описывают только «типичные места» в типичных биомах, а не все топологическое разнообразие экосистем.

Развиваются также сугубо расчетные имитационные модели, описывающие реакцию лесов на изменение климата (например, Prentice et al., 1992; Smith et al., 1992; Кудеяров, 2007; Заварзин, 2007; Сысуев и др., 2010). В них параметры малого биологического круговорота рассчитывают сначала для отдельного дерева или доминантной лесообразующей породы. При этом за интегральный экологический фактор принимают тип условий местопроизрастания, который выражают через усредненные гидротермические и почвенные характеристики. Найденные связи распространяют далее на крупные регионы или же на целые природные зоны, по которым и формируют прогнозы.

При всех успехах имитационного моделирования, очевидны и его существенные недостатки. Имитационное моделирование особенно полезно, например, для оценки последствий различных сценариев рубки леса (Чумаченко, 2006; Сысуев и др., 2010). В то же время, описывая в схематичном виде основные биомы (тундру, хвойный лес и т.д.), имитационные модели являются по существу моделями с сосредоточенными параметрами (Коломыщ, Розенберг, Шарая, 2009). Такие модели не позволяют воссоздавать пространственный узор прогнозируемых функциональных параметров, поскольку не учитывают многоплановую экологическую роль рельефа (для чего материалов лесоустройства недостаточно). Можно рассматривать имитационные модели как своего рода модели-«маяки» (Коломыщ, Розенберг, Шарая, 2009), раскрывающие определенные инвариантные черты экологического пространства. Это несомненно ценно, но географическая экология не может ограничиваться этим типом моделей.

Главная особенность используемого здесь ландшафтно-экологического подхода состоит в рассмотрении биотической регуляции на топологическом уровне с ландшафтных позиций, что предусматривает многообразие типов этой регуляции, обусловленное пространственным распределением биогеоценозов в различных зонально-региональных условиях. Это открывает возможность учитывать и описывать механизмы воздействия фитобиоты на углеродный обмен земной поверхности с атмосферой, выделяя те из них, которые обеспечивают устойчивость экосистем к изменениям климата. Непосредственное оперирование расширенной системой количественных характеристик рельефа (Shary et al., 2002; Шарая, 2007), т.е. методами геоморфометрии (раздел 2.2), при этом является необходимым, так как с ним тесно связана возможность перехода от моделей с сосредоточенными параметрами к более объективным для крупных и средних масштабов моделям с распределенными параметрами.

Пространственная изменчивость лесных экосистем может быть значительной, приводя к существенной вариабельности характеристик баланса углерода в изучаемом регионе. В таких условиях случайная выборка этих характеристик из нескольких мест наблюдения может давать недостаточно корректную оценку общего баланса углерода региона. Хотя немало усилий уделено разработке методик определения углеродных пулов в различных компонентах фитобиоты в лесных экосистемах (Кобак, 1988; Горшков, 1995; Исаев, Коровин, 1999; Кондратьев и др., 2003; Заварзин, 2007; Замолодчиков и др., 2011; Швиденко, 2012; Щепашенко и др., 2013; Швиденко, Щепашенко, 2014; Усольцев и др., 2015 и др.), крупно- и среднемасштабные карты современной пространственной изменчивости запасов углерода практически не строились. Общая точка зрения на пространственное распределение наземных стоков и источников углерода пока не сформирована (Замолодчиков и др., 2011), да и реакцию различных биотических компонентов углеродного цикла на изменение климата также нельзя считать достаточно изученной.

Целью главы была разработка региональной бассейновой модели запасов углерода, учитывающей пространственную вариабельность внутри всех лесных формаций бассейна р. Оки, и на ее основе – проведение оценок возможных изменений запасов углерода, вызванных глобальными изменениями климата.

#### **4.2. Объекты, методы и постановка задачи**

Использовались результаты крупномасштабных наземных исследований на восьми экспериментальных полигонах Волжского бассейна, в которых проф. Э.Г. Коломыц получен экспериментальный материал ландшафтно-экологических съемок (1987–1999 гг.) по специально разработанной методике (Коломыц, 1995, 2008). Эти полигоны охватывали широкий спектр зональных систем – от южной лесостепи до смешанных лесов южнотаежного облика.

По геоботанической карте растительных формаций в Окском бассейне находятся 26 типов лесных формаций. Леса занимают в Окском бассейне 84 тыс. км<sup>2</sup>, то есть 34% площади этой местности.

В пределах каждого полигона на основе 45–65 пробных площадок было выделено шесть фациальных групп, охватывающих основное разнообразие типов леса в экорегионе; эти группы отвечали различным типам местоположений. Из ряда измеренных и рассчитанных проф. Э.Г. Коломыц характеристик состояния биогеоценозов для моделирования использовали следующие параметры биологического круговорота: 1) скелетная древесно-кустарниковая фитомасса (*BS*); 2) масса корней (*BR*); 3) общая зеленая масса (*BV*); 4) масса лесной подстилки (*ML*); 5) мертвая скелетная фитомасса (сухостой и валеж) (*WD*); 6) масса гумуса в органо-минеральных горизонтах почвы (*HU*).

Для построения региональной бассейновой модели прогноза изменений биологического круговорота в лесных экосистемах была использована климатическая модель HadCM3 и сценарий A2 (Pope et al., 2000) на срок

2075 год. Этот экстремальный сценарий в Поволжском регионе дает повышение к концу XXI в. среднеиюльской температуры на 5,5–7,0°C, при этом годовое количество осадков почти не изменится, поэтому коэффициент атмосферного увлажнения  $K_{увл}$ , согласно этой модели, существенно снизится. В работе (Коломыц, 2008) изложен метод расчета ожидаемого летнего влагосодержания почвы по прогнозным значениям среднеиюльской температуры воздуха и  $K_{увл}$ , который нами в работе использовался.

Для оценок изменений содержания углерода в различных биотических компонентах использован известный лесоводственный метод (Цельникер, 2006), основанный на динамике живых и мертвых фитомасс: изменение ( $\Delta F_a$ ) массы в системе почва–растение–атмосфера есть

$$\Delta F_a = \Delta(WD) + \Delta(ML) + \Delta(HU) - \Delta(BS) - \Delta(BV) - \Delta(BR); \quad (4.2.1)$$

расчеты парциального содержания углерода проводились с помощью конверсионных коэффициентов (Кобак, 1988; Исаев, Коровин, 1999; Осипов, 2004; Заварзин, 2007).

Для создания региональной карты использовались спутниковые данные НАСА о рельефе – матрицы SRTM30 разрешения 30" (Rodriguez et al., 2005), которые были преобразованы в равнопромежуточную проекцию Каврайского для Европейской части России с шагом решетки 600 м. Расчет матриц характеристик рельефа и формирование матриц запасов углерода проводились с помощью программы «Аналитическая ГИС Эко» (Шарый, 2004). В качестве вспомогательных использовались данные о вегетационном индексе NDVI за лето 2001 г. (ИКИ РАН), электронная цифровая карта лесов России (Барталев и др., 2004а) и данные о сомкнутости крон (Hansen et al., 2003).

Принципы моделирования включали в себя следующее.

1. Переход с локального уровня картографического прогнозного моделирования на региональный осуществляется с помощью метода иерархи-

ческой экстраполяции, основанного на подобии катенарных рядов близких по масштабу иерархических уровней.

2. На основе найденных ранее закономерностей (Коломыц, 2003, 2008) преломления климатического фона местными геоморфологическими и гидроэдафическими факторами рассматриваются региональные системы локальной зональности. Они состоят из плакорных и экстразональных биогеоценозов, причем последние служат представителями других типов географической среды, иногда весьма удаленных.

3. Каждая растительная формация на геоботанической карте идентифицируется определенной группой биогеоценозов из соответствующего полигона. Затем каждый ареал данной формации, представленный как некоторое множество мезокатен, дробится на региональные типы местоположений – от элювиального до аккумулятивного. Созданная для региона карта типов мезо-местоположений используется для формирования региональной фитокатенарной мозаики, насыщаемой базовыми или прогнозными метаболическими параметрами биогеоценозов.

Основные допущения разрабатываемой модели включали в себя:

1. закономерности пространственного распределения типов местоположений в мезорельефе бассейна имеют аналогию с таковыми локальных катен опытных полигонов (концепция ландшафтных сопряжений Б.Б. Польшова);

2. сопряженные ряды растительных ассоциаций (фитокатен) близких иерархических уровней гомологичны;

3. характер экофизиологических реакций растительных формаций двух близких иерархических уровней на фоновые климатические воздействия подобен.

Под «характером» здесь понимаются сдвиги в малом биологическом круговороте – в скоростях продуцирования и разложения фитомасс и изменения массы мобильного гумуса почвы.

### 4.3. Формирование карты запасов углерода в лесных экосистемах бассейна.

С помощью методов геоморфометрии (раздел 2.2) была рассчитана карта модифицированных типов мезо-местоположений (Шарая, Шарый, 2009; раздел 2.4) для Окского бассейна (рис.4.1а).

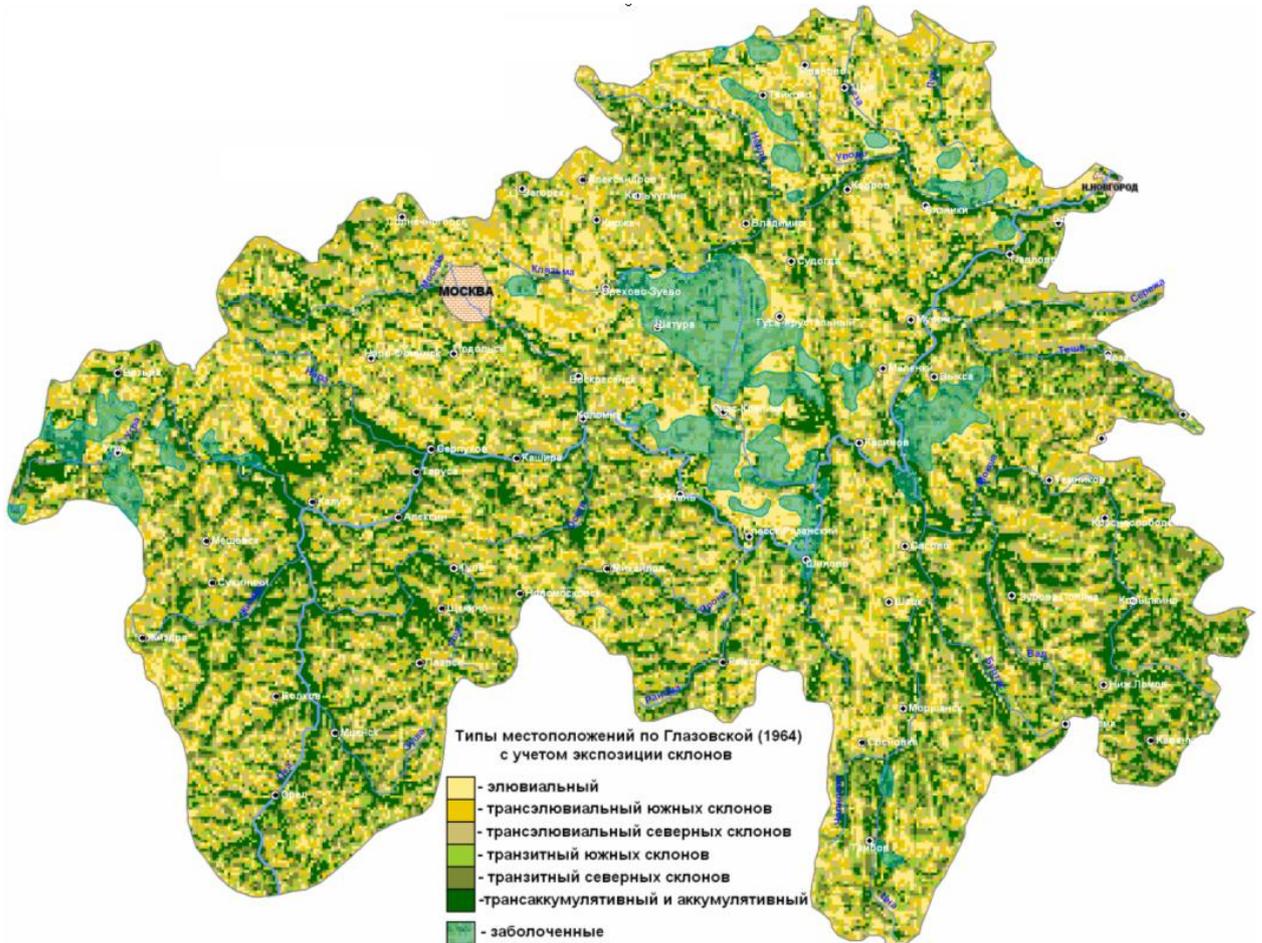


Рис.4.1а. Карта модифицированных типов мезо-местоположений Окского бассейна.

Для расчета этой карты составлялось уравнение множественной регрессии, где баллы модифицированных типов местоположений (Табл.2.1) в крупном масштабе (при шаге решетки 50 м) использовались в качестве отклика, а морфометрические величины – в качестве предикторов. Ведущими предикторами были площадь сбора (определяющая относительное положение на склоне от водораздела до ближайшего тальвега), крутизна склонов (от которой зависит скорость смены одного типа местоположений другим в пространстве) и освещенность склонов с юга (разделяющая каж-

дый тип трансэлювиального и транзитного местоположений на два: преимущественно северной или южной экспозиции). Далее найденное уравнение регрессии применялось к мезорельефу (при шаге решетки 600 м) всего бассейна для расчета карты.

Процедура формирования региональной карты запасов углерода и его баланса, прогнозируемого по климатической модели центра Хадли на 2075 г. состоит в следующем:

А) Каждый тип/подтип растительных формаций на геоботанической карте соотносится с определенной группой биогеоценозов из аналогичного ему фитокатенарного ряда соответствующего полигона.

Б) Создается промежуточная карта типов мезоместоположений (Рис.4.1а) с помощью методов геоморфометрии. На эту карту наносятся геоботанические ареалы (из 26 растительных формаций сформированы 8 групп, Рис. 4.1б и Табл. 4.1) и каждый ареал «распадается» на элементы мезомасштабных ландшафтных сопряжений.

В) Каждый элемент фитокатенарной мозаики насыщается базовыми или прогнозными метаболическими показателями биогеоценозов, соответствующих этому фрагменту.

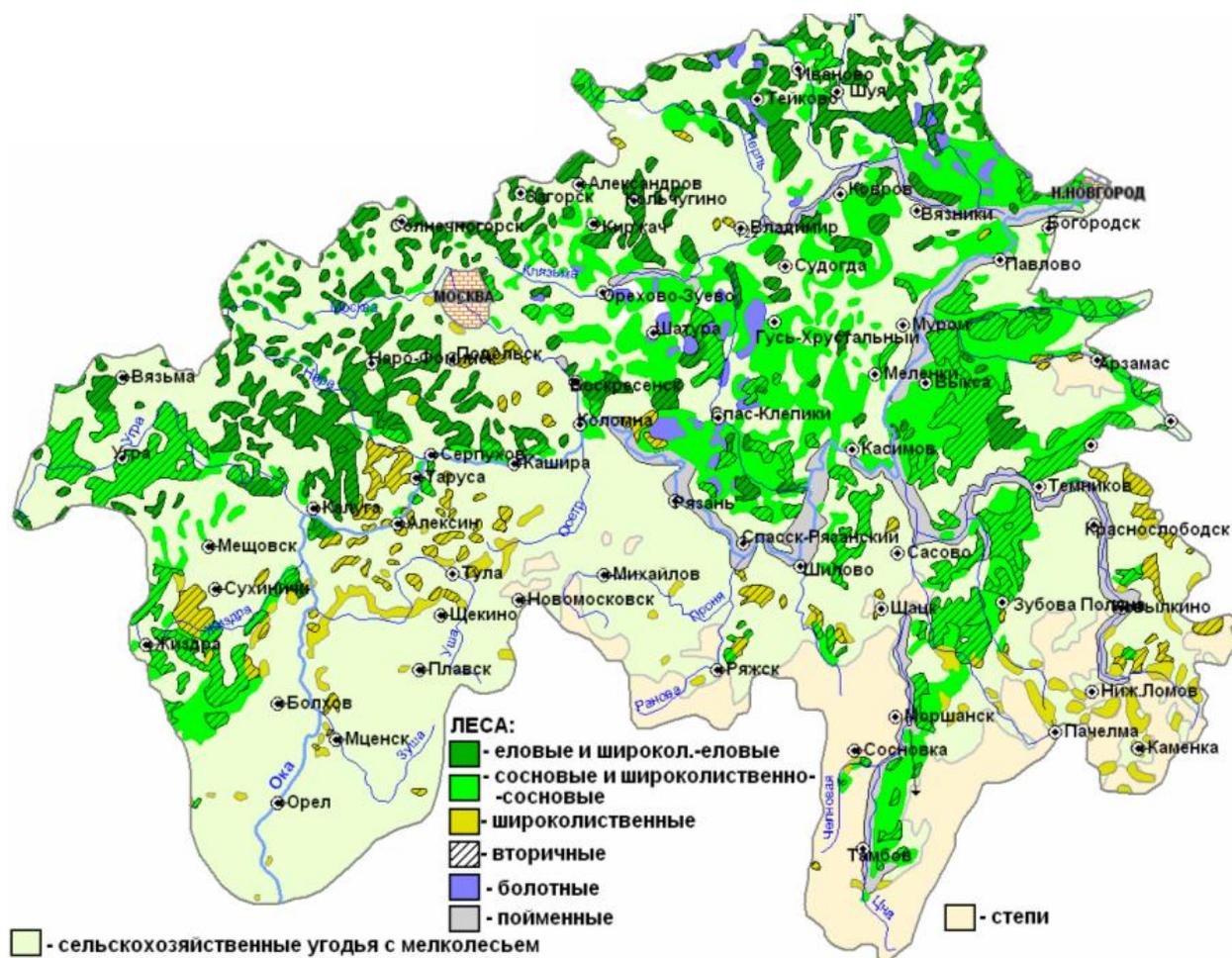


Рис.4.1б. Карта растительных формаций Окского бассейна по геоботанической карте (Исаченко, Лавренко, 1974).

Таблица 4.1. Площади групп лесных формаций на территории бассейна р.Оки.

Леса (группы растительных формаций)	Площадь, %*
1. Еловые и широколиственно-еловые смешанные	2,4
2. Сосновые и широколиственно-сосновые смешанные	31,2
3. Широколиственные	5,7
4. Вторичные на месте еловых и смешанных	21,2
5. Вторичные на месте сосновых и смешанных	19,9
6. Вторичные на месте широколиственных	5,9
7. Болотные	2,8
8. Пойменные	11,0

\* Вся площадь лесных массивов принята за 100%.

Так создается региональная фитокатенарная мозаика для лесных экосистем. Для сельскохозяйственных земель с мелколесьем принималось, что запасы углерода ассоциированы с овражно-балочным мелколесьем определенной растительной формации, каждая из которых характеризуется 10% суммарных запасов углерода и его баланса от соответствующих лесных формаций.

Запасы углерода в бассейне имеют контрастный узор (Рис.4.2), связанный с пространственной неоднородностью внутри растительных формаций. Подобный узор имеет карта вегетационного индекса NDVI для лесов разного типа на территорию бассейна р. Оки (ИКИ РАН, 2001), Рис.4.3.

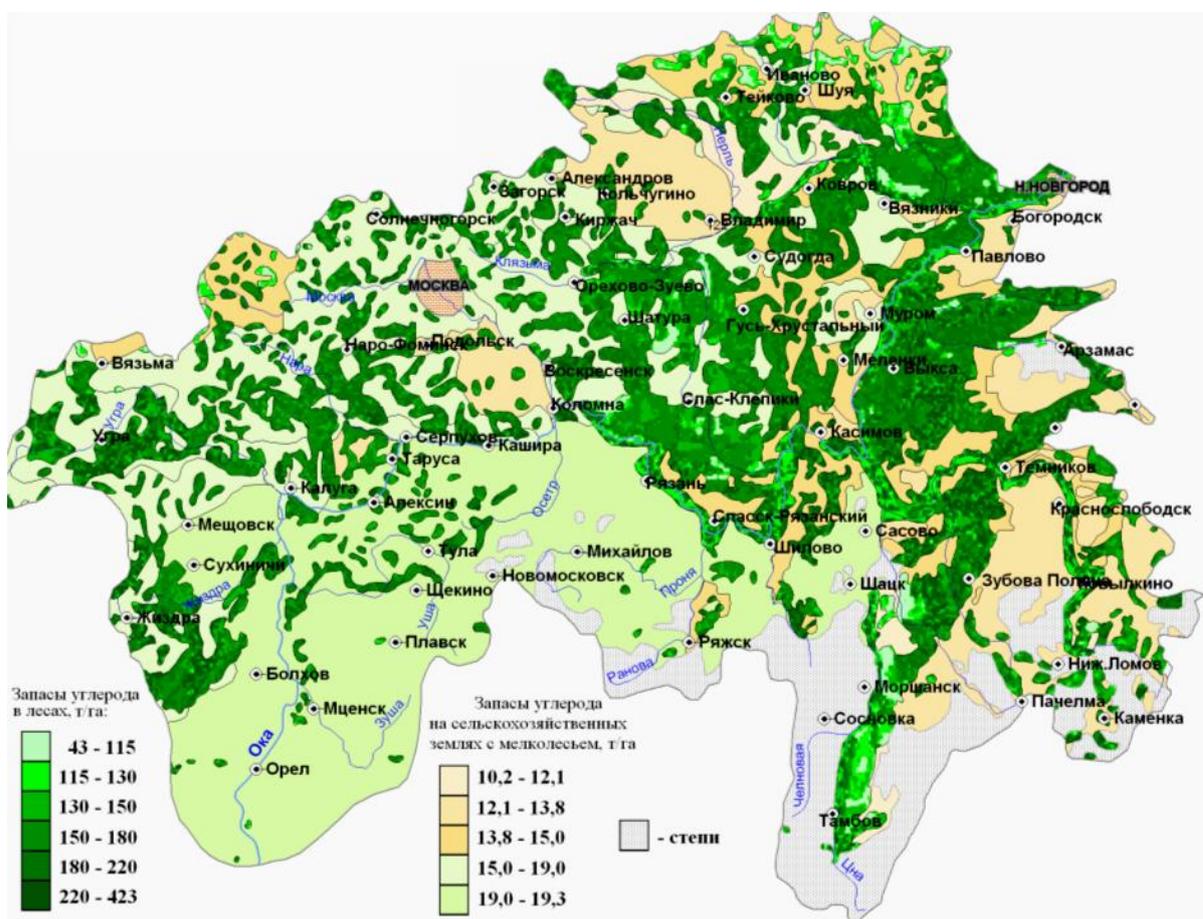


Рис.4.2. Карта запасов углерода в лесных экосистемах Окского бассейна на базовый период.

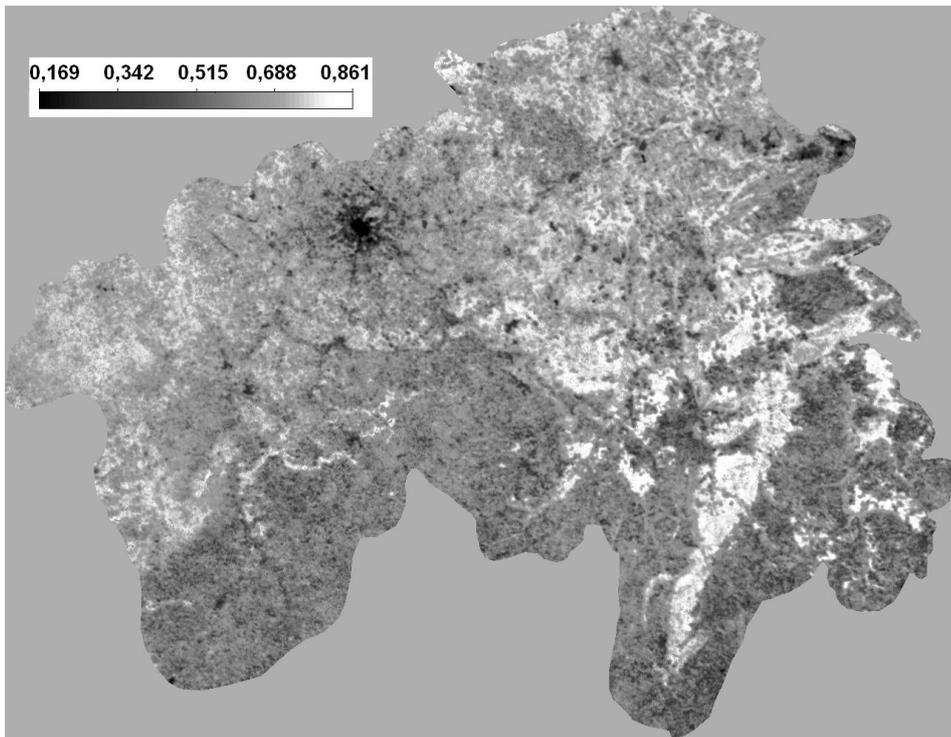


Рис. 4.3. Карта вегетационного индекса NDVI бассейна р. Оки.

Параметры, необходимые для расчета запасов и баланса углерода в прогнозные сроки, оценивались с использованием климатической модели HadCM3 (сценарий А2) для 2075 г., для чего использовались расчеты по аналитическим моделям (Коломыц, 2008). Региональная прогнозная карта изменения запасов углерода к 2075 г. по климатической модели HadCM3 показана на Рис.4.4.

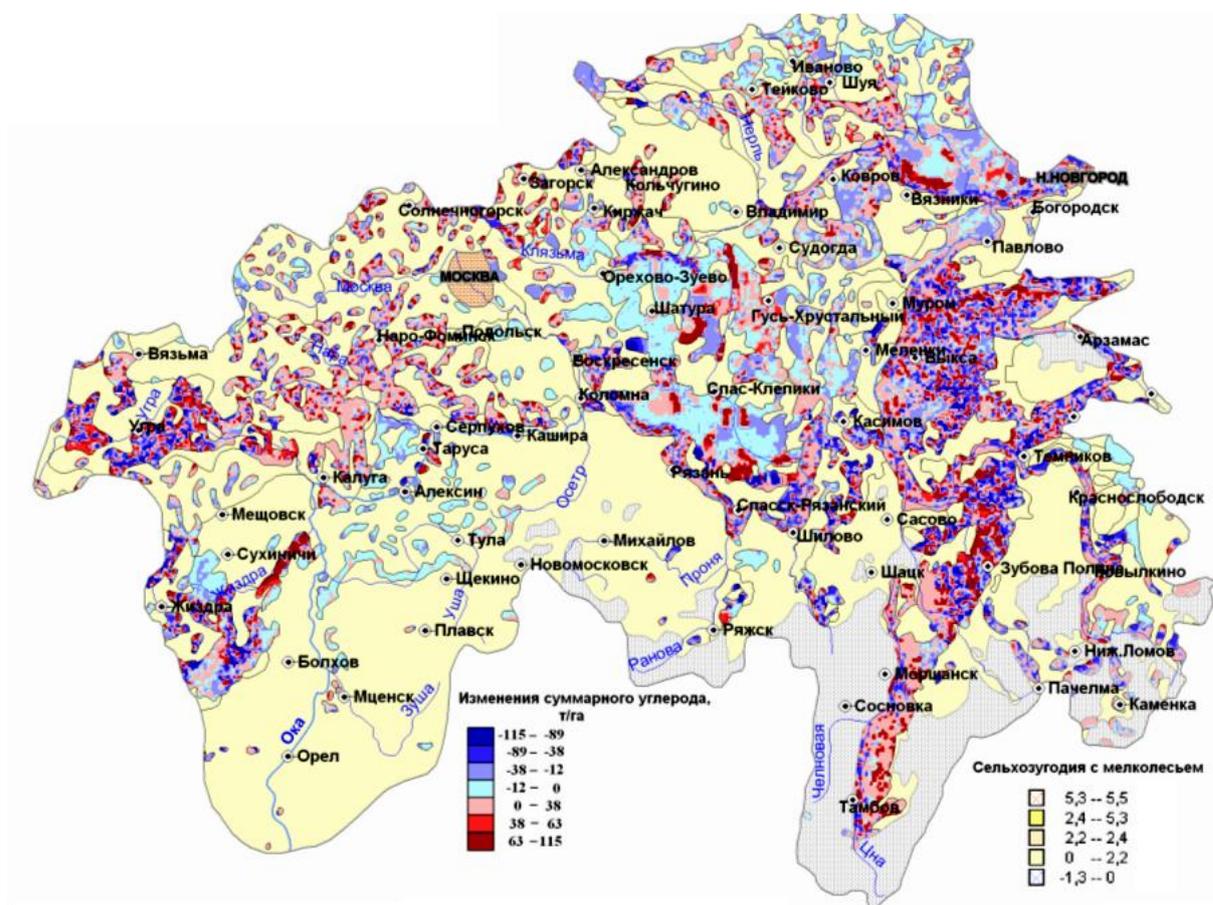


Рис.4.4. Карта распределения углеродного баланса по территории Окского бассейна на прогнозный срок 2075 г. (по модели HadCM3). Изменение суммарных запасов углерода по отношению к базовому периоду (т/га). Для лесных территорий: 1 –  $(-136) \div (-89)$ ; 2 –  $(-89) \div (-38)$ ; 3 –  $(-38) \div (-12)$ ; 4 –  $(-12) \div 0$ ; 5 –  $0 \div 38$ ; 6 –  $38 \div 63$ ; 7 –  $63 \div 115$ . Для фрагментарных лесных массивов на сельскохозяйственных полях в пределах лесостепной зоны: 8 –  $(-1.3) \div 0$ ; 9 –  $0 \div 2.4$ ; 10 –  $2.4 \div 5.5$ . 11 – территория северной степи.

Согласно нашей модели и карте, лесной покров Окского бассейна в целом будет осуществляться при глобальном потеплении к 2075 году (по модели HadCM3) сток углерода, депонирование  $\text{CO}_2$  будет незначительно преобладать над эмиссией. Прогнозная карта вскрывает также резко выраженную контрастность и мелкоконтурную пятнистость положительных и отрицательных величин углеродного баланса. Особенной пестротой ( $\Delta C$  меняется от  $-136 \div -80$  до  $+65 \div +100$  т/га) отличается субмеридиональная полоса Нижнеокско-Мокшинско-Цнинского правобережья, которая занята в основном сосняками сложными и их мелколиственными дериватами. В целом доминирующий фон здесь образуют положительные  $\Delta C = 0 \div 38$  т/га.

Карта депонирования и эмиссии углерода для бореального экотона и самой бореальной зоны для лесов Канады, построенная на основе повторных дистанционных измерений на протяжении 2004 – 2007 годов, наземных измерений и моделирования (Gamon et al., 2004) очень близка по узору, характерной мозаичности и контрастности к сформированной нами по региональной модели. Следует заметить, что диапазоны значений эмиссии и депонирования ( $\text{тС га}^{-1} \text{ год}^{-1}$ ) несколько меньше тех ( $\sim 25\%$ ), что рассчитаны нами для условий глобального потепления.

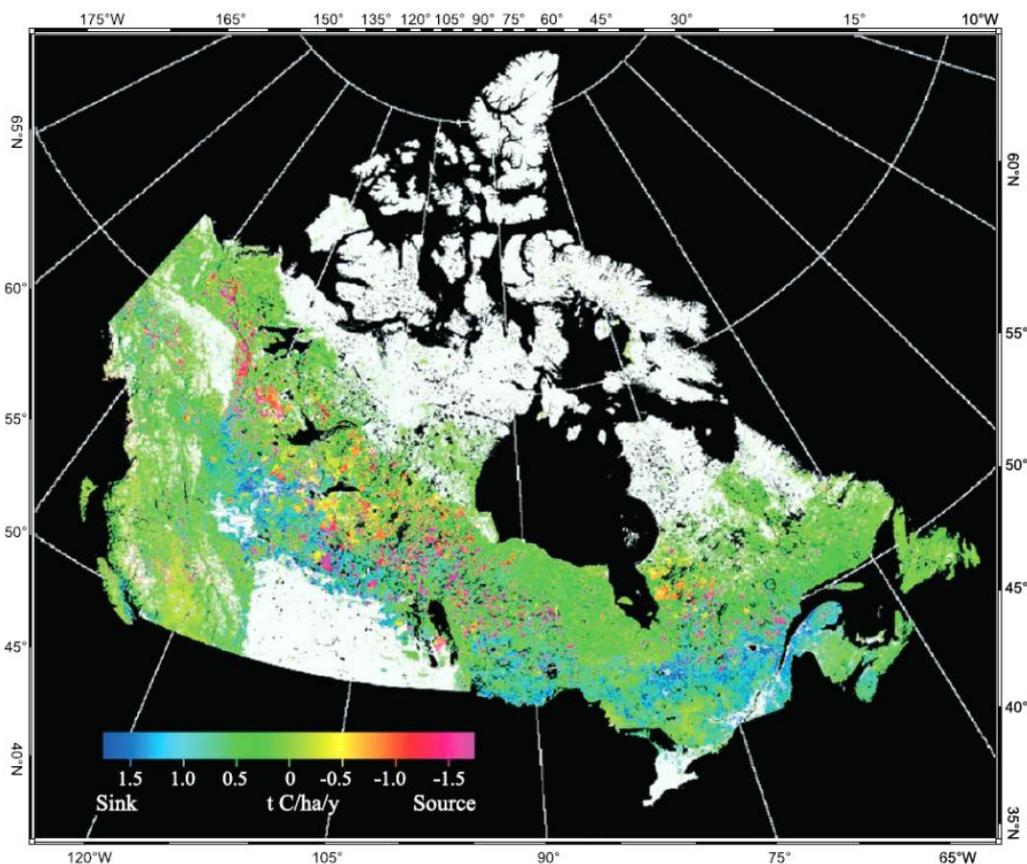


Рис. 4.46. Карта депонирования и эмиссии углерода в лесах Канады за 1990 – 1998 гг. составлена по дистанционным данным и данным программы BOREAS.

При рассмотрении депонирования группы лесных формаций Окского бассейна в разных типах местоположения (Рис. 4.5) можно выделить следующее. Еловые и широколиственно-еловые леса будут активно депонировать углерод на ТЭ мезоместоположениях, здесь повышение температуры приведет к заметному приросту древостоев. Максимальные значения

увеличения запасов углерода 7,5 тыс. т/км<sup>2</sup> могут присутствовать на теневых склонах, меньшие 4,6 т/км<sup>2</sup> – на южных. На более гидроморфных элювиальных и транзитных местоположениях эмиссия углерода будет преобладать над его аккумуляцией. В коренных темнохвойных лесах эмиссия углерода составит менее 60% от депозита, но поскольку эти леса занимают всего 2,4% площади лесных массивов в бассейне (Табл. 4.1), их суммарный вклад в углеродный баланс останется незначительным – 2,23% от общего депонирования в бассейне (Табл. 4.3).

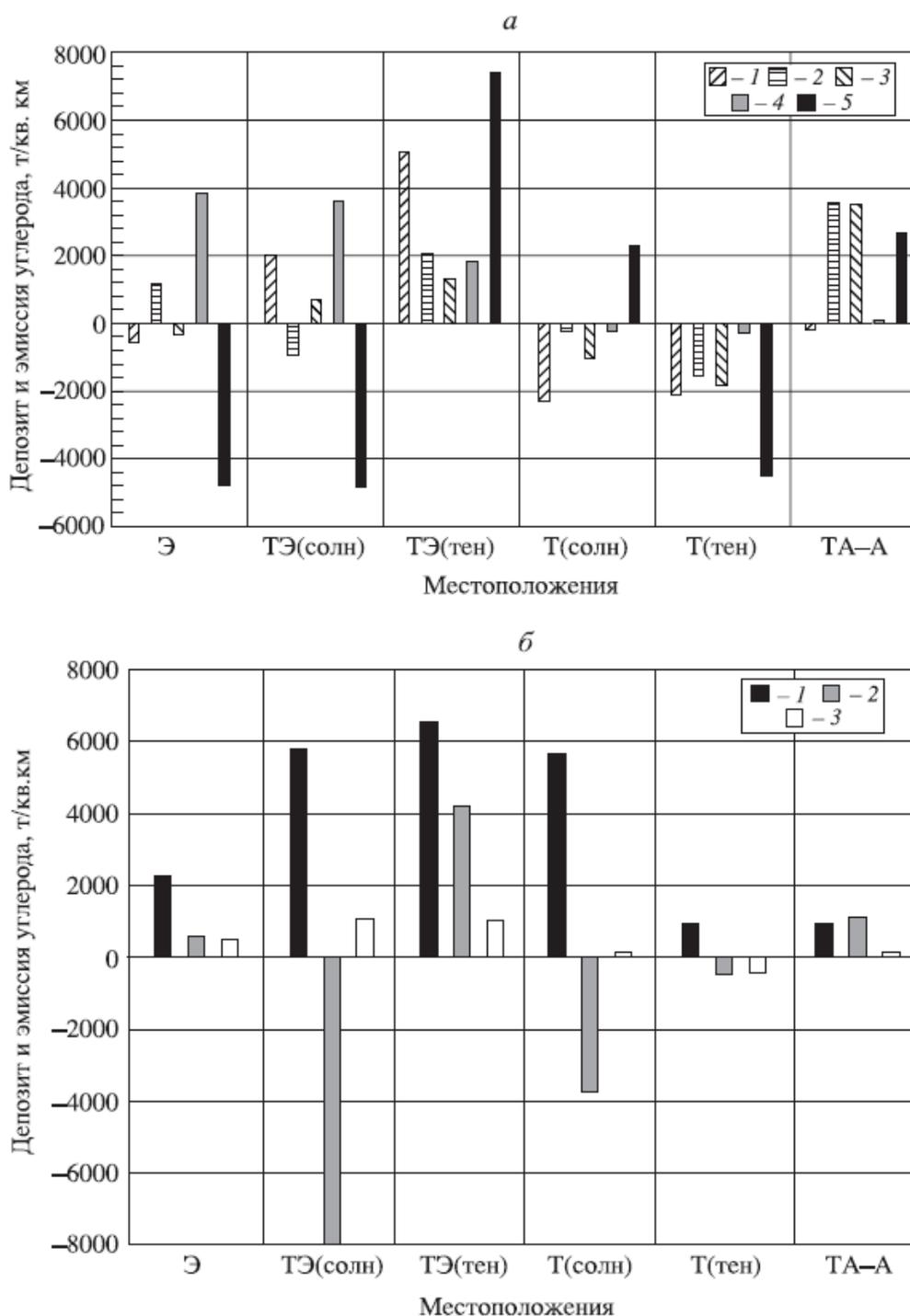


Рис.4.5. Прогнозируемые (2050 г.) изменения суммарного содержания углерода в группах растительных формаций бассейна р. Оки в различных местоположениях.

*a)* Коренные формации: 1 – еловые и широколиственно-еловые; 2 - сосновые и широколиственно-сосновые; 3 – широколиственные; 4 – болотно-лесные; 5 – пойменные.

*б)* Мелколиственные формации на месте лесов: 1 – еловых и широколиственно-еловых; 2 - сосновых и широколиственно-сосновых; 3 – широколиственных.

Э, ТЭ, ... - региональные типы мезоместоположений (см. выше в тексте).

Близкими по вкладу в баланс к еловым и широколиственно-еловым лесам оказываются широколиственные: 3,3% от общего процесса депонирования в бассейне (Табл. 4.3) на 5,7% площади лесов. Основную роль в депонировании углерода сыграют мезогигрофитные дуболипняки речных долин и прилегающих к ним склонов, особенно северной экспозиции. На междуречьях будет преобладать эмиссия  $\text{CO}_2$  (см. Рис. 4.5).

Самые большие площади сосновых и широколиственно-сосновых лесов (31,2% лесных массивов) дадут заметный позитивный вклад в регуляцию углеродного цикла – 41,4% от общего депонирования (Табл. 4.3). Углерод будет накапливаться, главным образом, в сосняках ТЭ и ТА–А местоположений (см. Рис. 4.5).

В заболоченных лесах бассейна (2,8% лесной площади) формирование скелетной фитомассы существенно превысят эмиссию от разложения оторфованной подстилки. На заболоченных водоразделах к 2075 г. будет депонировано дополнительно 3.6–3.8 тыс.  $\text{т/км}^2$  углерода (1,5% от общего депонированного в бассейне) (Табл. 4.3). В пойменных лесах (11,0% лесной площади) прогнозируются наиболее высокие контрасты: большие значения депозита до 7.5 тыс.  $\text{т/км}^2$  и дополнительной эмиссии  $\text{CO}_2$  4.4–4.8 тыс.  $\text{т/км}^2$  (Рис. 4.5). Первое предполагается, будет связано с повышением температуры почвы на теневых и нейтральных трансэлювиальных склонах и снижением уровня грунтовых вод, второе будет на водоразделах и солнцепечных трансэлювиальных склонах. Итоговый вклад пойменных лесов в общий углеродный баланс региона будет положительным и составит 4,0% (Табл. 4.3).

Вторичные мелколиственные леса из березняков и осинников, которые замещают подтаежные темнохвойные леса (21,2% лесной площади) внесут наибольший вклад в депонирование углерода в бассейне (Табл. 4.2). В верхних звеньях мезокатен дополнительное депонирование углерода в скелетной фитомассе достигнет к 2075 г. 5.7–6.6 тыс.  $\text{т/км}^2$ . Однако, на солнцепечных склонах будет осуществляться эмиссия, достигая немалых значе-

ний (Рис. 4.5б). Суммарный итог – эти типы растительных формаций обеспечивают самый большой вклад в связывание углерода 47,6% (Табл. 4.3). Отметим, что замещение еловых и широколиственно-еловых лесов вторичными лесами или постоянное наличие начальных стадий восстановительных сукцессий, должно способствовать накоплению надземной массы.

93% от всей эмиссии углерода обеспечивают вторичные березово-осиновые леса на месте сосняков, развитые на менее гидроморфных песчаных почвах (19,9% от лесной площади). На долю березово-осиновых лесов, произрастающие на месте дубрав и липняков (5,9% площади) придется оставшиеся 7% эмиссии в бассейне (см. табл. 4.2 и 4.3). При этом значения депозита и эмиссии в разных местоположениях будут достаточно низкими (Рис.4.5б).

Таблица 4.2. Изменение суммарных запасов углерода (в млн. т.) в растительных формациях Окского бассейна к 2075 г., с учетом их площади.

Леса (группы растительных формаций)	Площ. кв.км	Базовый сумм. углерод	Изменение содержания углерода			
			депозит	эмиссия	общий итог	
					млн. т.	%
1. Еловые и широколиственно-еловые смешанные	2034	37.14	3.02	-1.8	1.22	3.28
2. Сосновые и широколиственно-сосновые смешанные	26230	481.76	45.77	-23.17	22.6	4.69
3. Широколиственные	4770	84.68	6.76	-4.96	1.8	2.13
4. Вторичные на месте еловых и смешанных	17770	293.26	40.77	-14.79	25.98	8.86
5. Вторичные на месте сосновых и смешанных	16670	318.7	40.97	-51	-10.03	-3.15
6. Вторичные на месте широколиственных	4911	76.83	0.42	-1.18	-0.76	-0.99
7. Болотные	2343	35.18	1.01	-0.17	0.84	2.39
8. Пойменные	9219	149.28	6.62	-4.45	2.17	1.45
Все группы лесных формаций	83947	1476.83	145.34	-101.52	43.82	2.97

Таблица 4.3. Суммарный вклад растительных формаций Окского бассейна в депонирование и эмиссию углерода в % к 2075 г.

Леса (группы растительных формаций)	Депозит*	Эмиссия
1. Еловые и широколиственно-еловые смешанные	2,23	0
2. Сосновые и широколиственно-сосновые смешанные	41,38	0
3. Широколиственные	3,30	0
4. Вторичные на месте еловых и смешанных	47,57	0
5. Вторичные на месте сосновых и смешанных	0	92,95
6. Вторичные на месте широколиственных	0	7,04
7. Болотные	1,54	0
8. Пойменные	3,97	0

\* общий депозит и эмиссия в бассейне здесь принимаются за 100%.

По результатам моделирования все группы растительных формаций бассейна в той или иной степени (из-за положения в катенах) участвуют в процессах депонирования и эмиссии углерода в лесах, за исключением вторичных лесов на месте еловых и смешанных. Хотя итоговым результатом для каждой группы является депозит или эмиссия (Табл. 4.3), вторичные дериваты на месте еловых и широколиственно-еловых лесов независимо от местоположения являются только стоком углерода (Рис. 4.5б). По-видимому, они обеспечивают главную роль бореального лесного покрова южнотаежной и подтаежной зон в положительной регуляции углеродного цикла по принципу Ле Шателье.

Следует отметить, что в связи с ожидаемыми изменениями лесного покрова планеты из-за потепления климата в зарубежной литературе проводятся экономические оценки мероприятий по лесопосадкам в масштабе планеты для снижения CO<sub>2</sub> в атмосфере. На Рис.4.6 показаны затраты на лесопосадки, оцененные как необходимые для связывания 1 т углерода на поверхности суши Земли (Benitez et al., 2007). Из рисунка видно, что по этим оценкам для большой северной территории азиатской части России потребуются наиболее высокие: более 200\$ на связывание 1 т углерода.

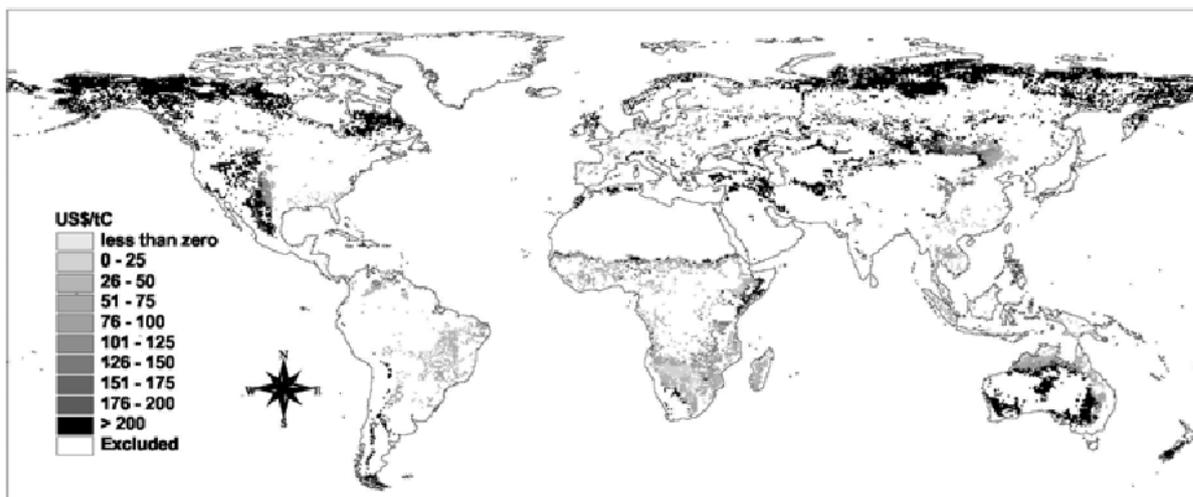


Рис.4.6. Карта стоимости связывания 1 т углерода при осуществлении новых лесопосадок для уменьшения  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Сокращение может составить 5–25% (по Venitez et al., 2007).

Проведены также оценки масс депонированного углерода на планете в зависимости от планируемых затрат и времени (Рис.4.7). Однако в таких рассмотрениях остаются важные вопросы о том, где и какие лесобразующие породы или растительные ассоциации дадут наибольший эффект.

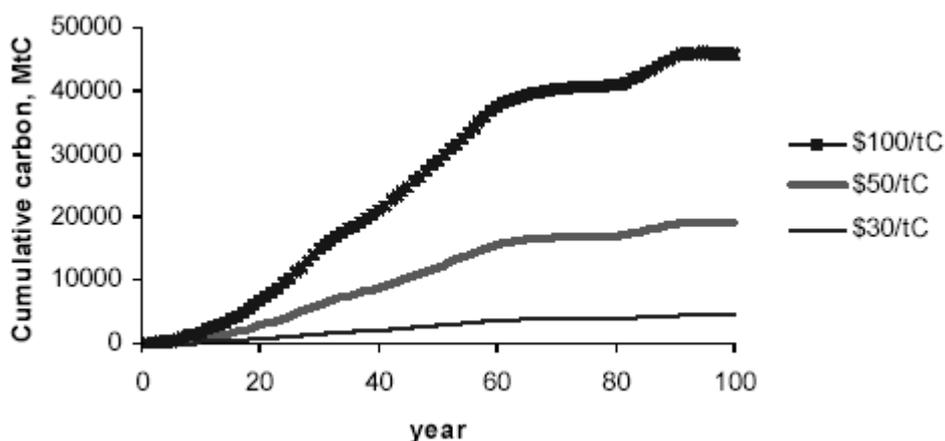


Рис.4.7. Зависимость объемов связывания углерода (MtC) от времени (годы) и от объемов финансовых затрат (US\$/tC) (по Venitez et al., 2007).

Нами проведены оценки баланса суммарного углерода к 2075 г. по климатическому сценарию HadCM3 для бассейна р. Оки при разных сценариях лесопосадок: используются 6 групп типов леса (Табл. 4.2) за исключением болотных и пойменных, они располагаются по всем местоположени-

ям. Мы использовали для этого картографически привязанные данные по балансу углерода к 2075 году с учетом типов мезоместоположений, полученные в ходе описанных выше исследований. Далее отдельно для каждой группы леса рассчитывали карту баланса на всю площадь бассейна, включив в регрессионный анализ матрицы местоположений и прогнозную температуру июля. Полученные карты баланса представлены на Рис.4.8.

Отметим, что мозаика депонирования и эмиссии углерода в лесных экосистемах при опробованных сценариях посадки лесов заметно различается. В варианте с посадками широколиственных лесов ожидается существенное депонирование углерода на северо-западе бассейна, где возросшая температура будет благоприятствовать аккумуляции углерода, в то время как на юго-востоке, где прогнозируемая температура имеет наибольшие значения, ожидается активная эмиссия (Рис. 4.8*в*). Для вторичных лесов на месте сосновых и широколиственно-сосновых прогнозируется также контрастная, но другая картина баланса: предполагается активное связывание углерода экосистемами в долинах и открытых мезодепрессиях, а достаточно существенная эмиссия – на склонах и плакорах бассейна (Рис.4.8*г*). Вторичные леса на месте еловых и широколиственно-еловых будут активно депонировать, также как и широколиственные в северо-западной части бассейна и служить источником двуокиси углерода в юго-восточной, где ожидается наибольшее повышение температуры по выбранной климатической модели (Рис. 4.8*д*).

Следует отметить, что среди карт балансов, рассчитанных для всей территории бассейна (как для единой матрицы), самым «позитивным» или характеризующимся наибольшим депонированием углерода оказывается сценарий посадок, в котором используется сочетание групп коренных и вторичных лесов в тех же пропорциях, в каких они представлены в современном состоянии (Рис. 4.8*е*).

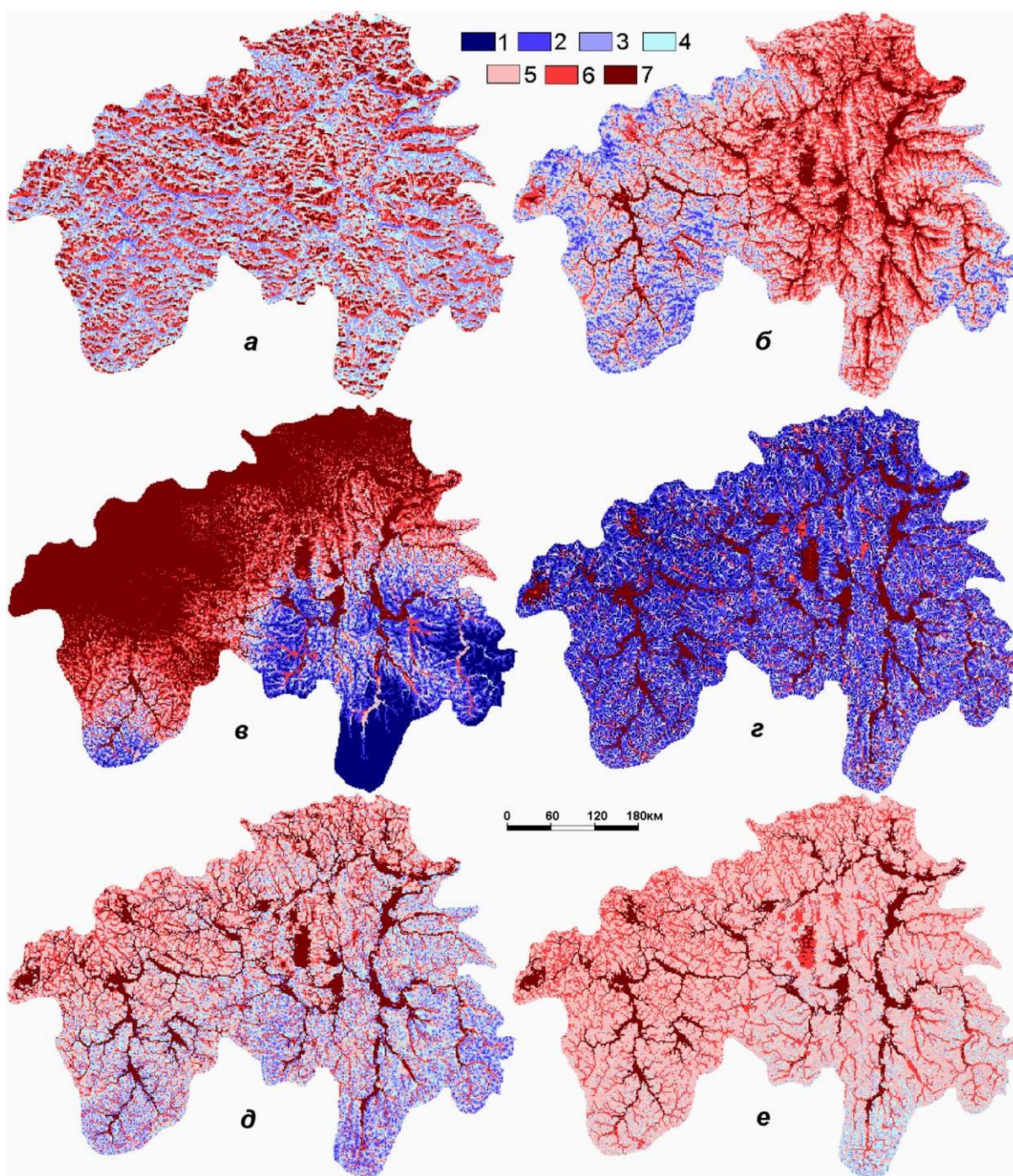


Рис.4.8. Карты потенциала изменения запасов углерода к 2075 г. по климатическому сценарию HadCM3 в бассейна р. Оки при условии, что разные лесные формации будут покрывать всю территорию бассейна: *a* – еловые и широколиственно еловые; *б* – сосновые и широколиственно-сосновые, *в* – широколиственные, *г* – вторичные на месте сосновых и широколиственно-сосновых, *д* – вторичные на месте еловых, сосновых и широколиственных, *е* – коренные и вторичные в пропорциях их современного распределения.

Легенда изменения содержания суммарного углерода, т/га:

1 –  $(-136) \div (-15)$ ; 2 –  $(-15) \div (-7)$ ; 3 –  $(-7) \div (-3)$ ; 4 –  $(-3) \div 0$ ; 5 –  $0 \div 7$ ; 6 –  $-7 \div 15$ ; 7 –  $15 \div 115$ .

Этот результат несколько неожиданный, но склоняющий к определенному выводу о том, что современное сочетание растительных формаций на территории бассейна в центре Европейской части России, испытывающего сильное антропогенное воздействие, является самым оптимальным и стратегически обеспеченным для поддержания положительного баланса углерода в лесном покрове на ближайшие несколько десятков лет в условиях глобального потепления климата.

#### ***4.4. Обсуждение и заключения.***

Д.Г. Замолодчиков с соавт. (2011) отмечают, что оценка пулов углеродного баланса пока не привела к формированию общей точки зрения на пространственное распределение наземных стоков и источников углерода, в том числе в лесах России, где даже в недавних публикациях (Замолодчиков и др., 2007; Моисеев, Филипчук, 2009; Shvidenko et al., 2010) оценки суммарного стока углерода варьируют от 100 до 700 Мт С в год. Возможные причины этого состоят в различии методологии как процедур измерения (оценки) стока углерода, так и в различии методов интерполяции данных от точек измерения в условиях локально пространственно резко неоднородных экосистем, какими они нередко бывают (Рис.4.4). В случае нашей модели, один из путей ее улучшения в будущем мог бы состоять в учете закономерных изменений климатических переменных в пространстве.

Полученные в настоящем исследовании результаты по запасам углерода и суммарному стоку его сравнимы с результатами других авторов (Aber et al., 2001; Gamon et al., 2004; Мохов и др., 2005; Залиханов и др., 2006; Осипов, Бобкова, 2011; Замолодчиков и др., 2011; Pan et al., 2011). Полученные нами средние значения запасов углерода в лесах бассейна р. Оки на 1 га ( $\approx 175$  т/га) близки к значениям запасов для лесов южной тайги Уральского Федерального Округа (Усольцев, 2007), лесов Башкирии (Кашапов,

2004), для редкостойных лесов Сибири и Дальнего Востока (Ежегодный доклад..., 2012).

Общий сток углерода в лесах России до 1988 г. составлял  $\approx 80$  Мт/год (Замолодчиков и др., 2011). Леса бассейна р. Оки составляют 1,17% площади лесов России, отсюда средний сток в них около 0,94 Мт/год. Если сток не изменится, то за 65 лет (с 2010 г. по 2075 г.) он может составить 61,1 Мт. Наша модель определяет депонирование 44,0 Мт суммарного углерода в лесах бассейна (сток в среднем за год составит 0,38 т/га, что отвечает актуальному депонированию в фитомассе тундры Европейской части России (Воронов и др., 2010)). Такие оценки показывают, что в условиях глобального потепления климата в лесах бассейна р. Оки можно ожидать снижение более чем на 30% за 65 лет общего стока углерода по сравнению с актуальным стоком, и уменьшение средней скорости депонирования в 2,5 раза, что вполне ожидаемо при использовании в модели экстремально-го прогнозного сценария.

## Глава 5. Прогнозные оценки урожайности озимой пшеницы с учетом рельефа, климата и почв

### 5.1. Состояние вопроса

Актуальность адаптации сельского хозяйства России к климатическим изменениям в XXI в. определяется скоростью современного роста глобальной температуры, вызванной в основном увеличением концентрации парниковых газов, которая составила за 1976–2015 гг. по данным центра Хэдли метеослужбы Великобритании на планете около **0,17°C за 10 лет**. Температура же на территории России растет значительно быстрее: **0,45°C за 10 лет**, и особенно быстро в полярной области, где скорость роста достигает **0,8°C за 10 лет** (Фролов, 2014). Поэтому в ряду задач сегодня поставлены развитие аграрного сектора экономики Нечерноземной зоны (Центральный и Северо-западный федеральные округа) и оптимизация соотношения посевов озимых и яровых культур (Фролов, 2014).

Рассмотрим используемые в сельском хозяйстве модели урожая. Обычно их классифицируют следующим образом (Lobell, Burke, 2010).

**Основанные на процессах (*process-based*)** модели требуют большого набора данных о сортах, управлении полями, почвенных условиях, характеристиках погоды (обычно ежедневных) и т.п., которые недоступны во многих частях мира. Поэтому используют различные искусственные данные, такие как генератор погоды и т.п., а также сравнивают результаты от *process-based* моделей с результатами эмпирико-статистических (*inventory-based*) моделей (напр., Lobell, Burke, 2010), поскольку первые позволяют, в принципе, понять ведущие механизмы, а вторые – получить более надежные результаты от прямых сравнений измеренных данных.

Даже при наличии достаточно полных данных, основанные на процессах модели очень трудно калибровать из-за большого числа неопределенных параметров. Часто эта неопределенность в параметрах игнорируется и принимается субъективное решение о единой системе значений парамет-

ров, дающей удовлетворительное согласие с результатами. Специальные исследования (Iizumi et al., 2009; Tao et al., 2009) показали, что ошибки при прогнозной оценке урожаев с помощью этих моделей очень велики по сравнению с ошибками в (исторический) период калибровки модели.

*Эмпирико-статистические (inventory-based)* прогнозные модели основаны на сравнении измеренных данных об урожаях и возможной интерполяции полученных результатов в будущее с использованием климатических моделей и сценариев. Их принято делить на три группы.

*Модели временных рядов* рассматривают урожаи как функцию факторов среды во времени, например, как функцию температур и осадков в данном небольшом участке. Они могут, в принципе, улавливать изменение урожаев во времени, но данные многолетних наблюдений для них часто ограничены немногими местами.

*Пространственно-временные модели* должны принимать общие параметры для всех мест.

*Пространственные модели* могут быть подвержены ошибкам от опущенных переменных, таких как качество почв или внесение удобрений, которые меняются в пространстве.

Главное достоинство статистических моделей – они ограниченно полагаются на данные калибровки в поле, а также их прозрачная оценка неопределенностей в модели. Например, если модель плохо представляет отклик урожая на климат, то это будет отражено низким коэффициентом детерминации ( $R^2$ ) между наблюдаемыми и предсказанными величинами, а также широким доверительным интервалом вокруг предсказаний модели. Хотя process-based модели теоретически могут быть связаны с аналогичными статистиками, на практике это не делается (Lobell, Burke, 2010).

Глобальные модели изменения климата оценивают также и средний дисбаланс солнечной энергии, вызванный парниковым эффектом и аэрозолями. Этот дисбаланс, рассчитанный с помощью модели НАСА GISS, составлял на 2005 год  $0,85 \pm 0,15$  Вт/м<sup>2</sup>; он был проверен по измерениям тем-

пературы океанов за десять лет, с удовлетворительными результатами проверки (Hansen et al., 2005). Эта величина представляет собой разность между приходящей солнечной энергией и излучаемой Землей в космос. Климатическая чувствительность Земли (нагрев при увеличении дисбаланса на  $1 \text{ Вт/м}^2$ ) была оценена как  $0,75 \pm 0,25^\circ\text{C}$  на  $1 \text{ Вт/м}^2$ , но из-за тепловой инерции планеты нужно 25–50 лет, чтобы Земля нагрелась на 60% этой величины (Hansen et al., 2005).

Оценка неопределенностей (ошибок) прогнозных моделей зависит от неопределенностей в используемых климатических моделях. Сегодня нет теоретических оснований отдать предпочтение той или иной из более чем 20 известных климатических моделей (Burke et al., 2015). Помимо самих климатических моделей, имеются также ряд *сценариев* эмиссии парниковых газов. Обычно данная климатическая модель имеет возможность использовать несколько таких сценариев (Burke et al., 2015). Наиболее известными являются мягкий (медленный) сценарий B1, средний A1B и жесткий (быстрый) сценарий A2. Эти и другие сценарии были введены МГЭИК (Межправительственная комиссия экспертов по изменению климата) и известны как сценарии SRES, от слов Special Report on Emissions Scenarios (Adhikari et al., 2015).

Наиболее мягкий сценарий B1 отвечает быстрому экономическому росту с акцентом на устойчивости и окружающей среде, рост населения достигает пика в 2050 г. и далее падает, преобладает использование энергии от неископаемого топлива и предполагается относительно низкий рост эмиссии парниковых газов. Средний сценарий A1B (наиболее популярный) отвечает быстрому экономическому росту и глобальному экономическому развитию при сбалансированном использовании ископаемых и неископаемых источников энергии, когда рост населения достигает пика в 2050 г., далее падает и предполагается умеренный рост эмиссии парниковых газов. Жесткий сценарий A2 отвечает регионально поделенному экономическому развитию, глобальное население непрерывно растет, осуществляется по-

следовательное использование ископаемого топлива и предполагается относительно быстрый рост эмиссии парниковых газов (Adhikari et al., 2015). На Рис.5.1 показаны прогнозы различных климатических моделей по этим трем сценариям.

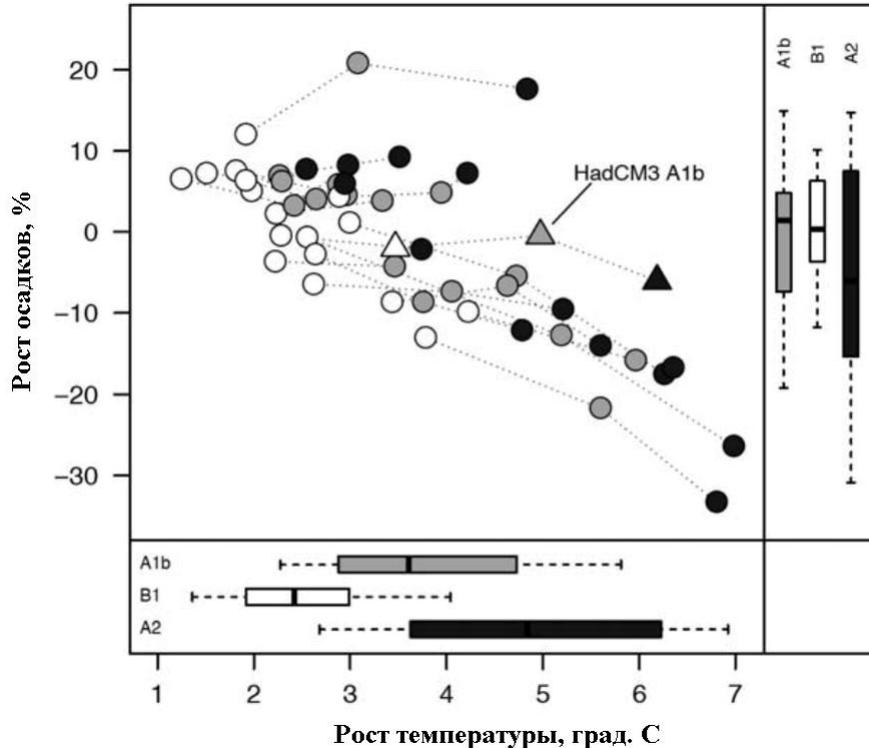


Рис.5.1. Прогноз изменения климата на 2080–2100 гг. по отношению к 1980–2000 гг. для выращивающих кукурузу областей США по различным климатическим моделям и сценариям эмиссии. Сценарий В1 представлен белым, А1В – серым, А2 – черным. Прогнозы по модели Hadley (HadCM3) показаны треугольниками. Из (Burke et al., 2015).

Из Рис. 5.1 видно существенное расхождение климатических моделей даже при одном сценарии. Особенно существенна неопределенность для прогноза осадков, так что нередко неясен даже знак их изменения. Между тем отмечается, что для ряда сельскохозяйственных культур, включая пшеницу, кукурузу, рис и сою, изменение осадков важнее изменения температуры (Iglesias et al., 2000; Lobell, Field, 2007; Lobell, Burke, 2008, 2010). В то же время, прогнозы изменения урожаев нередко предсказывают не реалистично большую роль температуры по сравнению с осадками. Дело в том, что климатические модели обычно выбирают вариабельность осадков, близкую к исторически наблюдаемой, в то время как она растет, т.е. уча-

щаются и становятся более суровыми засухи и т.п., так что внутрисезонная вариабельность осадков, которая обычно не учитывается в глобальных моделях, на самом деле может быть очень важна (Lobell, Burke, 2008; Moore, Lobell, 2014).

В некоторых работах (напр., Lobell et al., 2008; Lobell, Burke, 2010; Burke et al., 2015) предлагалось использовать среднее или медианное по десяткам климатических моделей для оценки неопределенности в прогнозируемых урожаях. Однако, в литературе такой подход в основном не поддерживается (Burke et al., 2015) хотя бы потому, что климатические модели нельзя считать независимыми. Например, при прогнозе осадков почти во всех климатических моделях предполагается, что стандартное отклонение в прогнозируемых осадках близко к наблюдаемому исторически (Lobell, Burke, 2008), что не согласуется с известным представлением о росте вариабельности климата, включая увеличение частоты и продолжительности засух (Moore, Lobell, 2014; Adhikari et al., 2015).

Глобальное изменение урожая шести основных культур (пшеница, рис, кукуруза, соя, ячмень и сорго) за историческое время (1961–2002 гг.) оценивали с помощью эмпирико-статистических моделей разностного типа, т.е. изменения урожая рассматривали как функцию изменения минимальной и максимальной температур и осадков за вегетационный период для каждого десятилетия этого периода (Lobell, Field, 2007). Производству этих культур отвечает свыше 40% площади возделываемых земель, 55% мясных калорий и свыше 70% корма для животных. Эти авторы отмечают, что вычитание уменьшает влияние трудно поддающейся учету истории полей (медленно меняющуюся роль менеджмента). Было найдено, что такие изменения значимо отрицательны главным образом за время потепления, 1981–2002 гг., для трех из этих культур: пшеницы, кукурузы и ячменя. Коэффициенты детерминации  $R^2$  были невысокими (пшеница 0,41; рис 0,29; кукуруза 0,47; соя 0,52; ячмень 0,65; сорго 0,29). Для пшеницы, кукурузы и ячменя авторы оценили потери урожая как небольшие, 2–3%. Од-

нако в абсолютном исчислении это 19 миллионов тонн в год для пшеницы, 12 для кукурузы и 8 для ячменя, или 2,6, 1,2 и 1,0 миллиарда долларов США в год по ценам 2002 года. Для пшеницы и ячменя это соответствует производству этих культур в Аргентине за 2002 год.

Неясно, впрочем, связаны эти оценки с изменением климата или же с неучтенными факторами, например, с неоднородным по времени внесением удобрений или ирригацией, т.к. последние два фактора не учитывались. В ряде работ отмечается несогласие глобальных моделей изменения урожая друг с другом (Lobell, Burke, 2008; Nelson et al., 2014). Отчасти это вызвано ненадлежащим учетом рельефа, хотя бы даже высоты.

Например, в горных районах Восточной Африки (горные области Эфиопии и Кении) лимитирующим фактором для выращивания пшеницы является температура (ожидается, что рост  $T$  здесь повысит урожай), в то время как в низинных областях того же региона важнее водный режим (Adhikari et al., 2015). Не меньшее значение может иметь учет пространственной неоднородности распределения энергии солнечной радиации, которое зависит не только от широты, но и от макро- и мезосклонов. Сведение предикторов глобальных моделей урожая к одним лишь температурам и осадкам может делать результаты анализа не слишком реалистичными, чему обычно отвечают низкие  $R^2$  (Рис.5.2).

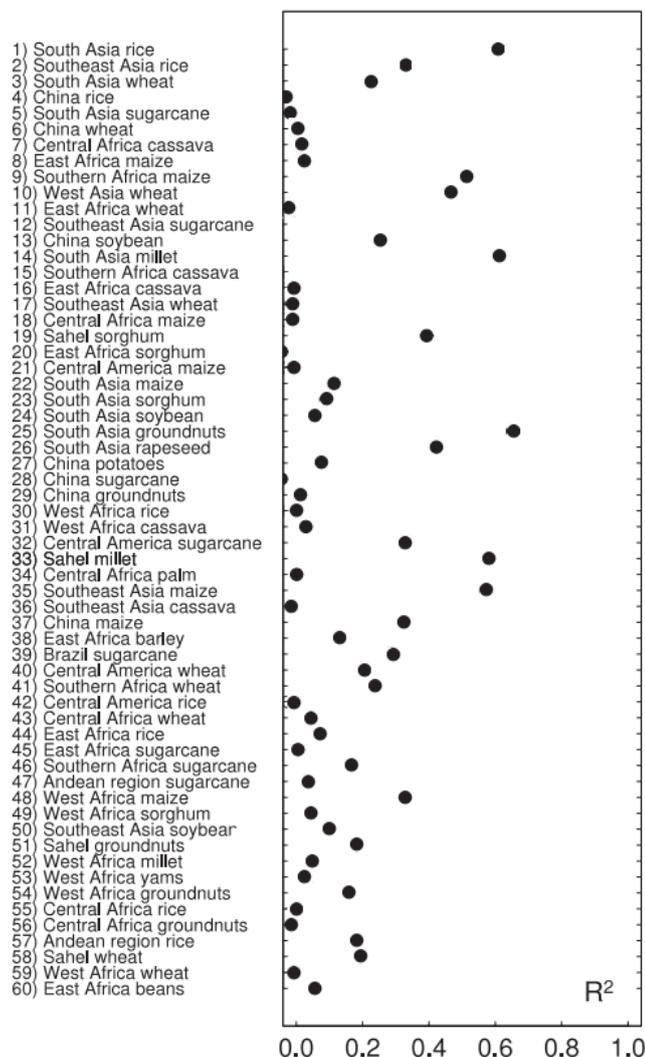


Рис.5.2. Результат подгонки моделей к историческим данным об урожаях для шестидесяти культур/регионов и климату вегетационного периода (Lobell, Burke, 2008). На графике видны в основном низкие  $R^2$ .

Потенциально важной особенностью изменения климата является асимметричное между днем и ночью потепление. В работе (Lobell, Ortiz-Monasterio, 2007) изучается влияние ночных минимальных температур ( $T_{min}$ ) и дневных максимальных температур ( $T_{max}$ ) на урожаи поливной яровой пшеницы в трех местах в Мексике и Калифорнии. Такие процессы как фотосинтез и транспирация сконцентрированы в дневные часы и потому должны быть более чувствительны к  $T_{max}$ , в то время как дыхание происходит днем и ночью. Однако обычно в исторических данных  $T_{min}$  и  $T_{max}$  вегетационного периода тесно коррелируют друг с другом в большинстве регионов. Поэтому авторы выбрали участки, где эта корреляция

незначима. Предыдущие анализы показывали противоречивые результаты по влиянию  $T_{\min}$  и  $T_{\max}$  на урожаи, что было объяснено тесной отрицательной связью между  $T_{\min}$  и солнечной радиацией, а потому прямое влияние  $T_{\min}$  на урожаи не требовалось для объяснения результатов. В цитированной работе солнечная радиация измерялась, но в целом, она не часто используется для оценки урожаев.

В работе (Lobell, Burke, 2008) отмечено, что осадки чрезвычайно важны для сельского хозяйства. Исторически, большие бедствия в производстве сельскохозяйственных культур происходили от засух, вызванных аномально низкими осадками. В то же время, прогноз региональных осадков оказался очень трудной задачей, так что лидирующие климатические модели часто не согласуются даже по знаку прогнозируемых осадков (см. Рис.5.1 выше). Эти два широко распространенных наблюдения привели многих авторов к представлению, что улучшение прогноза осадков является ключевым узким местом для уменьшения неопределенностей в прогнозе воздействия изменения климата на сельское хозяйство.

В работе (Schlenker, Roberts, 2009) показано, что рост температуры до определенного значения не сопровождается значимым изменением урожаев, но дальнейший рост температуры приводит к их резкому снижению. Это наличие порогового значения температуры вполне ожидаемо, но затрудняет использование исторических временных рядов климатических данных для прогнозирования урожаев на большие сроки. В связи с различием подходов к моделированию, глобальные и континентальные оценки урожаев сильно расходятся. Например, оценки изменения урожаев кукурузы, сои и хлопка в США с использованием модели резко нелинейного падения урожаев при температурах выше критических ( $29^{\circ}\text{C}$  для кукурузы,  $30^{\circ}\text{C}$  для сои и  $32^{\circ}\text{C}$  для хлопка) дали прогноз сильного падения урожаев этих культур в США (30–46%) к 2030 г. и очень сильного (63–82%) к 2085 г. по модели HadCM3 и ряду сценариев, от наиболее мягкого до наиболее жесткого (Schlenker, Roberts, 2009). Другие же прогнозы были на порядок

оптимистичнее, например, падение на 10% урожаев кукурузы в Африке и Латинской Америке в 2055 году (Jones, Thornton, 2003) или прогноз роста урожаев в мире от  $-0...-13\%$  до  $+8...+22\%$  к 2050 году (Müller et al., 2010). Эти два диапазона прогнозов (сами диапазоны обусловлены различием климатических моделей и сценариев) получены этими авторами без учета увеличения концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере и с учетом этого увеличения, соответственно. О возможном приросте урожаев за счет увеличения концентрации  $\text{CO}_2$ , впрочем, ведутся споры (см. Müller et al., 2010).

Анализ набора исторических данных по выращиванию кукурузы в Африке южнее Сахары также выявил нелинейную зависимость урожайности от потепления, но и показал важность почвенной влаги в условиях увеличения температур (Lobell, Schlenker, 2011; Lobell et al., 2011). Так, каждый день с температурой выше  $30^\circ\text{C}$  снижал конечный выход урожая на 1% при оптимальных условиях увлажнения и на 1,7% – в условиях засухи. Авторы приходят к заключению о ключевой роли влаги в способности кукурузы справиться с жарой. Основные механизмы водного стресса при созревании кукурузы в условиях возрастания температур действуют двумя способами: путем увеличения спроса на влагу в почве, чтобы выдержать заданную скорость ассимиляции углерода, а также путем снижения почвенной влажности из-за возрастающего испарения (Lobell et al., 2013). Было также показано, что потепление представляет еще бóльшую проблему для пшеницы, чем подразумевалось в предыдущих модельных исследованиях, поскольку высокие температуры вызывают у пшеницы прекращение формирования зерна (Генкель, 1969; Lobell et al., 2012). Предлагалось оценивать прогнозы сельскохозяйственных культур по результатам изменений урожаев от изменения погоды за последние 28 лет (1980–2008 гг.) по тем территориям, где температурные изменения за это время превысили одно стандартное отклонение исторической изменчивости от года к году (Lobell et al., 2011).

Мы будем различать для дальнейшего участки глобальной протяженности (или близкие к ним, например, Африка южнее Сахары) от региональных (размером несколько градусов по широте и долготе) и локальных (одно или несколько сельскохозяйственных полей).

Наболее детальные измерения ведутся обычно для локальных участков, но закономерное пространственное изменение характеристик климата (температур и осадков) в них меньше ошибок в этих характеристиках, а потому климат в них представлен лишь несколькими показателями, не меняющимися в пространстве. В то же время, как уже отмечалось, ряды непрерывных наблюдений по времени редки. Это не позволяет построить содержательные прогнозные модели для локальных участков.

Урожайам на участках глобальной протяженности посвящено множество работ (см. ниже), однако, подробность описания точек наблюдения в них существенно ограничена в имеющихся наборах данных. Рельеф чаще всего не учитывается, за исключением неколичественного учета высоты в немногих работах (напр., Jones, Thornton, 2003; Adhikari et al., 2015).

Как ни странно, участки региональной протяженности изучались очень мало, хотя здесь есть возможность учитывать и закономерное изменение климата в пространстве, и рельеф, перераспределяющий энергию солнечной радиации по склонам. Совместный учет различных факторов рассматривается в литературе как важный (Генкель, 1969; Lobell, Burke, 2010).

Используемые данные и модели урожаев не всегда позволяют выражать результаты картами. Легче всего было строить карты для участков глобальной или субконтинентальной протяженности, для которых изменения климата в пространстве достаточно велики. Поэтому таких работ сравнительно много (Jones, Thornton, 2003; Schlenker, Roberts, 2006; Müller et al., 2010; Tatsumi et al., 2011; Avnery et al., 2013; Shrestha et al., 2013; Blanco et al., 2014; Moore, Lobell, 2014; Adhikari et al., 2015; Huang, 2016 и др.), прогнозные региональные и локальные карты урожаев нам неизвестны. Между тем, пространственная изменчивость обычно не мала, так что для стран

Европейского Союза в прогнозе на 2020 год различие в изменении урожаев между странами достигает 10 (Shrestha et al., 2013). Поэтому, и поскольку региональные прогнозные исследования используют наиболее подробные данные об урожаях и особенностях климата, они особенно важны для принятия решений. В России к концу XXI века прогнозируют по среднему сценарию A1B следующий средний рост урожаев по сравнению с началом века (Tatsumi et al., 2011): –8,28% пшеница, –9,24% картофель, –10,73% соя, +11,45% рис, –11,50% кукуруза (рост положителен лишь для риса). Однако представленные в этой работе карты мира очень неподробны, а глобальный характер этого прогноза не позволяет даже уточнить, о какой пшенице идет речь, яровой или озимой, в условиях полива или нет.

В связи с прогнозами урожаев отметим еще два недостаточно изученных обстоятельства. Первое заключается в негативном влиянии приповерхностного озона O<sub>3</sub> на сельскохозяйственные культуры. В США и странах Евросоюза по этому вопросу проводились обширные исследования, но в других странах такие исследования неизвестны (Avnery et al., 2013). Второе состоит в недостаточно изученном позитивном влиянии возрастающей концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере на урожаи (Müller et al., 2010).

Из 22 известных видов пшеницы наибольшие площади посевов в России заняты мягкой пшеницей *Triticum aestivum* L., которая изучается и здесь; больше половины площади пшеницы в умеренных широтах выращивают как озимую пшеницу этого вида (Генкель, 1969). Эта пшеница обычно используется для производства хлебобулочных изделий, в то время как твердая пшеница – для производства макаронных изделий. Изучению связи характеристик урожая пшеницы с рассматриваемыми порознь факторами среды, физиологических механизмов этой связи (Генкель, 1969; Уланова, 1975; Долгий-Трач, 1986; Дуденко и др., 2002; Viglizzo et al., 2003; Петрова, Ерошенко, 2006; Amthor, 2007; Jørgensen, Jørgensen, 2007; Greene, Maxwell, 2007; López-Bellido et al., 2008; Song et al., 2010; Кулинцев и др., 2013 и др.) и оценкам устойчивости пшеницы к действию факторов среды

(Генкель, 1969; Петрова, 1986; Николаев, 1994; Weiss et al., 2003; Si, Farrell, 2004; Cabas et al., 2010; Сиротенко и др., 2011 и др.) посвящены многие исследования, однако мало сведений есть о совместном влиянии различных факторов среды (рельефа, климата и почв одновременно) на характеристики урожая пшеницы. Практически не рассматривались эти влияния на участках местности региональной протяженности сотни километров и для масштабов, отвечающих высокому пространственному разрешению (~600 м). Изучение физики атмосферы (Floors et al., 2014) выявило, что турбулентные потоки воздуха близ земной поверхности физически усредняют температуру воздуха на расстояниях в сотни метров, то есть для учета микроклимата важны не столько малые формы рельефа, сколько формы мезорельефа. Поэтому используемое ниже разрешение 600 м подходит для учета мезорельефа и микроклимата.

В получаемых из данных метеостанций характеристиках климата в значительной мере теряется биологически важная информация о микроклимате. Последний возникает вследствие перераспределения тепла рельефом (Романова, 1977; Романова и др., 1983; Hwang et al., 2011; Floors et al., 2014), но метеостанции обычно располагают на горизонтальных участках размером ~30–100 м. Рельеф дает возможность частично восстанавливать информацию о микроклимате. В исследованиях по пшенице предпринимались попытки использовать рельеф, в основном на участках локальной протяженности (Yang et al., 1998; Walley et al., 2001; Si, Farrell, 2004; Basso et al., 2009; Xu et al., 2009; Ferrara et al., 2010). Однако они были очень фрагментарны и основывались на неколичественном описании относительного положения в рельефе (Walley et al., 2001; Basso et al., 2009) или на очень немногих МВ (Yang et al., 1998; Walley et al., 2001; Si, Farrell, 2004; Basso et al., 2009; Xu et al., 2009; Ferrara et al., 2010). Очень часто роль рельефа как перераспределителя тепла и света вообще игнорировалась. Модели урожая пшеницы использовали характеристики погоды, почв, удобрений и агротехнических приемов, игнорируя микроклимат. В России

это осуществлялось на уровне средних для округов или субъектов федерации (Николаев, 1994; Сиротенко и др., 2011), как, впрочем, и в мире, в случае прогнозных исследований (Moore, Lobell, 2014; Adhikari et al., 2015; Huang, 2016 и др.). На средних и крупных масштабах исследования методами предсказательного моделирования (напр., Alvarez, Grigera, 2005) не учитывали рельефа и не приводили к картам. Хотя в нескольких исследованиях была показана тесная отрицательная связь ( $R^2 = 0,8$ ) урожая озимой пшеницы с крутизной, эти исследования носили очень частный характер, поскольку относились к полугорным участкам Италии (Ferrara et al., 2010) или к отдельным полям в США (Yang et al., 1998). В работе (Jancauskas et al., 2007) была найдена вызванная водной эрозией тесная связь ( $R^2 = 0,79$ ) между урожаем озимого ячменя и крутизной для крутых ( $3-15^\circ$ ) склонов верховых полей Литвы, что также носит частный характер (в работе (Xu et al., 2009) отмечено, что склоны крутизной больше  $15^\circ$  вообще имеет смысл исключать из сельскохозяйственного землепользования).

Т. Осборн с соавт. (Osborn et al., 2007) показали, что не только климат влияет на рост и развитие сельскохозяйственных культур, но и одновременно изменения площади листьев и высоты растений в период вегетации могут изменять характеристики приповерхностного слоя, которые являются важными детерминантами поверхностных потоков тепла и влаги. По мнению некоторых исследователей, изучение воздействия изменения климата на земную биосферу сегодня происходит в основном без учета комплексного характера влияния факторов. Поэтому более корректная оценка воздействия изменения климата на продовольственную безопасность требует разработки моделей, в которых используется не только один фактор, но комплекс факторов в их взаимодействии (Сиротенко и др., 2011; Osborn et al., 2015).

Во Всероссийском научно-исследовательском институте сельскохозяйственной метеорологии (ВНИИСХМ) в г. Обнинске была создана система численного мониторинга изменений климата, углеродного режима почв и

продуктивности агросферы (Сиротенко и др., 2011). Эта система включает прогностические возможности на основе имитационного моделирования. Анализ многолетних показателей погоды с 1976 по 2010 гг. этой системой позволил получить обновленные тренды агроклиматических показателей. Например, выявлено, что в Центральном федеральном округе за этот период произошло возрастание температуры зимы на  $0,74^{\circ}\text{C}$ , лета на  $0,73^{\circ}\text{C}$  и заметное снижение летних осадков на 14 мм. За этот же период обусловленная климатом составляющая урожайности озимой пшеницы в округе возросла на 1,9%, а в Приволжском федеральном округе на 7,1%. Ведущую роль в изменении урожайности сельскохозяйственных культур, помимо показателей климата, авторы системы приписывают влагозапасам почвы и содержанию лабильного органического вещества (Сиротенко и др. 2011).

Рассмотрение важных факторов для показателей урожайности, в том числе за несколько десятилетий, в базовый период в целом, обычно не включает рельеф<sup>1</sup>. Возможно, это связано с тем, что нахождение сельскохозяйственных полей предполагается на ровных горизонтальных участках местности. Между тем в матрицах рельефа крайне редко встречаются элементы с крутизной, равной нулю или очень близкой к нулю. Поэтому поля располагаются на мезосклонах, которые практически всегда характеризуются определенной экспозицией и соответствующей освещенностью. Освещенность зависит одновременно от экспозиции, крутизны склонов и эффективного положения Солнца, т.е. может быть определена для каждого склона при самых разных азимутах.

---

<sup>1</sup> Одно из немногих интересных исключений составляет работа шведских авторов (Persson et al., 2005) по изучению связи урожайности картофеля (*Solanum tuberosum* L) с рельефом на крупном масштабе в центральной Швеции. В этой работе рельеф характеризуется рядом МВ, таких как высота, крутизна, экспозиция и набором индексов, близких к площади сбора, топографическому индексу и т.д. К сожалению, среди этих характеристик рельефа отсутствовала освещенность (хотя авторы и отмечают ее предполагаемую важность), и объяснено было лишь 20% пространственной изменчивости урожая картофеля (ср. 59% для картофеля с учетом освещенности в работах (Шарый и др., 2012б; Шарый, 2016).

Если прогнозируемые изменения урожайности зерновых культур на континентах планеты к 2050 г. характеризуются диапазоном от резкого снижения до существенного возрастания из-за прогнозируемых неоднородностей климатических изменений, то на региональных масштабах остается незатронутым вопрос – может ли влиять рельеф посевных площадей на прогнозируемую урожайность этих культур? Этот вопрос особенно актуален в связи с неожиданным обнаружением характеристики мезорельефа, которая явилась главным фактором пространственной неоднородности урожайности озимой пшеницы (Шарый и др., 2012а). Этот фактор является наиболее важным для одного из районов территории Центральной Европейской части России даже при сравнении с климатическими характеристиками. Обнаруженная характеристика – относительная освещенность склонов (раздел 2.2), которая рассчитывается из матрицы высот земной поверхности, учитывает крутизну и экспозицию склонов и выражается в процентах. Эти проценты характеризуют, насколько падающие на склон лучи близки к перпендикулярному к земной поверхности направлению. От значений освещенности зависят термический, гидрологический и световой (ФАР) режимы склонов сельскохозяйственных полей и, соответственно, условия развития культур.

Целью данной главы является построение пространственно-временных моделей урожайности озимой пшеницы с учетом влияния рельефа, климата и типов почв, а также получение оценки влияния освещенности склонов на прогнозируемую урожайность: насколько изменится прогнозируемая урожайность, если учитывается освещенность мезорельефа.

### ***5.2. Учет рельефа, осадков и типов почв***

Методы расчета моделей и построения региональной карты урожайности озимой пшеницы для базового периода описаны выше (раздел 2.3) и подробно изложены в (Шарый и др., 2011). Данные об урожайности взяты из базы данных «Агрогеос» (Сычев и др., 2008), о рельефе – SRTM30 (Ro-

driguez et al., 2005), о климате – WorldClim (Hijmans et al., 2005), о почвах – из почвенной карты масштаба 1:2,5 млн. Подходы для оценки прогнозной урожайности описаны ниже. Регион исследования – западная часть бассейна р. Оки площадью  $4^{\circ} \times 3^{\circ}$ , использовалась матрица мезорельефа разрешения 600 м (Шарый и др., 2011) и данные по урожайности (объем выборки 41).

В качестве характеристики урожая мы использовали усредненную по годам максимальную **прибавку** урожая озимой пшеницы, которая есть **разность между максимальным урожаем с оптимальной дозой удобрений и урожаем без внесения удобрений – контролем**. Такой прием, как уже отмечалось (раздел 5.1), позволяет уменьшить роль истории полей и увеличить тесноту связи прибавки с факторами среды. Средняя прибавка от применения оптимальных доз удобрений по региону составляет 59,5% от контроля (Таблица 5.1).

Таблица 5.1. Показатели урожайности для разных типов почв в западной части бассейна р. Оки.

Средние значения	Дерново- -подзолистые	Серые лесные	Чернозем	Весь регион
Контроль, ц/га	20,69	19,72	20,60	19,63
Опыт, ц/га	23,79	26,54	25,37	25,91
Максимальный опыт, ц/га	30,37	31,82	29,50	31,31
Прибавка, ц/га	14,98	11,11	9,66	11,68
Прибавка, %	72,41	56,31	46,90	59,50

Следует отметить, что пространственная изменчивость прибавки внутри одного ареала почв значительно превосходит ее изменение между самими ареалами (Рис.5.3). Такая сильная вариабельность урожайности одной культуры, выращиваемой в условиях применения оптимальных доз удобрений, может объясняться изменениями мезорельефа.

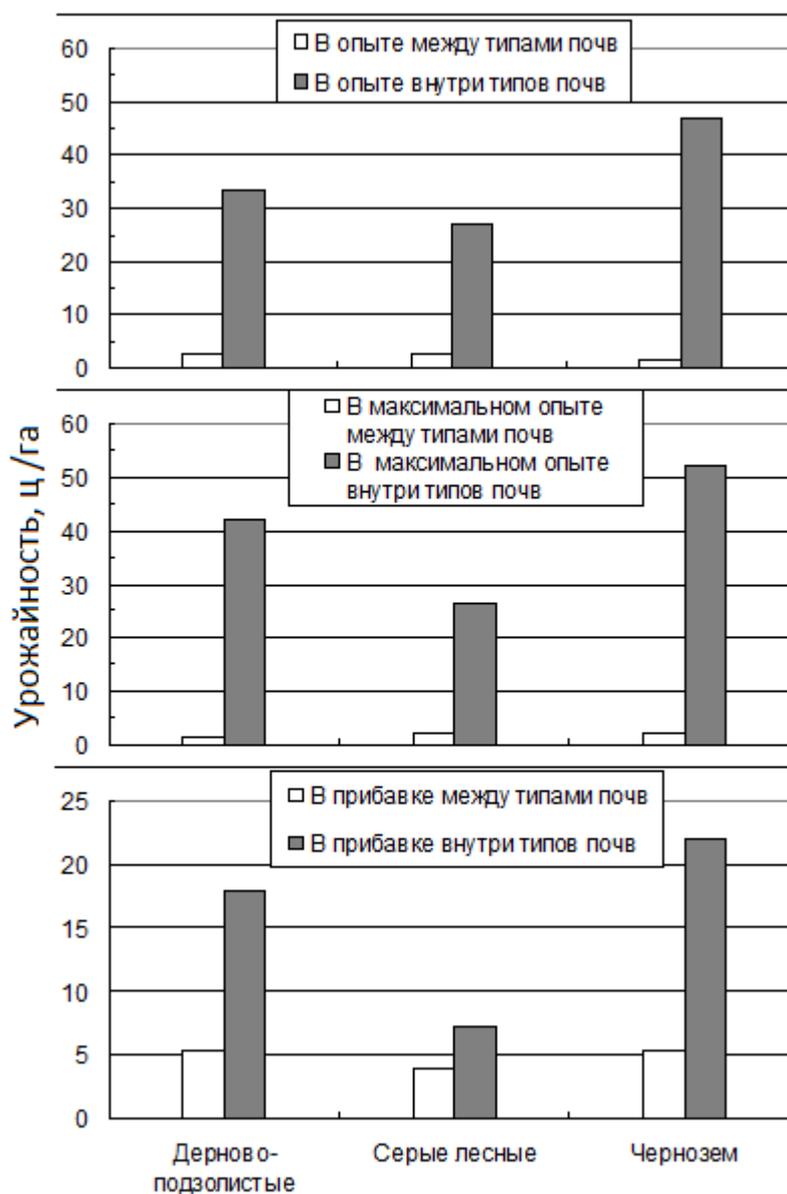


Рис.5.3. Максимальная разница в показателях урожайности озимой пшеницы между типами почв и внутри одного почвенного ареала.

Действительно, уравнение множественной регрессии для максимальной прибавки урожая озимой пшеницы показывает, что первым и самым значимым предиктором является характеристика рельефа – освещенность склонов<sup>2</sup>:

<sup>2</sup> Освещенность есть характеристика рельефа, зависящая от крутизны и экспозиции склонов, но она также зависит от азимута Солнца, который мы находим из статистических сравнений. Обычно освещенность выражается в процентах (за 100% берется перпендикулярное падение солнечных лучей), но ее можно выразить и в энергетических единицах, в Вт/м<sup>2</sup> (Shary et al., 2002).

$$\begin{aligned} \text{Прибавка} = & 4.269 \cdot F(35,230)_{+7.16} + 3.117 \cdot P_{\text{фев}}_{+5.73} + 0.3771 \cdot I \cdot P_{\text{фев}}_{+5.64} - \\ & - 0.3034 \cdot P_{\text{Год}}_{-4.90} - 138.6, \\ R^2 = & 0.740 \quad (Degr = 6.9\%), \quad P < 10^{-6}. \quad (5.2.1) \end{aligned}$$

Здесь  $F(35^\circ, 230^\circ)$  – освещенность склонов с юго-запада,  $P_{\text{фев}}$  – средние многолетние осадки февраля,  $I$  – индикатор<sup>3</sup>, выделяющий дерново-подзолистый тип почв (равен 1 для дерново-подзолистых почв и 0 – для других),  $P_{\text{Год}}$  – среднегодовая сумма осадков. Все факторы статистически значимы, значимой зависимости между предикторами нет, показатель деградации  $Degr = 6,9\%$  при верификации модели (5.2.1) очень хороший (значительно ниже допустимого 50%, раздел 2.3).

Таким образом, рельеф, климат и типы почв объясняли 74% ( $R^2 = 0,740$ ) изменения прибавки в изучаемом регионе. Все факторы среды в модели (5.2.1) являются статистически значимыми, при этом самый влиятельный из них – **освещенность склонов с юго-запада**. Одна освещенность с юго-запада объясняет от 41% до 76% пространственных изменений прибавки, в зависимости от типа почв (Рис.5.4).

<sup>3</sup> В ареале дерново-подзолистых почв встречаются на исследовательских площадках дерново-подзолистые почвы, дерново-среднеподзолистые и серые лесные слабооподзоленные, в ареале серых лесных почв встречаются серые лесные, серые лесные слабооподзоленные, светло-серые лесные, и темно-серые лесные. В ареале черноземов, расположенного на юге западной части бассейна р. Оки встречаются черноземы оподзоленные и черноземы сильно выщелоченные.

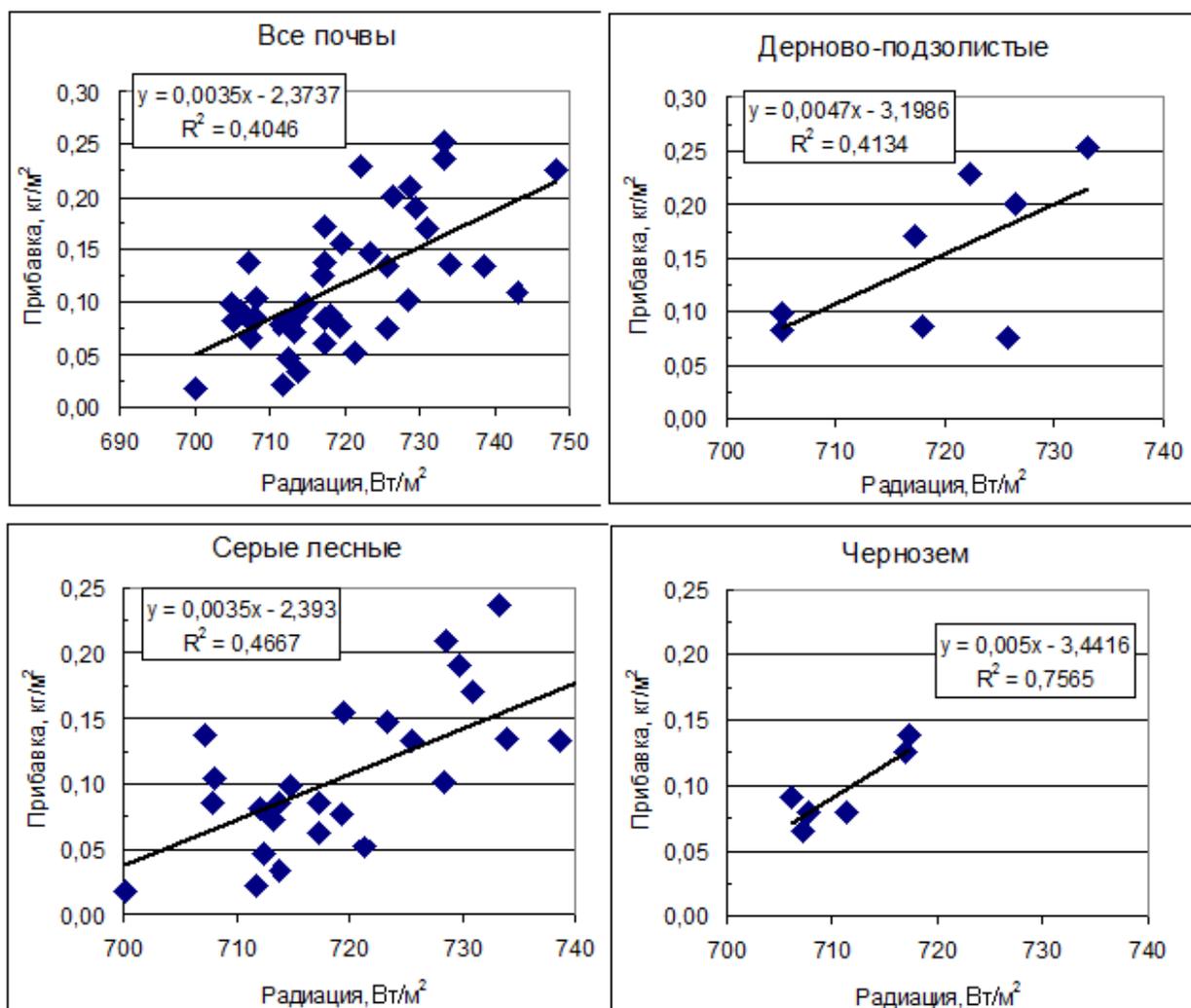


Рис.5.4. Связь прибавки урожая с освещенностью склонов с юго-запада для разных типов почв. Здесь освещенность выражена в Вт/м<sup>2</sup>, она рассчитывалась умножением солнечной постоянной 1250 Вт/м<sup>2</sup>, попадающей на земную поверхность при перпендикулярном падении лучей, на освещенность склонов в процентах, деленную на 100 (Shary et al., 2002).

Следует отметить, что наклоны трендов, сравнивающие плохо и хорошо освещенные склоны внутри каждого типа почв (Рис.5.5). Изменению прибавки на дерново-подзолистых почвах отвечает 5,5 г/Вт, на серых лесных – 2,0 г/Вт и на черноземах – 5,0 г/Вт. Это можно сравнить с такой ситуацией: если лампочка 100 Вт/м<sup>2</sup> будет работать весь вегетационный период в дневное время, то можно получить в дерново-подзолистых почвах 0,55 кг/м<sup>2</sup> прибавки к урожаю, в черноземах – 0,20 кг/м<sup>2</sup>. Энергия 1 Вт/м<sup>2</sup> не мала: она превышает среднюю энергию 0,85 Вт/м<sup>2</sup> потепления (раздел 5.1). Изменение же энергии на склонах составляет около 40 Вт/м<sup>2</sup> (Рис.5.5).

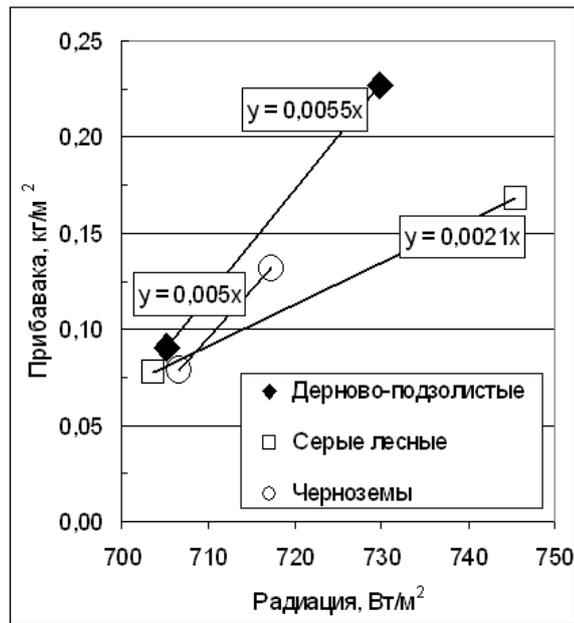


Рис.5.5. Тренды, характеризующие изменение прибавки на плохо освещенных склонах (нижние точки) и хорошо освещенных склонах (верхние точки) в разных типах почв.

Температуры и суммы активных температур не вошли в модель (5.2.1), но зато вошли осадки. Напомним, что недооценка осадков характерна для глобальных прогнозных моделей (раздел 5.1). Тесная положительная связь прибавки урожая с осадками февраля показывает, что для возрастания прибавки необходимо улучшать меры по снегозадержанию при возделывании озимой пшеницы в этом регионе, а с годовыми осадками – необходимо учитывать эффекты вымокания.

1. *Первый подход к прогнозным оценкам, основанный на учете изменения осадков.* Предполагаем, что при прогнозе урожайности до середины текущего века и при относительно слабых (прогнозируемых) изменениях климатических параметров сохранится основной характер зависимостей урожая от климата. Это позволяет нам рассчитать карту будущей урожайности по уравнению (5.2.1) путем замены матриц осадков  $P_{фев}$  и  $P_{год}$  для базового периода на матрицы прогнозируемых климатической моделью НАСА GISS Model E на 2050 г. осадков  $P_{фев-50}$  и  $P_{год-50}$ . Для изучаемого региона возрастание осадков февраля по используемой климатической модели составило **12,3%** (базовый период 30,3 мм, 2050 г. – 34,1 мм)

(Рис.5.6), для годовых осадков прогнозируется возрастание на **4,4%** (базовый период 653 мм, 2050 г. – 682 мм) (Рис.5.7).

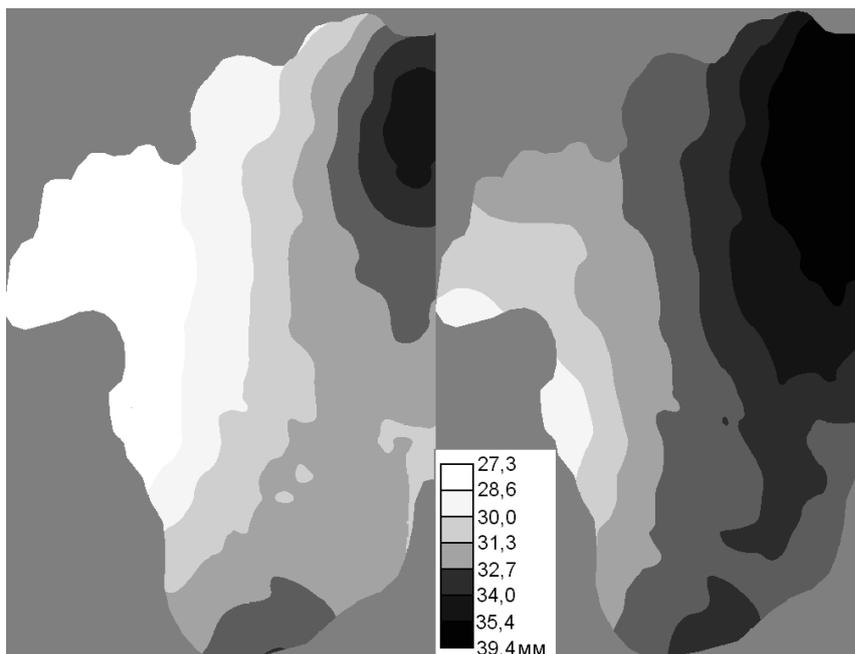


Рис.5.6. Карты суммы осадков февраля для изучаемого района Окского бассейна: слева – для базового периода, справа – для 2050 г. по климатической модели GISS E.

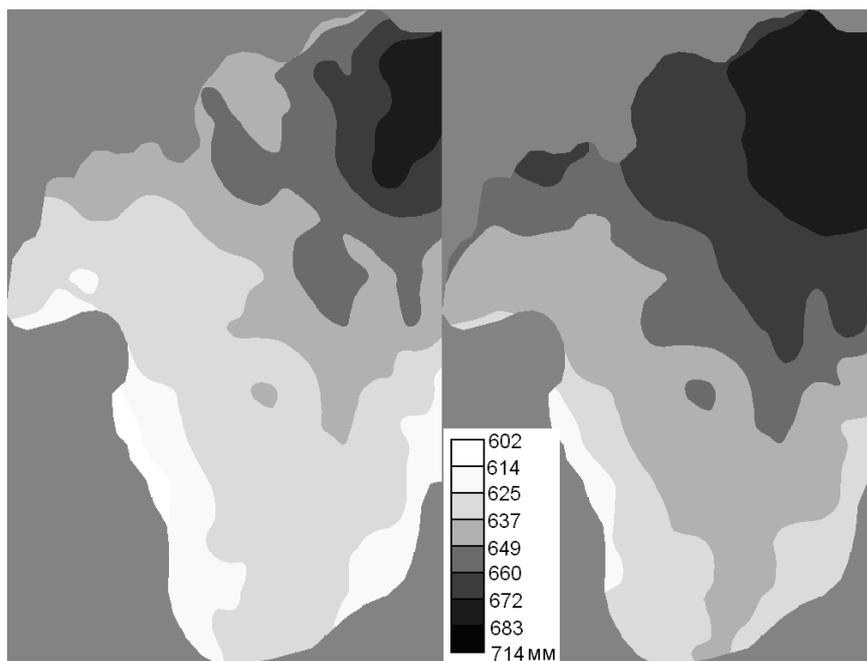


Рис.5.7. Карты суммы годовых осадков для изучаемого района Окского бассейна: слева – для базового периода, справа – для 2050 г. по климатической модели GISS E.

Процентное изменение  $P_{\text{фев}}$  больше изменения  $P_{\text{год}}$  в 2,8 раза. Поэтому можно ожидать, что позитивные эффекты от увеличения осадков февраля, защищающих пшеницу от морозов в самый холодный и ветреный месяц, окажутся сильнее негативных эффектов вымокания урожаев при увеличении суммы годовых осадков.

Если для оценки вклада  $P_{фев}$  в изменение урожаев положить, что  $P_{год-50} = P_{год}$ , то прогнозируемая средняя прибавка возрастает на 75,5% за счет изменения осадков февраля (от 11,7 до 20,5 ц/га). Если же фиксировать  $P_{фев}$ , то прогнозируемая средняя прибавка снижается на 63,2% (от 11,7 до 4,3 ц/га), Рис.5.8.

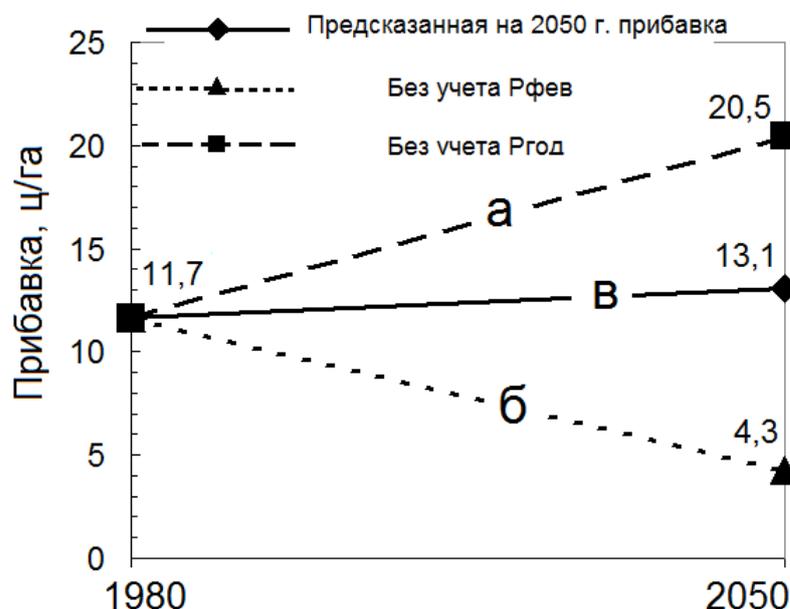


Рис.5.8. Прогнозируемое среднее значение максимальной прибавки урожая на 2050 г. при разных вариантах изменения осадков в 2050 г.:  
 возрастают  
 а) только осадки февраля, б) только годовые осадки, в) те и другие.

Рост средней прибавки по региону к 2050 г. по климатической модели GISS E составит 12,2% (от 11,7 до 13,1 ц/га), Рис.5.9.

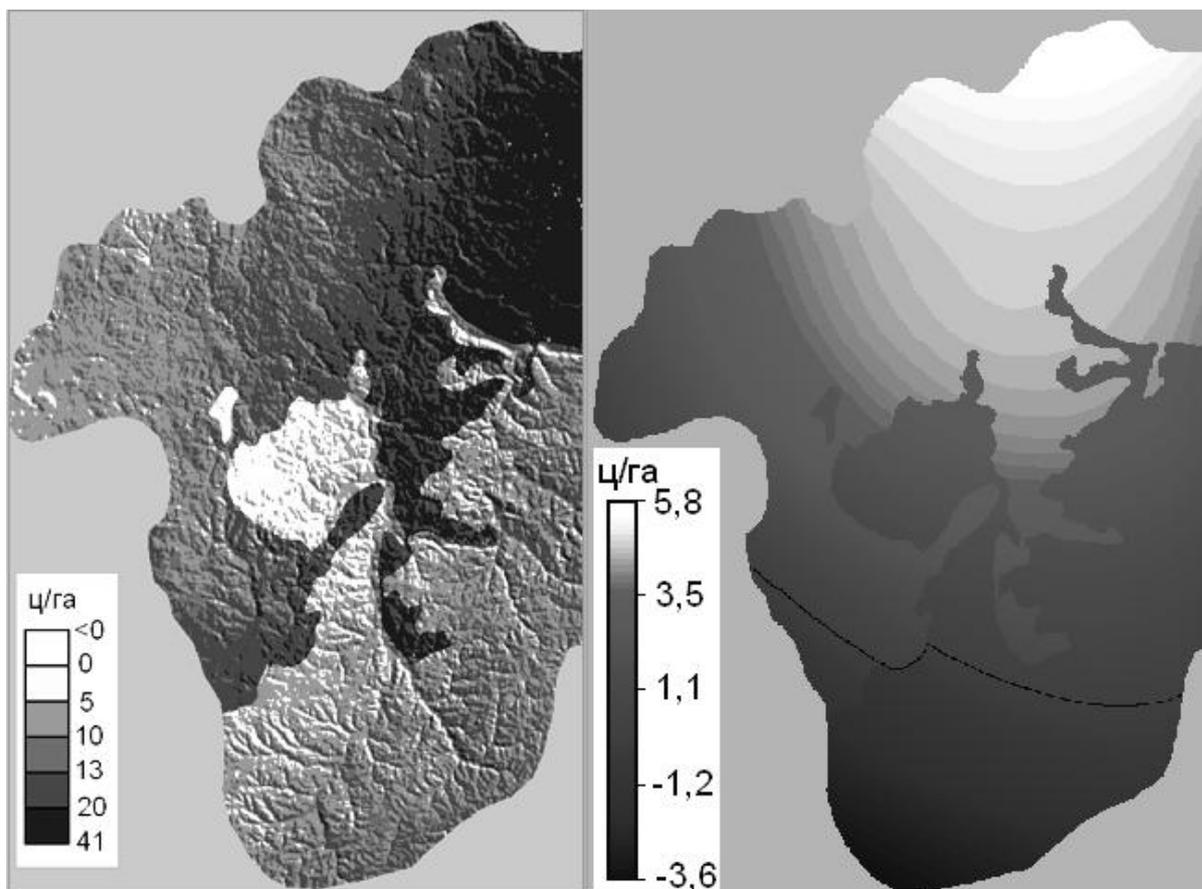


Рис.5.9. Карты прогнозируемой к 2050 г. прибавки урожая. Слева – рассчитанная по модели (5.2.1), справа – ее изменение за период 1980–2050 г.

Заметная пространственная неоднородность прогнозируемой прибавки на карте (Рис.5.9, слева) является результатом изменения прибавки вследствие изменения освещенности склонов, осадков февраля, типов почв и годовых осадков на изученной территории. Однако, карта разности между прибавками прогнозного и базового периодов (Рис.5.9, справа) отражает, по сути, лишь изменение осадков февраля (Рис.5.6) и года (Рис.5.7) с учетом регрессионных коэффициентов в уравнении (5.2.1).

Это является следствием того, что мы приняли предположение о сохранении в будущем основных зависимостей прибавки от выявленных уравнением (5.2.1) факторов. Поскольку к 2050 г. освещенность склонов не изменится (так как не изменится рельеф), в карте изменения прибавки произошло элиминирование связей с этим фактором. Легенды к обеим картам на Рис.5.9 показывают, что и прогнозируемая прибавка, и ее изменение к 2050 г. локально могут характеризоваться отрицательными значениями.

В Таблице 5.2 приведены некоторые показатели, характеризующие пространственную неоднородность максимальной прибавки озимой пшеницы для базового и прогнозного периодов. Из нее видно, что среднее значение прибавки для дерново-подзолистых почв в базовый период на 5,3 ц/га выше, чем для северной части зоны черноземов (15,0 ц/га и 9,7 ц/га, соответственно). Однако, заметно бóльшая разница выявляется, если на территории всего региона сравнить прибавку на склонах разной освещенности: на хорошо освещенных с юго-запада склонах (где освещенность больше среднего по всему региону) средняя прибавка к урожаю на 7,3 ц/га больше, чем на склонах слабо освещенных с юго-запада (15,8 ц/га и 8,5 ц/га, соответственно).

Таблица 5.2. Характеристики прибавки озимой пшеницы на базовый и прогнозный периоды для разных участков региона.

Участки региона	Базовый период			Прогнозный период		
	Средняя ц/га	SD	%*	Средняя ц/га	SD	%*
Весь регион	11,7	±6,0	100,0	13,1	±5,6	112,2
Дерново-подзолистые почвы	15,0	±7,3	128,2	19,4	±6,8	165,8
Серые лесные почвы	11,2	±6,0	95,7	12,2	±4,4	104,3
Чернозем	9,7	±2,8	82,9	9,0	±1,7	76,9
Слабо освещ. с юго-запада склоны всего региона	8,5	±3,6	72,6	10,0	±3,3	85,5
Сильно освещ. с юго-запада склоны всего региона	15,8	±6,1	135,0	17,2	±5,3	147,0

\* – значения прибавки в % (за 100% принимается значение средней прибавки по всей территории изучаемого региона).

Если для всего региона в целом к 2050 г. прибавка вырастет на 12,2%, то внутри него будет присутствовать заметная неоднородность в ее изменении. Так в зоне дерново-подзолистых почв прибавка вырастет по сравнению с базовым периодом на 29,3% (с 15,0 ц/га до 19,4 ц/га), в зоне серых лесных – всего на 8,9% (с 11,2 ц/га до 12,2 ц/га), а в зоне маломощных черноземов ожидается снижение на 7,3% (с 9,7 ц/га до 9,0 ц/га). Изменение прибавки озимой пшеницы на разных типах почв к 2050 г. по модели

(5.2.1) можно сравнить с другими показателями урожайности базового периода с помощью гистограммы на Рис.5.10. Ожидаемая прибавка в дерново-подзолистых почвах к 2050 г., 19,4 ц/га, превысит среднее значение контроля для этой зоны, которое есть средний урожай без применения удобрений (15,4 ц/га). Для серых лесных почв прогнозируемая прибавка составит около 60% от значения контроля базового периода, а для черноземов – 45% от этого же показателя (Рис.5.10).

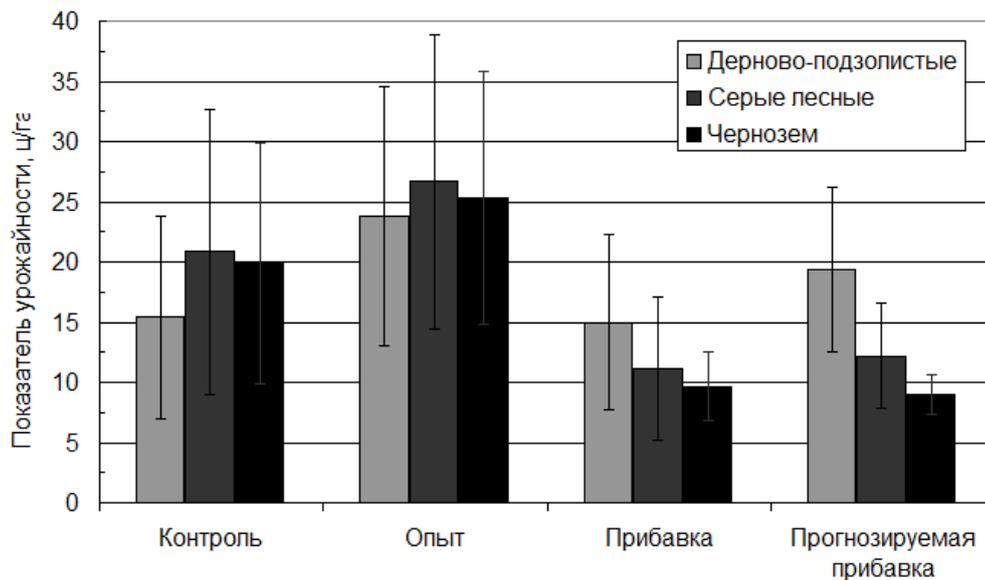


Рис.5.10. Средние показатели урожайности озимой пшеницы изученного региона для разных типов почв; прогнозируемая прибавка рассчитана по модели (5.2.1).

Гистограммы на Рис.5.11 показывают различия средних значений прибавки на хорошо и плохо освещенных склонах для разных почвенных зон. Наиболее заметные различия в прибавке выявляются на склонах зоны серых лесных почв: на хорошо освещенных склонах прибавка к урожаю в **два раза** больше, чем на плохо освещенных для базового периода и в 1,8 раза для прогнозного. В зоне дерново-подзолистых почв это отношение равно 1,7 и 1,5, соответственно, в зоне черноземов 1,4 и 1,3.

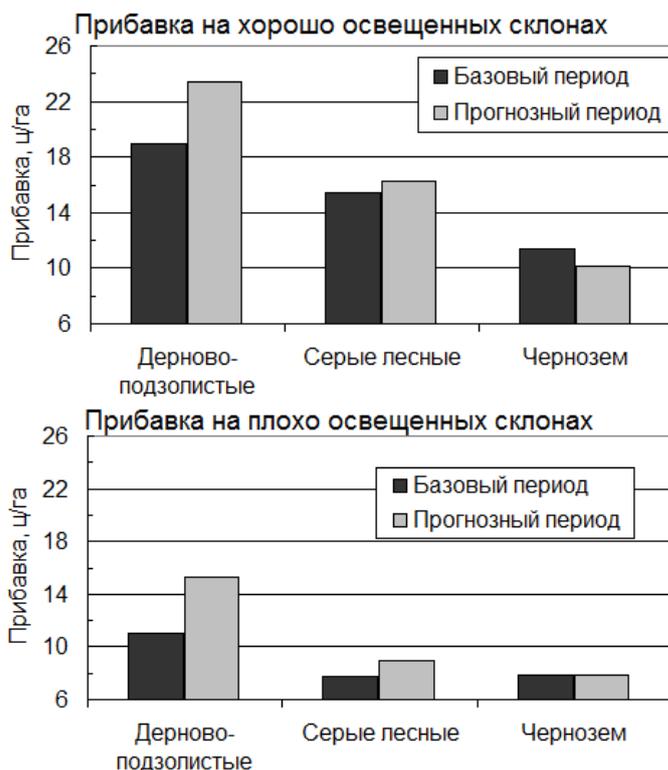


Рис.5.11. Средние значения прибавки озимой пшеницы для базового и прогнозного периодов на хорошо и плохо освещенных склонах в разных почвенных зонах.

2. *Второй подход, позволяющий на карте изменений учесть склоны разной освещенности.* На Рис.5.9 (слева) мы видели, что карта прогнозируемой прибавки отражает пространственные изменения, связанные со склонами разной освещенности, поскольку для ее расчета использовалась модель (5.2.1), имеющая главным предиктором эту характеристику рельефа. Однако карта изменения прибавки во времени к 2050 г. (Рис.5.9, справа) т.е. карта разности матриц прогнозной и базовой прибавки содержит информацию только об изменениях осадков. Чтобы карта изменения прибавки во времени отражала существенные описанные выше различия, создаваемые в регионе мезосклонами разной освещенности, мы ввели в модель перекрестный член: произведение освещенности с юго-запада на осадки февраля. Таким образом, мы учли будущие изменения прибавки на склонах разной освещенности с одновременным влиянием осадков февраля. В итоге получили следующую модель:

$$\text{Прибавка} = 0.05406 \cdot F(35,230) \cdot P_{\text{Фев}+5.76} + 0.006577 \cdot I \cdot F(35,230) \cdot P_{\text{Фев}+5.7} -$$

$$- 0.3053 \cdot P_{\text{Год}_{-4.14}} + 2.582 \cdot F(35,230)_{+3.85} - 40.12;$$
$$R^2 = 0.742 \text{ (} Degr = 6.8\% \text{), } P < 10^{-6}, \quad (5.2.2)$$

где  $F(35,230) \cdot P_{\text{Фев}}$  и  $I_2 F(35,230) \cdot P_{\text{Фев}}$  есть перекрестные члены, представленные произведением освещенности склонов на осадки февраля, и второй дополнительно умножен на индикатор, равный 1 для дерново-подзолистых почв и 0 для всех остальных. Эта модель объясняет 74,2% пространственной изменчивости прибавки, незначимо больше, чем модель (5.2.1) (74,0%). Все предикторы в модели (5.2.2) статистически значимы, а показатель деградации  $Degr = 6,8\%$  достаточно низок, отвечая принятому критерию проверки модели (50%), поэтому по модели может быть рассчитана карта базового периода. Построенные по моделям (5.2.1) и (5.2.2) карты прибавки визуально различаются очень мало. Однако, на карте изменения прибавки (Рис.5.12) видны неоднородности, отражающие различия в ожидаемых изменениях на склонах разной освещенности.

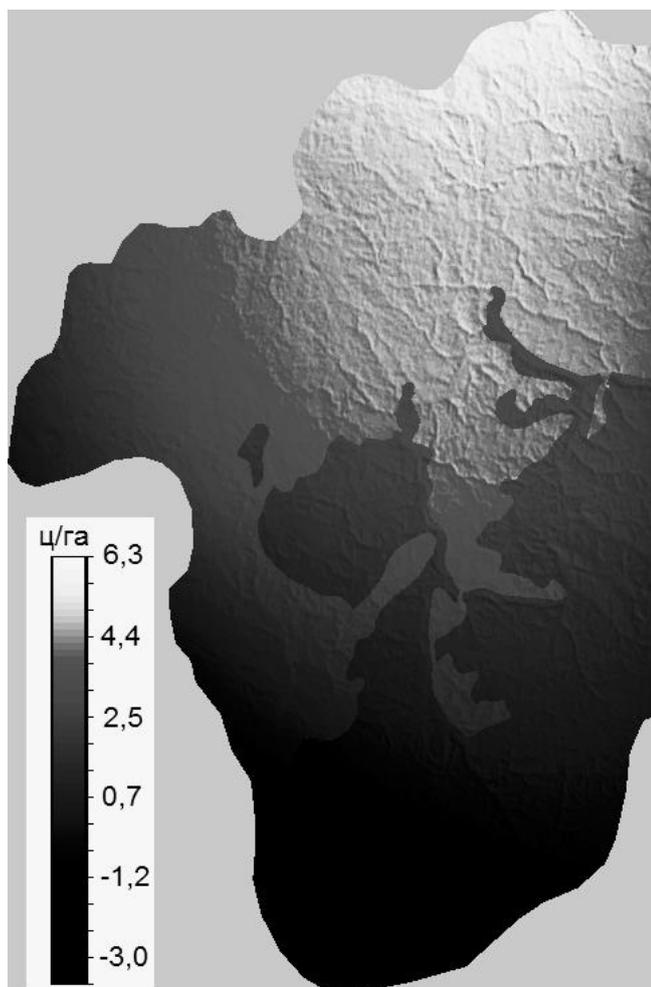


Рис.5.12. Карта изменения прибавки урожая озимой пшеницы к 2050 г. для изучаемого региона, рассчитанная по модели (5.2.2), содержащей перекрестные члены для отражения на карте изменений влияния освещенности склонов.

Для изучаемого региона по модели (5.2.2) возрастание прибавки к прогнозируемому сроку составит от 11,7 до 13,2 ц/га или на 11,8%. Это близко к изменению, рассчитанному по модели (5.2.1). Проанализируем, насколько будет отличаться прогнозируемая прибавка на склонах разной освещенности, полученная с помощью модели (5.2.1) от полученной в модели (5.2.2). Прогнозируемая прибавка на плохо освещенных склонах в регионе составит  $9,7 \pm 3,3$  ц/га, на хорошо освещенных  $17,7 \pm 5,3$  ц/га. В среднем прибавка на разных склонах по региону будет отличаться в 1,8 раза, что достаточно близко и по значениям и по отношению в 1,7 раза, рассчитанных моделью (5.2.1). Заметим, что также близки и другие прогнозируемые средние пока-

затели прибавки для разных почвенных зон и склонов разной освещенности.

Таким образом, рассчитанные показатели и карты прогнозируемой прибавки для изученного региона по моделям (5.2.1) и (5.2.2), учитывающим рельеф, климат и типы почв для протяженного региона достаточно близки. Различие состоит в том, что при введении перекрестного члена, учитывающего одновременное изменение освещенности склонов и сумму осадков февраля, мы можем рассчитать карту изменения прибавки к прогнозному сроку, позволяющую оценить изменения на мезосклонах разной освещенности. Этот результат дает нам практически полезную более детальную информацию о пространственно-временных изменениях. Ниже описан 3-й подход, позволяющий учесть в прогнозе температуры и осадки.

### **5.3. Учет рельефа, температур, осадков и типов почв**

Нередко долговременный прогноз урожаев сельскохозяйственных культур связывают и обсуждают в связи с изменением температур вегетационного периода (напр., Jones, Thornton, 2003; Lobell, 2003). В модели (5.2.1) и (5.2.2) не вошли температуры, несмотря на то, что при ее формировании были проверены все 40 имеющихся климатических показателей, в том числе с учетом индикатора (всего 80). Поэтому была предпринята попытка использовать стабильные в пространстве сочетания осадков и температур, рассчитанные по методу, предложенному П.А. Шарым для выявления и расчета стабильных сочетаний – *инвариантов* металлов в почве (Шарый, 2010) и показателей урожайности (Шарый и др., 2012б). Полученное в результате уравнение есть

$$\begin{aligned} \text{Прибавка} = & 4.462 \cdot F(35,230)_{+7.70} + 10.20 \cdot II \cdot T(3-4)_{+5.71} - 0.6987 \cdot P(6-8)_{-5.64} \\ & + 1.462 \cdot INV(P_{\text{фев}}, T_{3-5})_{+5.24} - 153.9; \\ R^2 = & 0.756 \text{ (Degr} = 7.3\%), P < 10^{-6}. \end{aligned} \quad (5.3.1)$$

Здесь первый предиктор есть освещенность с юго-запада  $F(35,230)$ , второй,  $I \cdot T(3-4)$ , – среднее между среднемесячными температурами марта и апреля для зоны дерново-подзолистых почв,  $P(6-8)$  – сумма осадков летнего периода,  $INV(P_{\text{фев}}, T_{3-5})$  – инвариант или стабильное в пространстве сочетание осадков февраля и температуры весны.

Инвариант климатических показателей был использован по причине того, что в регрессионном анализе нельзя использовать линейно зависимые предикторы; эта проблема часто обсуждается в литературе (напр., Lobell, Ortiz-Monasterio, 2007; Lobell, Burke, 2010). В то же время нередко именно такие показатели могут быть влиятельными факторами для урожайности. Например, осадки февраля в изучаемом регионе защищают озимые от вымерзания, но высокие температуры весны способствуют хорошему сохранению и развитию проростков (Генкель, 1969). Заметим, что именно *хронологическая последовательность* этих двух факторов важна для культуры и имеет существенное значение для дальнейшего плодоношения (Генкель, 1969). Самая благоприятная последовательность – много осадков в феврале и высокая температура весной, самая неблагоприятная – мало осадков в феврале и низкая температура весной. Эти два показателя имеют тесную связь между собой. Поэтому в регрессионном анализе может быть использован только один из них. Инвариант же, учитывающий оба фактора, представляет собой их линейную комбинацию, которая рассчитывается таким образом, чтобы коэффициент вариации  $Kvar$  сочетания был наименьшим (и меньше наименее вариабельного из этих показателей). Величина  $INV(P_{\text{фев}}, T_{3-5})$  рассчитывалась как сумма  $P_{\text{фев}} + a \cdot (2 \cdot T(3-5)_{\text{ср}} - T(3-5))$ , где  $T(3-5)_{\text{ср}}$  есть среднее значение температуры весны по выборке и найденное по минимуму  $Kvar(a)$  значение  $a = 3,313$ .

Значение  $a$ , согласно работе (Шарый, 2010), рассчитывалось по формуле

$$a = \frac{\bar{Y} + A|r|\bar{X}}{A(A\bar{X} + |r|\bar{Y})}, \text{ где } A = \frac{SD_Y}{SD_X} \text{ и } a > 0; \quad (5.3.2)$$

средние для  $X$  и  $Y$  обозначены как  $\bar{X}$  и  $\bar{Y}$ , стандартные отклонения для  $X$  и  $Y$  – как  $SD_X$  и  $SD_Y$ , а  $r$  есть коэффициент корреляции между  $X$  и  $Y$ .

Отметим, что коэффициент вариации  $P_{фев}$  имеет значение 4,2, а для  $T(3-5)$  он составляет 6,4, в то время как коэффициент вариации их сочетания имеет значение 2,6. По сути, мы получаем комбинацию из показателей температуры и осадков, которые по отдельности по-разному изменяются в пространстве, а в рассчитанном сочетании они становятся стабильнее, т.е. менее вариабельны в пространстве. По этой причине такие сочетания мы также называем *относительно стабильными* в пространстве. Отметим также, что подобные сочетания из-за своей более низкой вариабельности иногда снижают коэффициент детерминации регрессионного уравнения и свою статистическую значимость как предиктора. Карта инварианта показана на Рис.5.13. Смысл таких сочетаний пока не всегда полностью ясен, но важно, что они могут служить полезными предикторами. И полученный нами инвариант позволил решить важный вопрос прогноза: по климатической модели GISS E к 2050 г. в регионе изменяются и осадки и температуры показатели, поэтому более корректные оценки будущих урожаев можно получить при учете обоих климатических показателей, тем более, что прогноз осадков, в отличие от прогноза температур, очень неточен (раздел 5.1). При этом коэффициент детерминации несколько возрос ( $R^2 = 0,756$ ) и, что также важно, показатель деградации остался очень низким ( $Degr = 7,3\%$ ). Значение показателя деградации модели ( $Degr$ ) – один из критериев, определяющий успешность предсказаний в новых точках, а значит – и расчета карты.

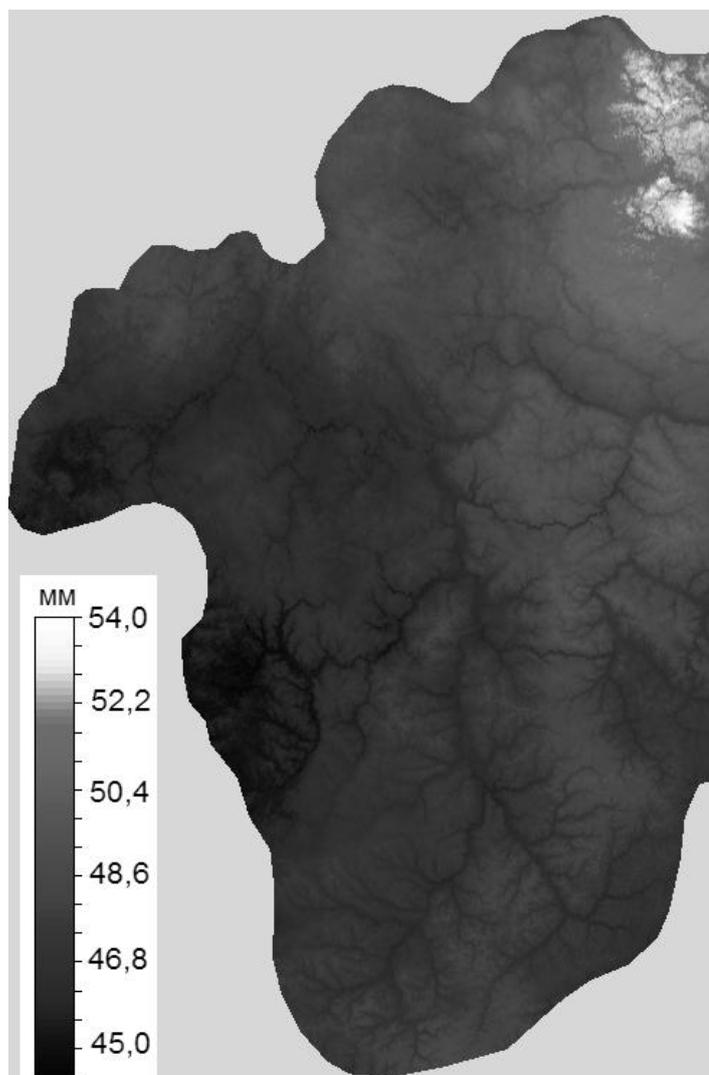


Рис.5.13. Карта инварианта  $P_{\text{фев}} + 3,313 \cdot (2 \cdot T(3-5)_{\text{ср}} - T(3-5))$  для изучаемого региона в базовом периоде. Размерность инварианта в мм, поскольку первый показатель осадки февраля, а коэффициент 3,313 имеет размерность мм/град.

Модель (5.3.1) объясняет 76% пространственной изменчивости прибавки, т.е. больше, чем модель (5.2.1) или модель (5.2.2). Однако в модель (5.2.1) температура вообще не входила, а в модель (5.3.1) входят температуры весенних месяцев  $T(3-5)$  и  $T(3-4)$ , которые более точно предсказываются климатическими моделями. В уравнение (5.3.1) также входят осадки лета  $P(6-8)$  вместо годовых осадков  $P_{\text{год}}$  из уравнения (5.2.1). Это важно, т.к. уточняет роль температур и осадков, которые будут меняться со временем, в то время как мезорельеф полей за ближайшие 50 лет не изменится.

Для годовых осадков, имеющих отрицательную связь с прибавкой к 2050 г., ожидаются незначительные изменения на 4,4%. а для осадков лета ожидается еще более слабое изменение на 1,1% (Рис.5.14) прибавки в изучаемом регионе. Поэтому следует ожидать, что прогнозируемая моделью (5.3.1) прибавка будет больше, чем в (5.2.1), т.к. все остальные предикторы в уравнении (5.3.1) имеют позитивное влияние на прибавку. Изменения фактора  $I \cdot T(3-4)$  показаны на Рис.5.15, а фактора  $INV(P_{\text{фев}}, T(3-5))$  – на Рис.5.16. Следовательно, прогнозируемая прибавка к урожаю озимой пшеницы будет наибольшей на хорошо освещенных склонах ( $+F(35,230)$ ) в тех частях региона, где относительно низкие осадки лета ( $-P(6-8)$ ), но высокие осадки февраля и высокие температуры весны ( $+INV(P_{\text{фев}}, T(3-5))$ ). В зоне дерново-подзолистых почв для прибавки на подобных склонах дополнительно важны относительно высокие температуры в марте и апреле ( $+I \cdot T(3-4)$ ).

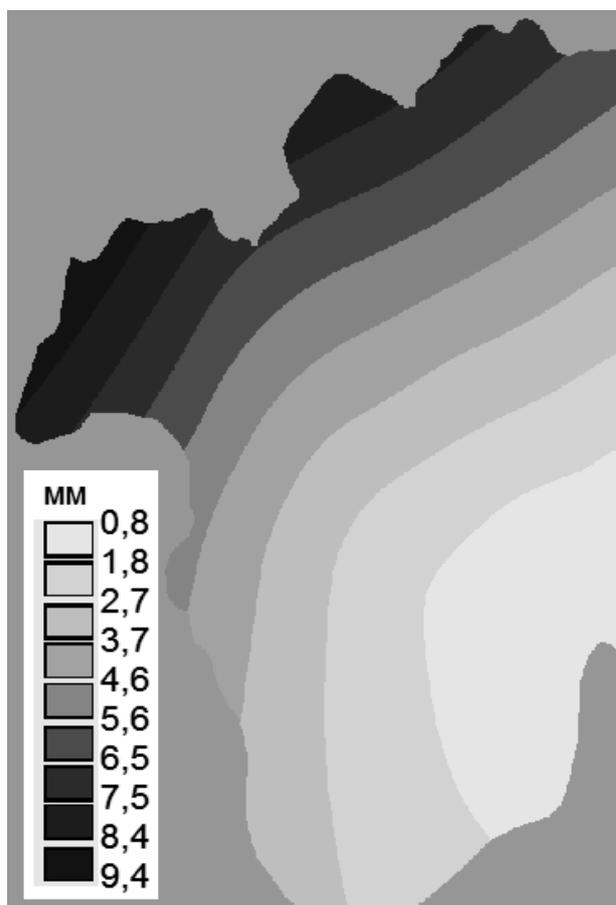


Рис.5.14. Карта изменения суммы осадков лета  $P(6-8)$  к 2050 г. на **1,1%** (базовый период – 237 мм, 2050 г. – 241 мм).

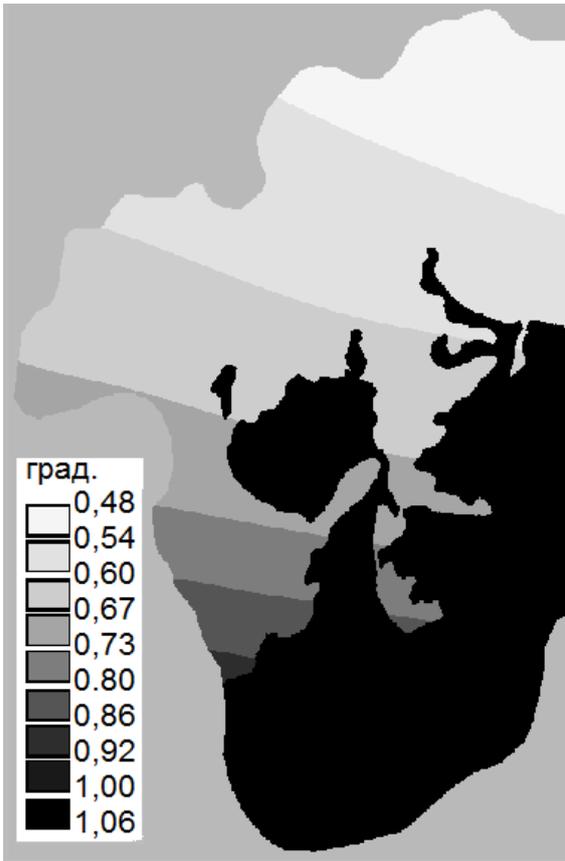


Рис.5.15. Карта изменения средней температуры марта и апреля для зоны дерново-подзолистых почв И·Т(3-4) к 2050 г. на **61,1%** (средняя температура для базового периода есть 0,19°, для 2050 г. ожидается 0,30°). Черным цветом показаны зоны серых лесных почв и маломощных черноземов.

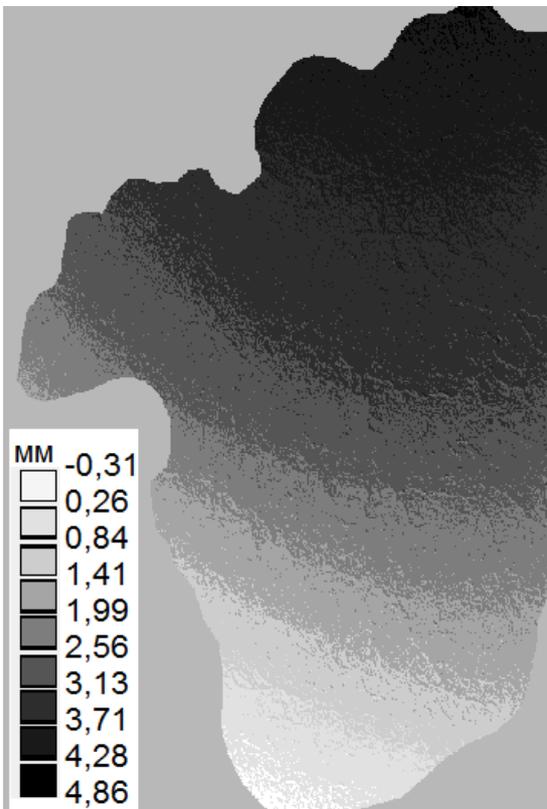


Рис.5.16. Карта изменения инварианта к 2050 г. на **5,2%** (среднее значение для базового периода – 48 мм, 2050 г. – 50,5 мм).

Прогнозируемая моделью (5.3.1) к 2050 г. прибавка к урожаю озимой пшеницы возрастет от  $11,7 \pm 6,0$  ц/га до  $14,6 \pm 6,2$  ц/га или на **25,2%**. При

этом хорошо освещенные склоны по региону будут характеризоваться средним значением прибавки в 18,7 ц/га, а слабо освещенные – 11,4 ц/га (по сравнению с хорошо освещенными склонами на плохо освещенных ожидается снижение на **37,9%**). Прогнозируемая прибавка заметно отличается и для разных типов почв: ожидается увеличение для дерново-подзолистых до 22,2 ц/га (на 48,0%) для серых лесных до 13,3 ц/га (на 18,7%) и для маломощных черноземов до 10,4 ц/га (на 7,6%).

Предположим, что к 2050 г. сохраняются сегодняшние агротехнологии и используются оптимальные дозы удобрений. Тогда с учетом того, какой процент от максимального опыта составляют прибавки в разных типах почв, мы можем получить оценки изменения урожаев. Для всего региона увеличение урожаев зерна озимой пшеницы вследствие изменения климата составит 9,3% по модели (5.3.1), для зоны дерново-подзолистых почв – 23,8%, для зоны серых лесных – 6,9%, для черноземов юга западной части Окского бассейна – 2,5%.

Если сравнить изменение прогнозируемой прибавки от изменения влияющих факторов, разделив на два массива каждую независимую переменную по среднему значению для региона, то получим следующий результат. При изменении в пространстве прогнозируемой суммы летних осадков различия ожидаемой средней прибавки будут в 1,24 раза, прогнозируемого изменения инварианта – в 1,20 раза, от изменения освещенности мезосклонов – в 1,63 раза. Эти факторы действуют совместно, и разные склоны будут находиться под влиянием меняющегося климата, однако они по-разному будут преломлять его изменения и эту роль нельзя недооценивать. *Неочевидным* является такое существенное влияние отклонения от перпендикулярности падения солнечных лучей на склоны определенной экспозиции на равнинной территории. Возможно, что этот фактор опосредованно отражает *термо- и гидрорезим склонов*, который трудно охарактеризовать при анализе многолетних наблюдений, но который может отве-

чать по совокупности действию падения лучей под разными углами на земную поверхность.

Исследователи ВНИИСХМ (г. Обнинск) характеризуют в целом свои результаты по прогнозу урожайности ряда сельскохозяйственных культур для европейской части России до 2060 г. так: «Связанный с потеплением рост аридности климата ведет к снижению урожайности многих культур, за исключением наиболее теплолюбивых и засухоустойчивых» (Сиротенко и др., 2011). Однако результаты их анализа за период с 1975 г. по 2009 г. показали увеличение климатообусловленной урожайности озимой пшеницы для Центрального федерального округа, составившее 1,9% за 10 лет (4,8% за весь период), при незначительном снижении годовых осадков и росте температур всех сезонов года (Сиротенко и др., 2011). Следует отметить, что в процедуре анализа исследователи использовали не саму урожайность, а ее приращения, вызванные изменениями климата, и в результате это привело к получению более тесных связей с климатом (Павлова, 2009). Этот известный (раздел 5.1) прием аналогичен использованию в нашем анализе прибавки к урожаю, которая более зависима от рельефа и климата (Шарый и др., 2012а; Рухович, 2016). Прогнозные карты по их результатам представляют собой окрашенные полутонами ареалы областей, отвечающие среднему значению урожайности по области (Павлова, 2009). Подобным образом прогнозировали изменения урожаев и в странах Европейского Союза, не учитывая их изменчивость внутри этих стран, хотя различия между странами были на порядок (Shrestha et al., 2013).

Полученные в нашем анализе результаты указывают на то, что учет освещенности мезосклонов при планировании площадей для посевов озимой пшеницы в условиях меняющегося климата может привести к получению больших урожаев. При этом даже малые изменения в освещенности (на 5%, это около  $25 \text{ Вт/м}^2$  – ср. глобальное потепление на  $1 \text{ Вт/м}^2$ ) способны приводить к заметным изменениям урожайности – прибавка **возрастает в 1,6–1,9 раз**. Полученные факты согласуются с результатами, описываю-

щими существенные различия в продуктивности и качестве зерна озимой пшеницы, полученными при изменении лишь ориентации ее листьев (Петрова, Ерошенко, 2006). Эти авторы объясняют феномен различиями в структуре фотосинтетического аппарата, формирующегося под влиянием разного количества солнечной радиации, которое, как показано в нами выше существенно изменяется на склонах разной освещенности.

Представленные результаты указывают на то, что учет освещенности мезосклонов при планировании посевов озимой пшеницы в условиях меняющегося климата может привести к получению больших урожаев, а даже небольшие изменения в освещенности (на 5%) способны приводить к большим (в полтора-два раза) изменениям в урожайности.

### **Заключения.**

1. Проведена прогнозная оценка прибавки озимой пшеницы для территории Среднерусской возвышенности на 2050 г. по климатической модели НАСА GISS E с помощью трех регрессионных моделей. Эти модели, в отличие от используемых российскими и иностранными исследователями сегодня, учитывают помимо изменения климата *рельеф*. Последний оказался самым влиятельным фактором пространственного изменения прибавки к урожаю в базовый период. В качестве такого фактора выступает прежде *не использовавшаяся* при анализе пространственной дифференциации показателей урожайности сельскохозяйственных культур характеристика рельефа – *освещенность склонов* с юго-запада. Одна из моделей построена с помощью введения нового составного климатического показателя – *стабильного в пространстве сочетания осадков и температур*. Стабильное сочетание позволило использовать в модели меняющиеся во времени температуры и осадки, а также обойти ранее существовавшее препятствие введения влиятельных климатических переменных, оказывающихся зависимыми. Это позволило использовать в моделях важное для

развития сельскохозяйственных культур последовательное действие климатических факторов.

2. Все три построенные модели **содержали освещенность склонов с юго-запада в качестве самого влиятельного на распределение прибавки природного фактора**. Один лишь этот фактор на территории площадью  $3^{\circ} \times 4^{\circ}$  объяснял 40% пространственного распределения прибавки урожая озимой пшеницы. Заметим, что отношение среднего значения прибавки на склонах хорошо освещенных (характеризующихся значениями большими, чем средняя освещенность по выборке) и плохо освещенных (имеющих освещенность ниже средней) составляет для изученного региона 1,8. Подобное отношение для зоны серых лесных почв внутри региона составляет величину 2,0.

3. Для прогноза урожаев **в условиях меняющегося климата использование рельефа важно**: ведущий фактор среды в базовом периоде есть характеристика рельефа – освещенность склонов с юго-запада, – этот фактор играет ведущую роль и в определении пространственной дифференциации прогнозируемой прибавки.

4. Методы предсказательного моделирования позволяют получать подробные матрицы (и карты) прогнозируемых характеристик урожаев, причем **в каждом элементе этих матриц содержатся рассчитанные значения** этих характеристик.

5. Для прогноза характеристик урожая **среднее по региону может быть малоинформативно**: для рассмотренного региона пространственная неоднородность приводит к прогнозу возрастания урожаев на севере и убывания на юге региона. Методы предсказательного моделирования и карты, рассчитанные с их помощью, дают более корректную и подробную картину ожидаемых изменений, которая характеризуется существенной пространственной «коротковолновой» гетерогенностью. **Такая гетерогенность прогнозируемой прибавки определяется не только и не**

**столько изменением климатических характеристик**, но учетом положения посевных площадей на мезосклонах разной освещенности.

### **Благодарности**

Автор выражает искреннюю признательность проф. Э.Г. Коломцу за данные для анализа и плодотворное сотрудничество, д.б.н. П.А. Шарому за программы и многочисленные обсуждения, директору Института член-корр. РАН Г.С. Розенбергу за поддержку исследований, д.б.н. О.В. Рухович и д.т.н. С.А. Барталеву за предоставленные ими данные.

### **ВЫВОДЫ**

1. Известная система типов местоположений (Глазовская, 1964), основанная только на характеристиках профиля склона, усовершенствована с целью учета изменений склонов в плане и экспозиций. Предложен общий подход для расчета модифицированных типов местоположений. Установлено, что катенарные сопряжения на равнине в гумидном регионе в большей степени формируются поверхностным стоком, а в полуаридном низкоромном – формами рельефа, то есть специфика катенарных сопряжений определяется особенностями рельефа и климата региона. Проверено, что модифицированные типы местоположений в существенной мере определяют пространственную дифференциацию характеристик лесных экосистем. Поскольку принцип катенарных сопряжений не меняется со временем, предложенные модели модифицированных типов местоположений могут служить одной из опорных составляющих ландшафтно-экологического прогнозного картографирования.

2. Модели и карты гидротермических условий базового периода, важных для дифференциации свойств экосистем, строятся при использовании в качестве факторов среды модифицированных типов местоположений, характеристик рельефа и индикаторной переменной, выделяющей плако-

ры. Такие модели следует верифицировать, после чего они могут играть важную роль в расчете прогнозных карт показателей экосистем.

3. Установлено, что в полуаридных условиях южной лесостепи (Самарская Лука) ведущим прямым фактором пространственных изменений функциональных и структурных состояний являются летние запасы продуктивной влаги в почве, а в гумидных условиях юга подтаежной зоны (Приокско-Террасный заповедник) – почвенные температуры. Показано, что для построения прогнозных карт недостаточно одного лимитирующего фактора, но учет совместного действия различных факторов значительно надежнее описывает изменение экосистем в пространстве и во времени.

4. Крупномасштабные прогнозные карты характеристик лесных экосистем являются частично верифицированными, если для их расчета используются пространственные модели характеристик базового периода, успешно прошедшие верификацию по принятым критериям.

5. Предложено усовершенствование методики расчета количественных характеристик устойчивости лесных экосистем – индексов резистентной *I<sub>рез</sub>* и упругой *I<sub>упр</sub>* устойчивости (Коломыц, 1993), учитывающее различный вклад скоростей синтеза и деструкции. Показано, что эти индексы являются одними из ведущих предикторов дифференциации прогнозируемых структурных и функциональных изменений.

6. Разработан подход и сформирована среднемасштабная карта запасов углерода на базовый период и карта изменения запасов углерода по климатическому сценарию HadCM3 A2 на 2075 г. для лесных экосистем Окского бассейна. Анализ региональной модели изменения баланса углерода показал, что климатогенные сдвиги в лесных формациях способны приводить в одних ландшафтно-экологических условиях к депонированию углерода, в других – к его эмиссии. По результатам моделирования, к прогнозируемому сроку депонирование углерода в лесах бассейна составит 9,8% от базового содержания углерода, эмиссия 6,9%. Эта модель показывает, что наиболее заметное депонирование углерода могут реализовать вторичные леса на

месте еловых и широколиственно-еловых, а также сосновые и широколиственно-сосновые леса. Существенную эмиссию можно ожидать во вторичных лесах на месте сосновых и широколиственно-сосновых. При этом еловые, широколиственные, болотные и пойменные леса дадут вклад в депонирование, вторичные на месте сосновых и смешанных лесов – в эмиссию.

7. Прогнозные карты на 2050 г. по климатическому сценарию GISS E прибавки к урожаю озимой пшеницы за счет внесения удобрений на территории Среднерусской возвышенности построены по моделям, учитывающим, помимо климата и почв, рельеф. Во все модели вошла освещенность склонов мезорельефа как главный фактор изменения урожайности в пространстве. Предложен способ введения в регрессионные модели важных для урожаев хронологически последовательных климатических факторов с помощью нового фактора, *климатического инварианта*, составленного из осадков февраля и температуры весны, которые не могли быть использованы ранее из-за тесной связи между ними. Три построенные модели прогнозируют рост прибавки на 12–25%. Пространственная гетерогенность урожайности существенна: на более освещенных с юго-запада склонах прибавка ожидается в 1,6–1,9 раз выше, чем на менее освещенных склонах. Эти различия могут быть важны при планировании посевных площадей в условиях возможного продовольственного кризиса, ожидаемого на планете после 2050 г.

## **Приложение 1. Новые формализованные факторы окружающей среды, описывающие ландшафтно-экологические процессы и явления.**

### ***П1.1. Геоморфометрия – наука о количественном анализе земной поверхности***

Известно, что характеристики фитоценозов изменяются в результате их следования градиентам окружающей среды: гидротермическим, литологическим, почвенным и т.д. (Коломыц и др., 1993; Розенберг и др., 1999; Guisan, Zimmermann, 2000). В свою очередь, эти градиенты непосредственно связаны с рельефом, который является перераспределителем света, тепла, влаги, растворимых солей и твердого стока, как отмечено еще в ранних работах русских исследователей С.С. Неуструева (1930) и Б.Б. Польшова (1934). Заметим также, что рельеф претерпевает достаточно заметные изменения своих характеристик в пространстве и при этом значительно медленнее изменяется со временем по сравнению со многими биотическими компонентами экосистемы.

Невозможно описать все многообразие процессов и явлений в экосистеме, которое определяются рельефом, с помощью нескольких его характеристик, таких как высота, крутизна и экспозиция склонов. Существующие классификации форм рельефа далеко неполны и не всегда количественны (MacMillan, Shary, 2009). Новые возможности для этого предоставляет развивающаяся вместе с ГИС-технологиями *геоморфометрия* – наука о количественном анализе земной поверхности (Shary, 2008). Библиография по ее приложениям (в экологии, почвоведении, геоботанике и др.), насчитывает свыше 7 тысяч литературных источников (Pike et al., 2009). Введение расширенного набора характеристик рельефа и классификации форм земной поверхности (Shary, 1995; Shary et al., 2002, 2005) позволило ввести *целый пул количественных экологических факторов*, ассоциированных с поведением водных и литодинамических потоков, особенностями влияния

разных типов форм рельефа, гидрологическими, термическим (микроклиматом) и световой режимами экосистемы.

### ***III.2. Расширенная система базовых характеристик рельефа – новые факторы окружающей среды для анализа экосистем***

Многоплановая экологическая роль рельефа проявляется в пяти основных аспектах. Сюда входят:

1. высотная зональность (поясность),
2. поверхностный сток,
3. расчлененность (изрезанность) местности,
4. геометрические формы,
5. гидротермический (микроклимат) и световой режимы склонов.

Каждый из этих аспектов наилучшим образом описывается соответствующими характеристиками рельефа – *морфометрическими величинами* (МВ). Отметим, что МВ выступают как *морфометрические предпосылки* ландшафтных явлений и процессов. Такие предпосылки действуют как одна из тенденций, которая влияет на состояние экосистемы, обусловленное различными геопотоками (например, перераспределением жидкого и диспергированного грунтового вещества), но они, конечно, не полностью определяют это состояние.

Основой для всех расчетов и анализов в геоморфометрии является матрица высот изучаемой местности – цифровая модель рельефа (ЦМР, английский термин DEM – digital elevation model), которая представляет собой регулярную решетку точек с заданными в них высотами. Матрицы могут быть получены из горизонталей и высотных отметок топографических карт, а также из данных нерегулярной системы точек полевых измерений высот (теодолитной съемки и т.п.) путем интерполяции значений высот в этих точках на решетку точек в компьютерной программе. Спутниковые данные о рельефе основаны на использовании стереоэффекта и наземных привязок и обычно представляются непосредственно в виде матрицы.

*Карта-матрица* местности – это матрица, визуализированная в ГИС-программе по определенным правилам и по специально подобранной легенде. Она представляет собой, с одной стороны матрицу, то есть прямоугольную таблицу чисел, а с другой – карту, изображение на экране или на бумаге. Клетка этой таблицы есть элемент матрицы, обычно квадрат со стороной  $w$ . Значение  $w$  является шагом решетки для карты и, как правило, определяет подробность описания рельефа местности. Этот показатель карты-матрицы может быть сопоставлен с обычно используемым понятием географического масштаба карты (Shary, 2008). Из матрицы высот рассчитываются матрицы всех других МВ. В каждом элементе (пикселе на экране) карты-матрицы имеется числовое значение МВ или других характеристик экосистем (например, температуры почвы, запасы древесины, индекс резистентной устойчивости и т.п.). Поверх карт-матриц могут быть также показаны векторные данные в виде линий, точек и полигонов, представляющие собой слои информации о геологических структурах, гидрологии, растительности, почвах и др.

Как уже отмечалось, главными действующими элементами в геоморфометрии выступают морфометрические величины. Ниже приводится описание геометрического, физического и ассоциированного с ними ландшафтного смысла МВ, использованных для расчета карт-матриц параметров лесных экосистем.

### ***П1.2.1. Описание поверхностного стока***

В геоморфометрии тянущую вниз со склонов силу описывает *крутизна* склонов, которая определяется уклоном  $GA$  (в градусах), представляющим собой угол между горизонтальной и касательной к земной поверхности  $S$  плоскостями (Рис.П1.1). *Фактор крутизны* ( $GF$ ) =  $100 \cdot \sin(GA)$ , выражаемый в процентах, наилучшим образом характеризует тянущую со склонов силу, поскольку пропорционален составляющей силы тяжести, касательной к земной поверхности (Shary et al., 2002).

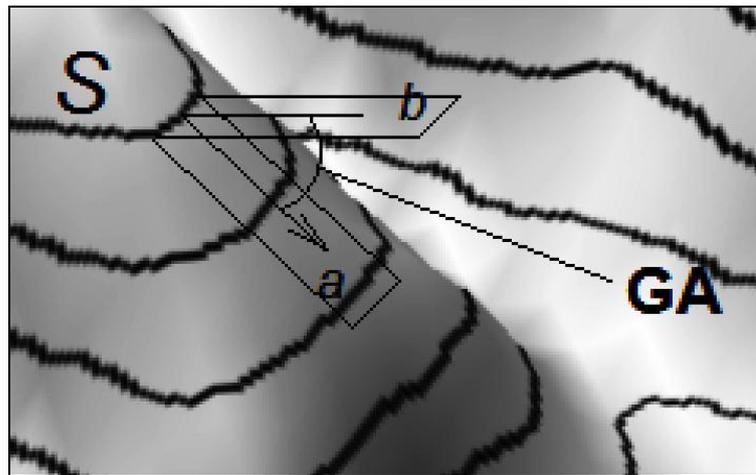


Рис.П1.1. Крутизна склона поверхности  $S$  рассчитывается как угол  $GA$  между горизонтальной ( $b$ ) и касательной ( $a$ ) поверхностями.

В анализе экосистем эта величина имеет большое значение в пространственной изменчивости многих показателей экосистемы. При использовании матрицы с шагом 20 м (обычно соответствует по подробности карте масштаба 1 : 10 000) эта величина лидирует в парной корреляции среди других факторов по тесноте связи в определении вариабельности общей живой фитомассы (надземной и подземной) лесной экосистемы, массы лесной подстилки, коэффициента годичной деструкции фитомассы, почвенной температуры, запасов влаги и гумуса.

Используемый в понятии «тип геотопа» (форма микрорельефа) как ведущий геоморфологический фактор локального порядка определяется по вогнутости или выпуклости одновременно: а) поперечного профиля склона и б) продольного профиля или проекции рельефа на горизонтальную поверхность (план). В геоморфометрии для этой же цели используются две кривизны: *вертикальная (профильная)  $k_v$*  и *горизонтальная (тангенциальная)  $k_h$* , соответственно.

Схема, отражающая геометрический смысл  $k_v$ , показана на Рис.П1.2. Как видно из этой схемы, значение кривизны связано с тем, насколько велико или мало значение радиуса вписанной окружности  $R_1$  или  $R_2$ . Аналогичная схема может представить геометрический смысл  $k_h$ , только место линии профиля склона в этом случае займет изолиния высоты, горизон-

таль. Ровный поперечный или продольный профиль предполагает очень малые значения  $kh$  и  $kv$ ; равными нулю в матрицах они бывают очень редко (MacMillan, Shary, 2009).

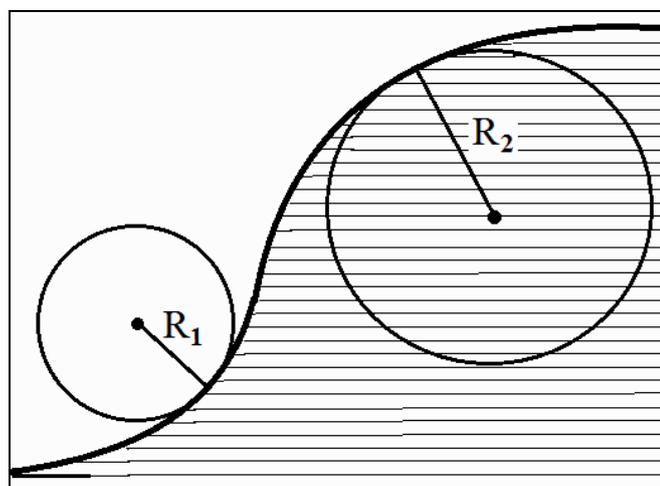


Рис.П1.2. Схема профиля склона для пояснения вертикальной кривизны  $kv$ . Радиусы кривизны  $R$  имеют разные знаки для выпуклого ( $R_2 > 0$ ) и вогнутого ( $R_1 < 0$ ) участков профиля склона, а  $kv = 1/R$ .

С горизонтальной и вертикальной кривизнами связано в геоморфометрии понятие двух основных механизмов аккумуляции потоков жидких и твердых веществ (Shary, 1995). Первый механизм отражает поведение потоков на земной поверхности, как бы проецируя его на горизонтальную плоскость. Он делит всю поверхность на две области. В одной из них линии тока сближаются (*области конвергенции*), в другой – расходятся (*области дивергенции*) (Aandahl, 1948). Области конвергенции соответствуют отрицательным значениям  $kh$ , области дивергенции – положительным. На Рис.П1.3 показана схема действия первого механизма.



Рис.П1.3. Схема, иллюстрирующая первый механизм аккумуляции. Линии поперек склона – горизонтали, линии со стрелками – перпендикулярные им линии тока. Области конвергенции темные, области дивергенции – светлые.

В парной корреляции горизонтальная кривизна имеет наиболее тесную связь с такими важными функциональными характеристиками лесной экосистемы Самарская Лука, как показателем скорости накопления надземной фитомассы, отношением продуктивности к фитомассе. Знак связи в этих случаях – отрицательный, что свидетельствует о ассоциированности этих свойств с областями, где выражен первый механизм относительной аккумуляции водных и литодинамических потоков и где значения показателей возрастают. Наоборот, в областях дивергенции потоков значения их снижаются.

Помимо сближения и расхождения в плане, потоки могут испытывать одновременно относительное ускорение или замедление в профиле. Именно, потоки веществ, перемещающиеся под действием силы тяжести по земной поверхности, в верхней части вогнутого в профиле участка склона движутся быстрее (поскольку там больше крутизна), а в нижней – медленнее. В результате создается относительное замедление потоков и их дина-

мическое накопление в вогнутых террасах, что и отражает второй механизм аккумуляции (Рис.П1.4).

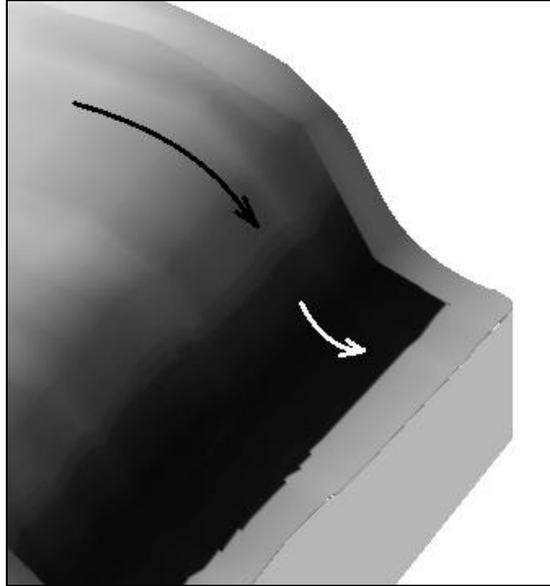


Рис.П1.4. Второй механизм аккумуляции. В вогнутых по профилю участках склона (темная область со светлой стрелкой) со временем происходит накопление мигрирующих вниз по склонам веществ. А с выпуклых в профиле склонов происходит снос веществ (светлая область с темной стрелкой).

На вогнутых террасах вертикальная кривизна  $k_v$  отрицательна, а в выпуклых – положительна. В работе (Шарый, 2005) экспериментально показано накопление мелкодисперсных частиц и изменение свойств почв на вогнутых террасах в смешанных лесах, а также связь пространственного распределения эколого-ценотических групп лесной растительности с рельефом, вызванная действием второго механизма аккумуляции. В этих примерах речь идет о вертикальной кривизне с отрицательным знаком на склонах с вогнутым профилем. Для лесостепной зоны показана наиболее тесная по сравнению с другими факторами положительная связь коэффициента многолетней деструкции фитомассы с вертикальной кривизной. Это означает, что высокие значения этого показателя ассоциированы с выпуклыми в профиле склонами. Пространственное распределение связанных с двумя механизмами аккумуляции форм рельефа показано на трехмерных блок-диаграммах (Рис.П1.5).

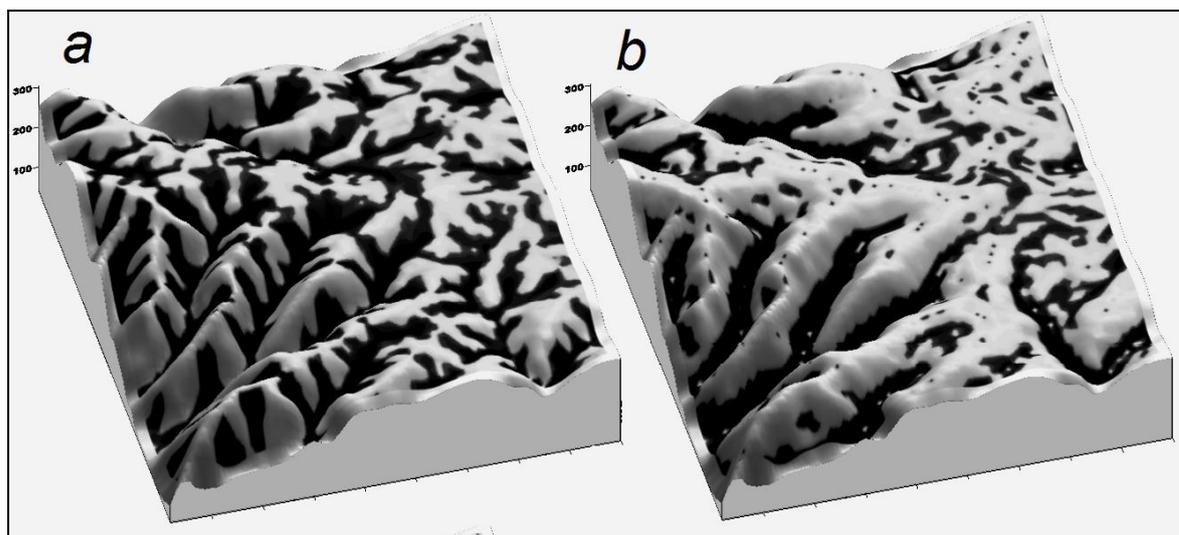


Рис.П1.5. Экспериментальный полигон «Жигули». Пространственное распределение областей конвергенции (а) и зон относительного замедления (b). Эти области и зоны показаны темным цветом.

*Морфометрическая величина  $E$*  – разностная кривизна – сравнивает действие двух механизмов аккумуляции: ее отрицательные значения указывают на преобладание аккумуляции за счет замедления потоков на вогнутых в профиле склонов, положительные – за счет дивергенции потоков. Среднее значение  $E$  по матрице Самарской Луки положительно, что означает преобладание на этом участке аккумулятивных процессов, происходящих по первому механизму (Рис.П1.6а). Фактором с самым большим весом в уравнении множественной регрессии разностная кривизна является в определении пространственной изменчивости аллометрического коэффициента и показателя скорости накопления наземной фитомассы в экосистеме Жигули. Эти факты означают, что данные характеристики чувствительны не просто к первому или второму механизмам аккумуляции (или сноса) веществ, а к преобладанию одного механизма над другим: чем больше преобладание – тем большие значения принимают эти показатели.

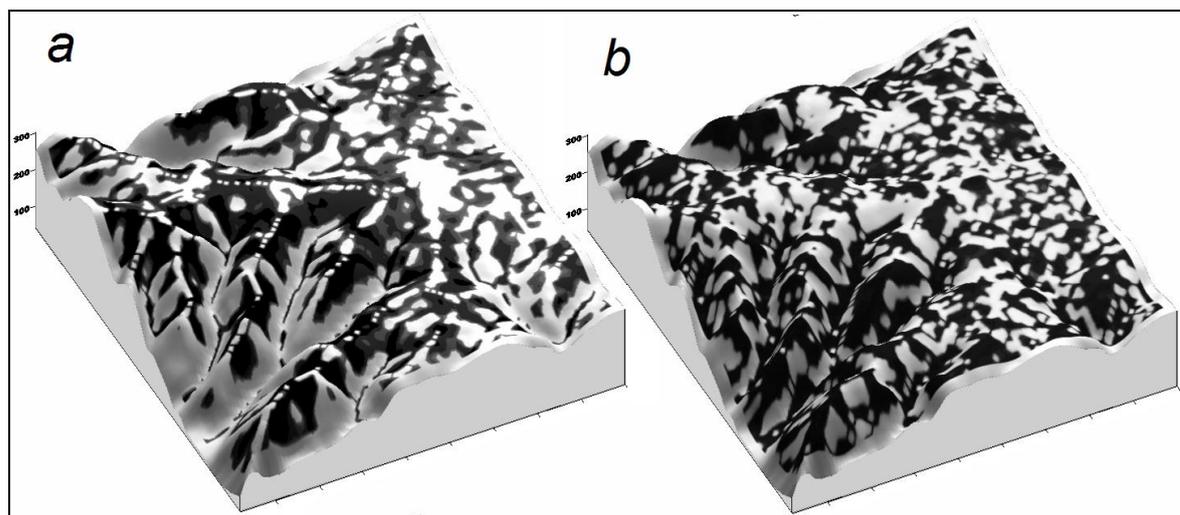


Рис.П1.6. Экспериментальный полигон «Жигули». 3-D карты разностной кривизны (*a*: темным цветом показаны области преобладания аккумуляционных и транзитных процессов за счет дивергенции потоков, светлым – за счет замедления потоков на вогнутых склонах) и аккумуляционной кривизны (*b*: темным цветом показаны зоны сноса и аккумуляции, светлым – зоны транзита).

Морфометрическая величина  $KA$  – *аккумуляционная кривизна* – разделяет зоны относительной аккумуляции и сноса от зон относительного транзита: ее отрицательные значения связаны с транзитом веществ, а положительные значения – с аккумуляцией и сносом их. Среднее значение  $KA$  по матрице Самарской Луки имеет положительный знак (Рис.П1.6*b*). С положительным знаком появляется аккумуляционная кривизна как ведущий фактор в определении количества подроста лиственных растений в лесной экосистеме Самарской Луки (Жигули), что означает возрастание количества подроста, в первую очередь, вне областей, где происходит перенос и переотложение веществ поверхностным стоком (темные участки на Рис.П1.6*b*).

*Ротор – rot* – морфометрическая величина, описывающая в какую сторону закручиваются склоновые потоки: положительные значения – по часовой стрелке, отрицательные – против. Она характеризует поведение поверхностных потоков необычным образом и бывает важным фактором в пространственном распределении, например, суммы проективных покрытий деревьев и кустарников в зоне смешанных лесов.

При описании гидрологического режима склонов важен учет влияния отдаленных участков местности, поскольку формирование реки, например, происходит путем сбора воды со всех мест в пределах водосборного бассейна. Для этих целей не подходят описанные выше *локальные* морфометрические величины, для расчета которых в данной точке требуется небольшая окружающая площадь. Для этого используют *региональные* МВ, важнейшими из которых являются площадь сбора и дисперсивная площадь.

*Площадь сбора (МСА)* в данном элементе матрицы (пикселе карты) определяется как максимальная площадь, с которой потоки жидких или твердых веществ могут собираться в этот элемент со всех окружающих склонов. Испарение и впитывание воды в почву не учитывается. Принимается также, что потоки заполняют при движении все бессточные депрессии, находящиеся на их пути. Граничным условием для расчета *МСА* является «пропасть» на границе матрицы. Упрощенный алгоритм для вычисления *МСА* описан в работе (Martz, de Jong, 1988); в работе (Freeman, 1991) предложена его коррекция на учет многократного разветвления и слияния потоков.

На основе *МСА* при необходимости может быть рассчитана матрица значений глубин замкнутых депрессий (при максимальном их заполнении). Глубины отсчитываются от наиболее низкого места стока каждой данной депрессии отдельно. Это позволяет рассчитать *объем, площадь, среднюю и максимальную глубину каждой депрессии*. Значения *МСА* внутри данной депрессии принимаются одинаковыми и равными площади сбора всей этой депрессии. Параметр *МСА* является ведущей МВ для описания гидрологического режима экосистемы. Например, область ее высоких значений связана как с потенциальной (сухие овраги, пересыхающие реки), так и с реализованной (ручьи, реки, озера) гидросетью (Рис.П1.7а). Светлым участкам на карте *МСА* отвечают приводораздельные области с низ-

кими значениями, темные – притальвеговые области с самыми высокими значениями  $MCA$ .

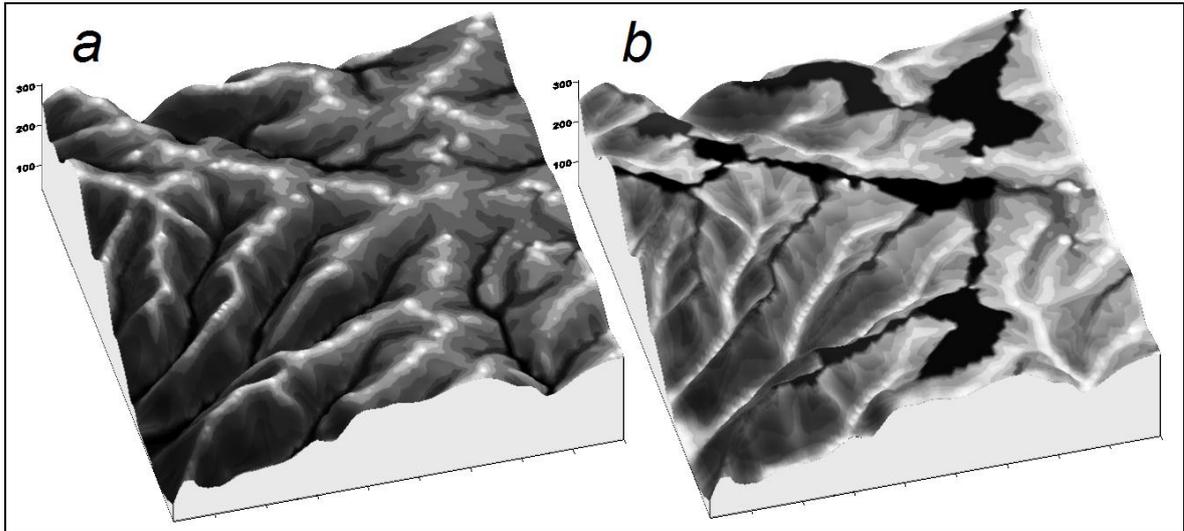


Рис.П1.7. Рис. 1.7. Экспериментальный полигон «Жигули». 3-D карты: *a* – площади сбора, *b* – дисперсивной площади. Темные тона отвечают большим значениям.

Площадь сбора, будучи важной гидрологической величиной, является ведущим предиктором при использовании множественной регрессии не только для определения пространственной изменчивости влажности почв, но и механического состава почвообразующих пород, типов местоположения и местообитания. Она может играть главную роль и в изменении возраста основной лесообразующей породы (отрицательная связь) и как показатель вертикального распределения зеленой массы (положительная связь) в лесных экосистемах разных природных зон. Вполне возможно, что в двух последних случаях площадь сбора опосредованно выражает гидрологические условия, которые, однако, не могут полноценно быть заменены прямыми факторами: влажностью почвы или запасами влаги.

Алгоритмы расчета дисперсивной площади  $MDA$  и площади сбора  $MCA$  в точности совпадают, однако первый из них применяется к инвертированной поверхности, для которой значения высоты  $Z$  заменяются перед расчетом на  $-Z$ . При этом холмы автоматически становятся бессточными депрессиями. Величина  $MDA$  описывает, на какую площадь может рассеи-

ваться вода из данного элемента матрицы (Рис.П1.7b). Темным участкам на карте *MDA* отвечают приводораздельные области и холмы, ограниченные наибольшей замкнутой горизонталью с самыми высокими значениями высоты, светлые – притальвеговые области с низкими значениями *MDA*. Как *MCA*, так и *MDA* описывают первый механизм аккумуляции на региональном уровне (Shary, 1995).

Также как и площадь сбора, дисперсивная площадь определяет пространственное распределение свойств экосистем, связанных с гидрологическим режимом – запасами влаги, типом местообитания в лесных массивах. Однако, эта величина полностью не дублирует площадь сбора и далеко не всегда имеет значимую линейную статистическую связь с ней. Особенно в тех случаях, когда на местности выражены холмы (какого-либо иерархического порядка – см. Shary et al., 2005), тогда эта величина имеет одинаковое значение на площади выделенного холма и тем самым особым образом выделяет (или отделяет) свойства экосистемы, которые несущественно варьируют на холме, но претерпевают сильные изменения вне его. Примерами таких характеристик могут быть пространственное распределение фитоценозов и механического состава почвообразующих пород в луговых горных сообществах и лесных экосистемах.

### ***П1.2.2. Освещенность или световой и термический режимы склонов***

*Экспозиция* (ориентация, направление) склонов есть отсчитываемый по часовой стрелке угол азимута  $A_0$  между двумя направлениями: на географический север N и наиболее крутого спуска вниз по склону (Рис.П1.8).

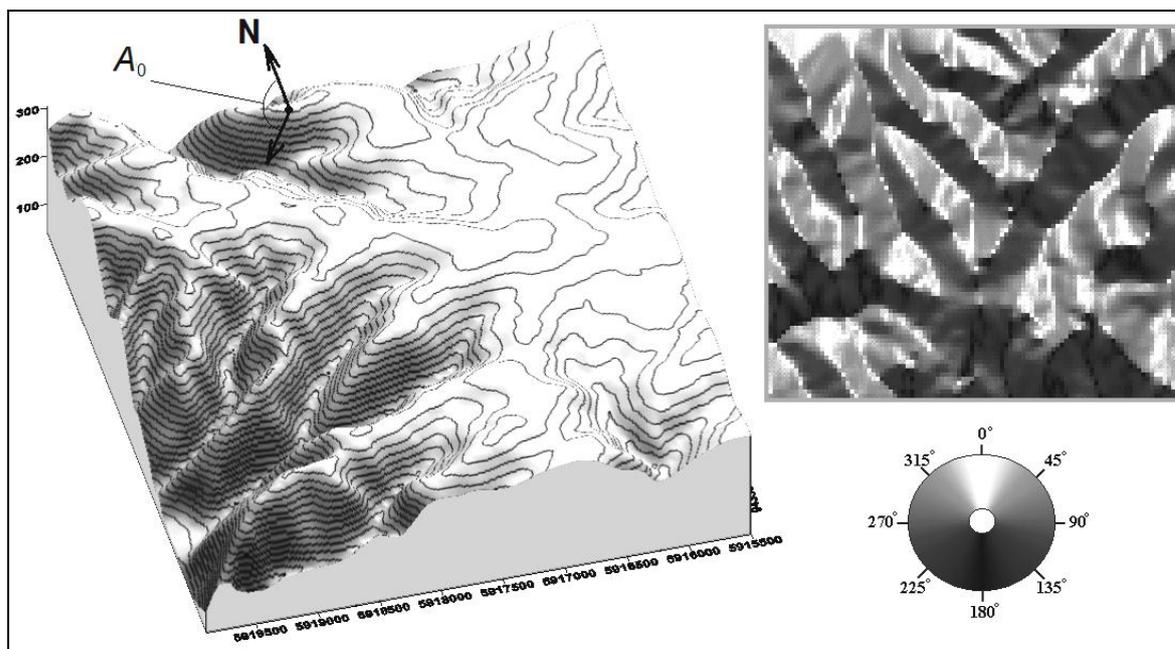


Рис.П1.8. Экспериментальный полигон «Жигули»: слева – экспозиция склона в точке на 3D-карте; справа – карта экспозиции склонов с циклической легендой внизу.

Отметим, что крутизна склонов (или градиент высоты) всегда определяется вдоль направления наиболее крутого спуска, перпендикулярного горизонталям (Shary, 1995). Это направление автоматически определяется при расчете матрицы градиента высоты, представляющего собой лежащий в плоскости карты вектор, направление которого определяет экспозицию, а длина – крутизну.

В отличие от всех других МВ, экспозиция склонов имеет циклическую легенду ( $0^\circ$  и  $360^\circ$  есть одно и то же – северная экспозиция склона), поэтому непосредственное использование ее вместе с другими МВ в статистических сравнениях некорректно. Вместо нее используют две нециклические величины (например, King et al., 1999):  $\cos A_0$  – «северность» склонов (северным склонам отвечает положительный знак, южным – отрицательный) и  $\sin A_0$  – «восточность» склонов (восточным склонам отвечает положительный знак, западным – отрицательный) (Рис.П1.9). Можно также использовать  $\sin A_{45}$  и  $\cos A_{45}$  ( $A_{45} = A_0 + 45^\circ$ ), положительные значения

которых отвечают северо-восточности и северо-западности, соответственно.

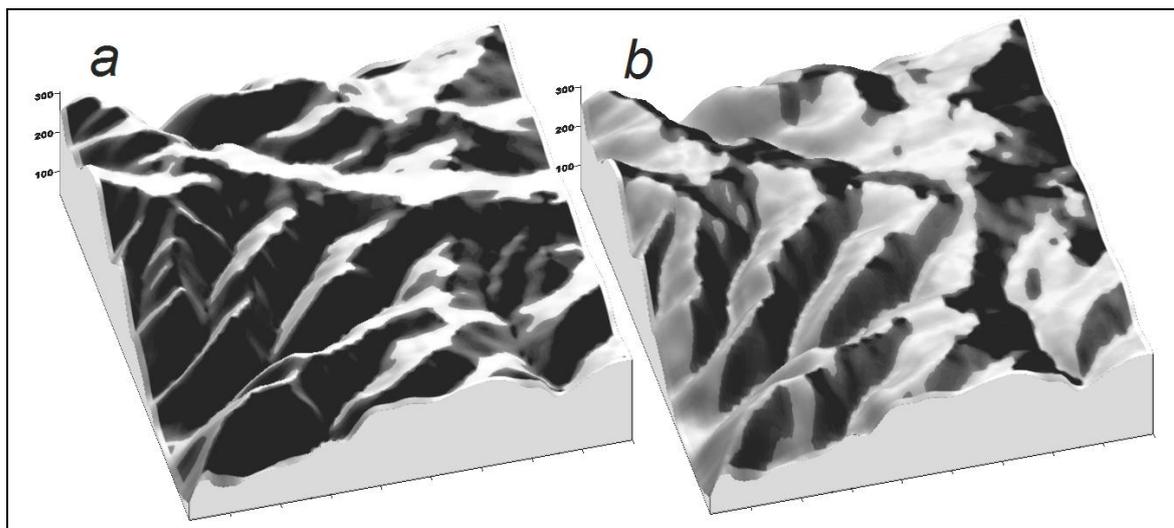


Рис.П1.9. Экспериментальный полигон «Жигули». 3-D карты экспозиции склонов, выраженной через  $\sin$  и  $\cos$  азимута:  $a$  – карта  $\cos A_0$  или северности склонов, светлым цветом показаны северные склоны, темным – южные;  $b$  – карта  $\sin A_0$  или восточности склонов, светлым цветом показаны восточные склоны, темным – западные.

Подчеркнем, что терморезим склонов связан с перпендикулярностью падения солнечных лучей на землю (Сибирцев, 1900), которая зависит как от крутизны, так и от экспозиции склонов в виде их специальной комбинации, освещенности склонов (см. ниже). Однако, из этих трех МВ – крутизна, экспозиция и освещенность – одна выражается через две другие, то есть эти три МВ взаимосвязаны (Shary et al., 2002). Поэтому преобразованная экспозиция ( $\cos A_0$  и т.п.) в статистических сравнениях нередко заменяется освещенностью.

*Освещенность склонов  $F(a,b)$*  описывает интенсивность прямого падающего солнечного излучения и выражается в процентах от значения при точном перпендикулярном падении солнечных лучей, которое принимается за 100%, поэтому она зависит от двух определяющих положение Солнца углов,  $a$  и  $b$  (Рис.П1.10).

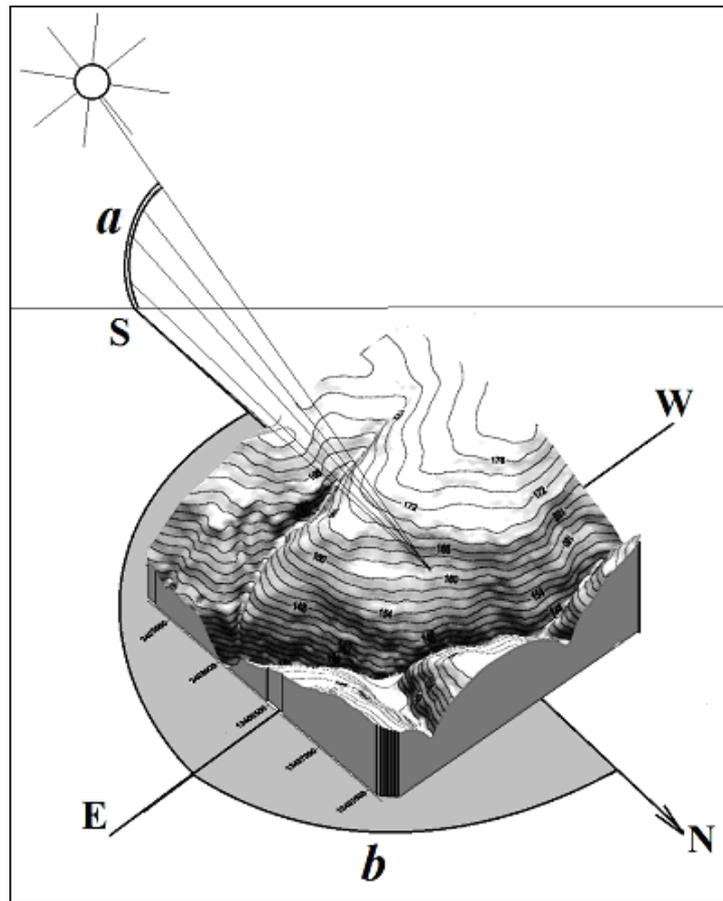


Рис.П1.10. Два угла,  $a$  и  $b$ , определяющие положение Солнца на небосводе;  $a$  – склонение Солнца от горизонта,  $b$  – азимут Солнца.

Умножая освещенность  $F(a,b)$  на солнечную постоянную, получаем освещенность в энергетических единицах,  $\text{Вт/м}^2$  (Shary et al., 2002). Обычно освещенность определяют как локальную МВ и по этой причине она не учитывает влияние отдаленных участков рельефа. В рассчитанных матрицах освещенности холмы имеют теневые стороны (на которых освещенность равна нулю), но сами не отбрасывают теней.

Возможность изменять углы  $a$  и  $b$  в компьютерной программе оказывается важной при статистических сравнениях. Например, почвы или грунты склона нередко прогреваются не в полдень ( $b = 180^\circ$ ), а позднее, чему отвечает юго-западный азимут Солнца ( $b = 225^\circ$ ). Изменяя в программе угол азимута, можно обнаружить зависимость коэффициента корреляции между температурой почвы и освещенностью от азимута. Максимум коэффициента корреляции приходится на определенное значение азимута. Такой

максимум, отвечающий юго-западному азимуту, обнаружен, например, в статистической связи между влажностью почвы и освещенностью (Шарый и др., 2001).

Нередко структурные и функциональные параметры экосистем имеют тесную связь с освещенностью при определенном азимуте, а при других азимутах связь менее тесная. Эти факты показывают, что существует эффективное положение Солнца, отвечающее данному азимуту, которое наилучшим образом описывает световой и термический режимы склонов, определяющие пространственное изменение изучаемой характеристики экосистемы. Следует заметить, что освещенность, например при азимуте  $180^\circ$ , далеко не всегда может полноценно заменяться северностью  $\cos A_0$ . Значения экспозиции склонов бывают более важными для пространственного изменения абиотических свойств экосистем: механического состава почвообразующих пород, запасов влаги, мощности гумусового горизонта и т.п. Освещенность же, как величина непосредственно и наиболее корректно описывающая световой режим играет ведущую роль в изменении биотических характеристик: средней высоты травостоя, его ценотического и флористического разнообразия, зеленой массы напочвенного покрова (Шарый и др., 2011) и т.п.

### ***П1.2.3. Характеристики геометрических форм***

Хотя для описания двух механизмов аккумуляции требуется две кривизны, приближенное описание их одной кривизной оказывается важным в практике поиска факторов окружающей среды, которые определяют изменение характеристик экосистемы. *Средняя кривизна  $H$*  оказывается полезной для этого морфометрической величиной. В работе (Shary, 1995) доказано, что  $H = (kv+kh)/2$ , т. е. средняя кривизна отрицательна в зонах относительной аккумуляции и положительна в зонах относительного сноса. Отрицательному знаку средней кривизны отвечают средневогнутые формы рельефа, а положительному – средневыпуклые (Рис.П1.11).

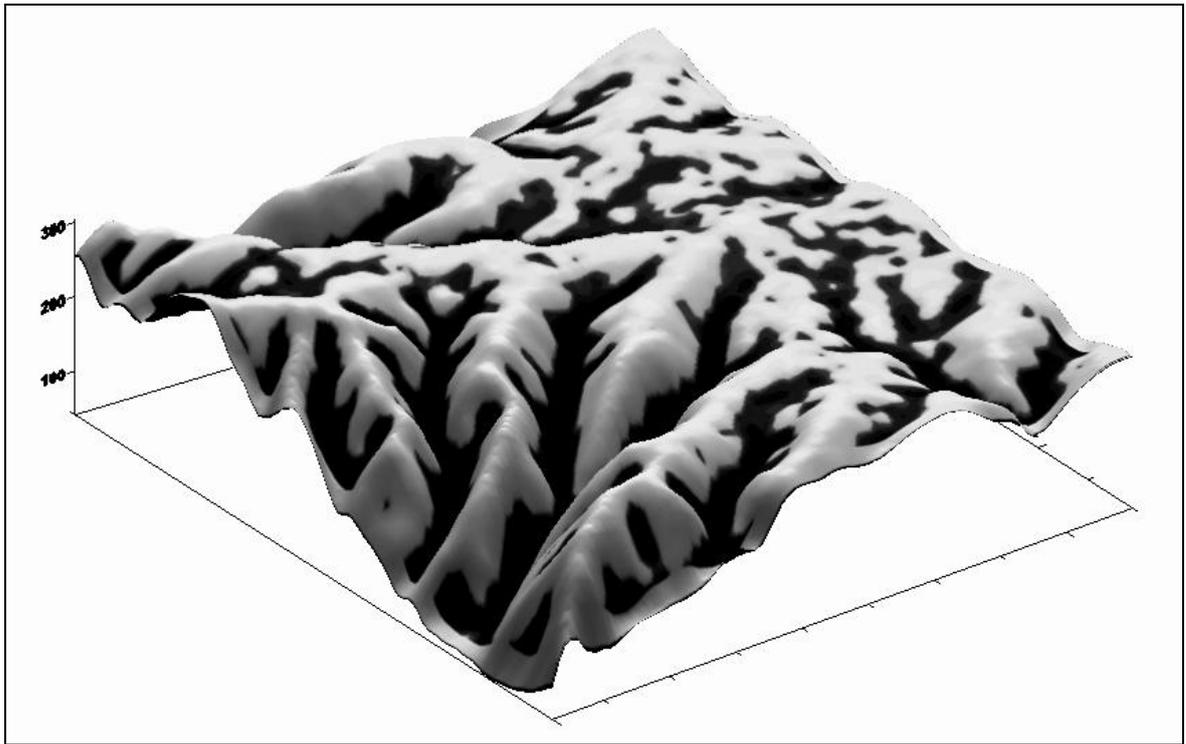


Рис.П1.11. Экспериментальный полигон «Жигули». 3-D карта средней кривизны: темные участки – средневогнутые формы, светлые – средневывуклые.

Следует отметить, что знак и значения средней кривизны не зависят от наклона поверхности как целого. Все описываемые далее в этом разделе морфометрические величины, характеризующие геометрические формы, также являются инвариантами по отношению к гравитационному полю (независимы от него или не меняют своих значений при наклоне поверхности как целого).

Если лесная экосистема развивается на земной поверхности в гравитационном поле, есть ли необходимость использовать МВ, которые игнорируют гравитацию? Однако иногда характеристики экосистемы оказываются разными на различных формах рельефа (например, на вытянутых и округленных), что находит отражение в более тесной их связи с описываемыми геометрическими формами МВ. В этих случаях игнорирующие гравитацию МВ оказываются полезными факторами среды. Во многих случаях при анализе лесных экосистем средняя кривизна выступает предиктором распределения в пространстве разных параметров. Она описывает средне-

вогнутые и средневывпуклые формы земной поверхности, которые могут на практике не ассоциироваться с локальными депрессиями, которые удерживают воду, или возвышенностями, но по форме выделяются как участки, характеризующиеся в целом выпуклыми или вогнутыми. На Рис.П1.11 кажется естественным деление участка местности Жигули на две области: средневогнутые (темные долины) и средневывпуклые (светлые широкие плакоры), однако при детальном рассмотрении оказывается не совсем очевидным (глазами трудно это увидеть). Заметим, что для нашего зрения крайне важна гравитация: многие помнят, как находясь на склоне горы и глядя на море, мы видим его наклоненным к себе, и чем выше мы поднимаемся, тем сильнее оно наклоняется. Или если смотреть на опоры высоковольтных линий в горах, то можно увидеть их «криво установленными», наклоненными к склону горы. На самом деле, ни море, ни тем более опоры не наклоняются, картина есть результат «ошибки» нашего зрения из-за присутствия небольших гравитационных аномалий в горах. Наше зрение искажает картину потому, что настроено и приспособлено к нормальной гравитации. Величины, описывающие формы по геометрии: ямка на потолке будет средневогнутой, игнорируя гравитацию. Однако это не уменьшает их роль в пространственных моделях лесных экосистем.

Гребневые формы рельефа определяются относительно большими положительными значениями *максимальной кривизны* (*k<sub>max</sub>*) поверхности (см. Рис.П1.12*a*). Отметим, что гребневые формы чаще всего разделяют водные потоки, но в общем случае не всегда совпадают с приводораздельными областями, определяемыми площадью сбора.

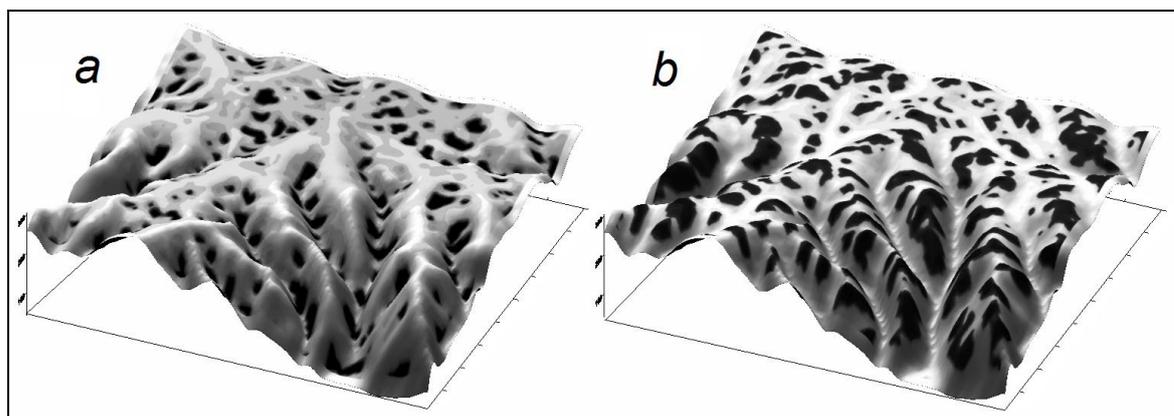


Рис.П1.12. Экспериментальный полигон «Жигули». 3-D карты гребневых форм – *a* (светлые области), килевых форм – *b* (светлые области).

Например, для температуры почвы высокогорного лугового сообщества, его зеленой массы и массы корней (Залиханов и др., 2010), для прибавки урожая озимой пшеницы (Шарый и др., 2011) важна МВ, описывающая гребневые формы.

Килевые формы рельефа определяются относительно большими по абсолютной величине значениями *минимальной кривизны* ( $k_{min}$ ) поверхности, (см. Рис.П1.12*b*). Они совпадают с притальвеговыми областями, определяемыми площадью сбора, но не ограничиваются выделением только этих областей. Эта кривизна может играть большую роль в распределении влажности в почве, особенно там, где активны эрозионные процессы и рельеф может измениться за один весенний период вследствие таяния снега (Mitusov, Shary, 2001). Также в распределении значений нормализованного разностного вегетативного индекса – NDVI – для разных типов леса в горах Кавказа, непременным условием возрастания NDVI является нахождение деревьев вне килевых форм – вне глубоко врезанных горных долин с активными водными потоками, практически на протяжении всего года. В килевых формах рельефа значения NDVI оказываются наиболее низкими.

*Несферичность* ( $M$ ) представляет собой кривизну поверхности, определяющую отличие формы от сферы или удлиненность форм рельефа (Shary, 1995). Величина  $M$  равна нулю для сферической формы любого радиуса и возрастает по мере отклонения формы рельефа от сферической

(Рис.П1.13а). Например, несферичность будет возрастать в оврагах, долинах и одновременно на вытянутых водоразделах. В анализе пространственного распределения фитомасс несферичность является значимым предиктором, с ее возрастанием увеличиваются скелетная древесно-кустарниковая и общая зеленая фитомассы.

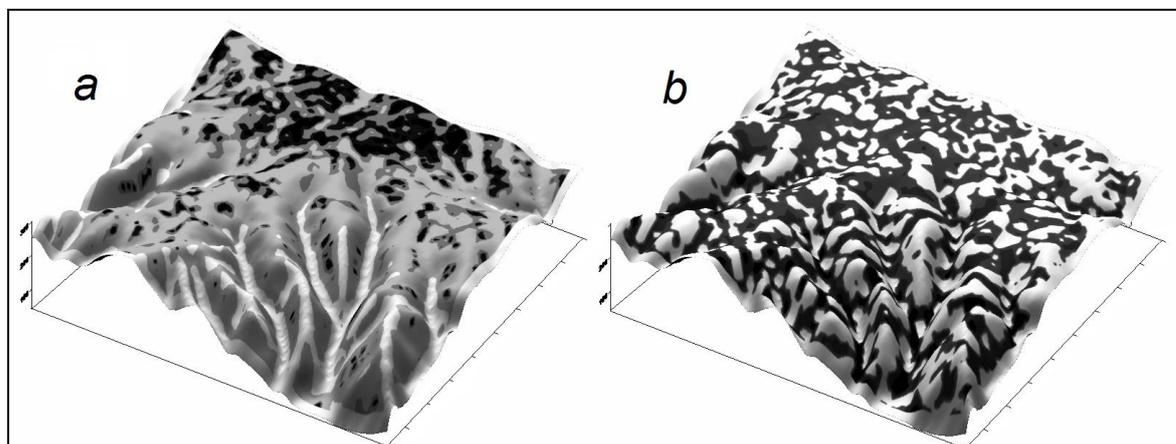


Рис.П1.13. 3-D карты экспериментального полигона «Жигули»: *a* – несферичности (светлые участки – удлиненные формы, темные участки – близкие к сферической форме), *b* – полной гауссовой кривизны (темным цветом выделены ямы и холмы по форме, светлым – седловины по форме).

*Полная гауссова кривизна (K)* определяет на поверхности холмы, ямы и седловины по форме, т.е. эти определения не меняются при наклоне поверхности как целого в гравитационном поле. Эта кривизна нередко определяет пространственные изменения запасов древесины в лесной экосистеме (Рис.П1.13b). Иногда полная гауссова кривизна присутствует в уравнениях множественной регрессии, описывающих распределение древесных фитомасс в экосистеме, при этом значения фитомасс возрастают вне ям и холмов по форме – на седловых формах. Запасы органического углерода в сильно мозаичных лесотундровых почвах также следуют изменению знака и значений гауссовой кривизны.

#### ***П1.2.4. Величины, описывающие расчлененность местности***

Расчлененность (изрезанность) местности – важная характеристика земной поверхности, которая детерминирует характер некоторых процессов в

лесной экосистеме. Наличие морфометрических величин, описывающих степень и характер расчлененности местности, позволяет использовать эти величины как точный инструмент, например, для сравнения расчлененности разных территорий.

*Избыточная горизонтальная кривизна ( $k_{he}$ )* – морфометрическая величина, описывающая расчлененность рельефа в плане, насколько расчленилась и неоднородна земная поверхность при проецировании ее на горизонтальную поверхность (Рис.П1.14а).

*Избыточная вертикальная кривизна ( $k_{ve}$ )* – морфометрическая величина, описывающая расчлененность рельефа в профиле, насколько расчленилась и неоднородна земная поверхность при проецировании ее на вертикальную поверхность, определенную направлением гравитационной составляющей (рис.П1.14б).

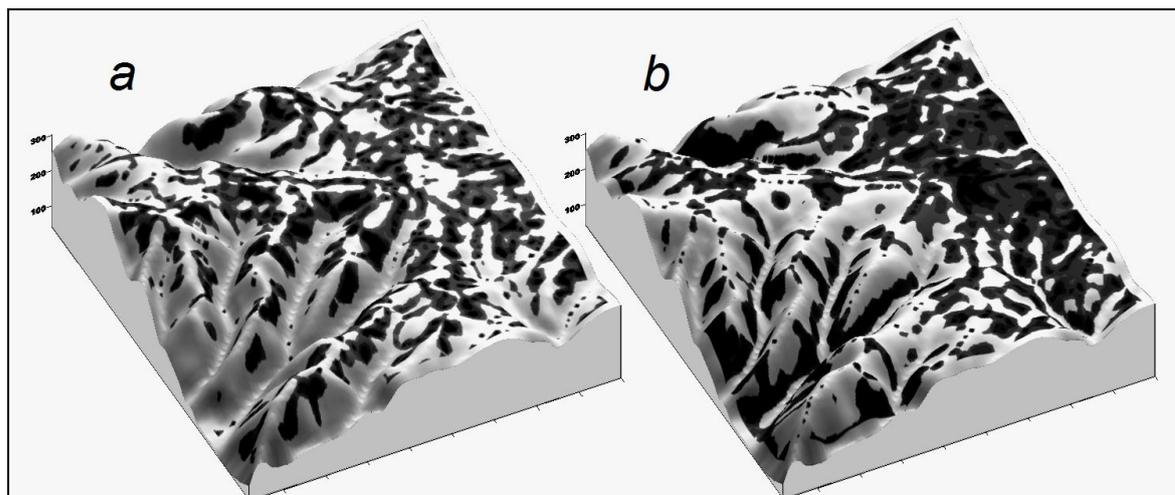


Рис.П1.14. 3-D карты экспериментального полигона «Жигули»: *a* – избыточная горизонтальная кривизна (светлые участки – наиболее расчлененные в плане), *b* – избыточная вертикальная кривизна (светлые участки – наиболее расчлененные в профиле).

*Полная кольцевая кривизна ( $KR$ )* – морфометрическая величина, описывающая расчлененность рельефа одновременно и в плане и в профиле. Она также описывает удаленность изучаемых форм земной поверхности от кольцевых (радиально симметричных) форм (Рис.П1.15).

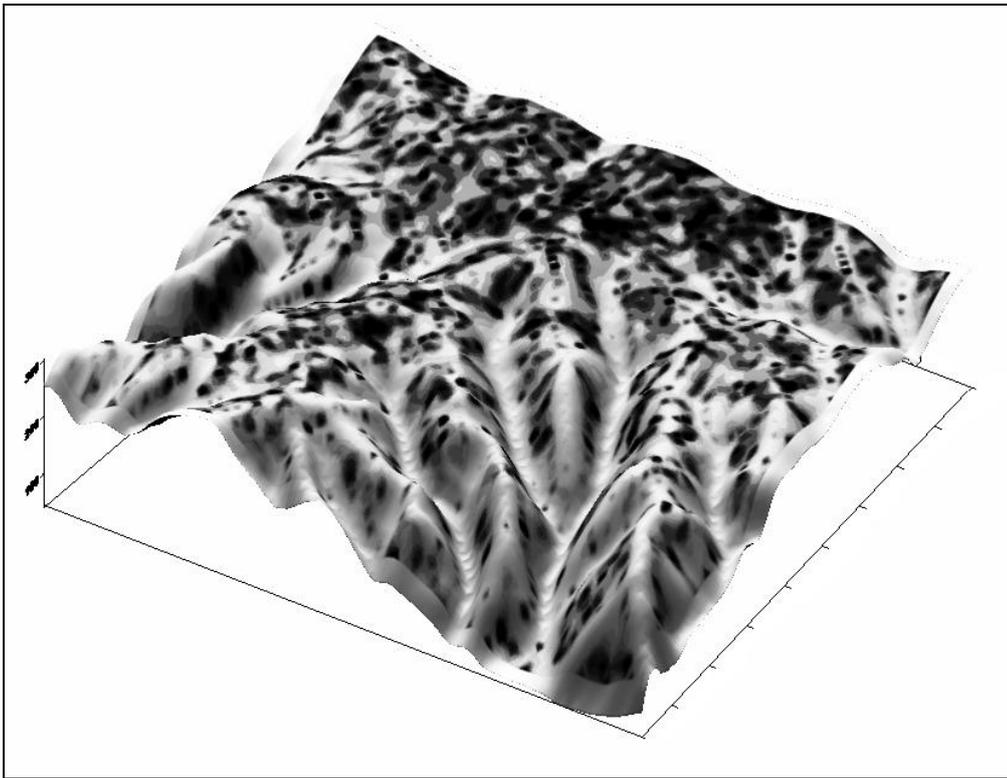


Рис.П1.15. 3-D карта экспериментального полигона «Жигули». Полная кольцевая кривизна: светлые области – наиболее расчлененные в плане и профиле участки местности, темные – наименее расчлененные.

Охарактеризованные выше понятия связаны с метрическим описанием различных форм рельефа: средневогнутые и средневывуклые формы, удлиненность, гребневые и килевые формы, различные виды холмов и депрессий, седловины, приводораздельные и притальвеговые области. Эти понятия могут представляться абстрактными и несколько отвлеченными от реальных ландшафтных процессов и явлений. Однако они служат объективной основой для интерпретации часто употребляемых менее строгих понятий, таких как котловины, долины, отроги, места выполаживания склонов, водоразделы, бровки, заболачивание, подтопление, транзит загрязняющих веществ по земной поверхности и т.п.

В свою очередь, описанные выше МВ и соответствующие им понятия дополнили систему меняющихся в пространстве факторов окружающей среды, относительно легко доступных измерению или расчету. В общем случае в качестве градиентов окружающей среды, отображающих пространственные изменения абиотических экологических факторов, могут

использоваться не только метрические характеристики рельефа, но и другие растровые показатели, такие как данные аэро- или космоснимков, климатические параметры и др. Однако сравнение различных абиотических факторов показало, что характеристики рельефа являются наиболее диагностически ценными (McBratney et al., 2000). Корректные формулы для расчета локальных MB даны в работе (Shary, 2012), алгоритмы их расчета описаны в работе (Shary, 2008).

### Список литературы.

1. Абрамовиц М., Стиган И. (ред.) Справочник по специальным функциям с формулами, графиками и математическими таблицами. М.: Наука, 1979. 832 с.
2. Алехин В.В. Растительность СССР в основных зонах. 2-е изд. М.: Сов. наука, 1951. 512 с.
3. Антипов А.Н. (Ред.) Географические исследования Сибири. Том 1. Структура и динамика геосистем. Новосибирск: Акад. изд-во «ГЕО», 2007. 413 с.
4. Арманд Д.Л. Некоторые задачи и методы физики ландшафта // Геофизика ландшафта. М.: Наука, 1967. С. 7-24.
5. Арманд А.Д. Информационные модели природных комплексов. М.: Наука, 1975. 126 с.
6. Арманд Д.Л. Наука о ландшафте. М.: Мысль, 1975. 287 с.
7. Арманд А.Д. Устойчивость (гомеостатичность) географических систем к различным типам внешних воздействий // Устойчивость геосистем. М.: Наука, 1983. С. 14– 32.
8. Арманд А.Д. Механизмы устойчивости геосистем. Запас устойчивости и критические состояния // Механизмы устойчивости геосистем. М., Наука, 1992. С. 15–33.
9. Базилевич Н.И., Гребенщиков О.С., Тишков А.А. Географические закономерности структуры и функционирования экосистем. М.: Наука, 1986. 297 с.
10. Барталев С.А., Ершов Д.В., Исаев А.С., Потапов П.В., Турубанова С.А., Ярошенко А.Ю. Карта лесов Российской Федерации, окрашенная по преобладающим группам пород деревьев и сомкнутости древесного полога. Масштаб 1 : 14 000 000. Москва: Институт космических исследований РАН, 2004а. - Вебсайт <http://terranorte.iki.rssi.ru>

11. Барталев С.А., Егоров В.А., Ильин В.О., Лупян Е.А. Синтез улучшенных сезонных изображений Северной Евразии для картографирования и мониторинга динамики растительности по данным SPOT-Vegetation // Дистанционное зондирование поверхности Земли и атмосферы. Иркутск: ИСЗФ СО РАН, 2004б. Вып. 5. С. 12–14.
12. Беручашвили Н.Л. Геофизика ландшафта. М.: Высшая школа, 1990. 287 с.
13. Букс И.И. Ландшафтно-экологическая характеристика зоны БАМа и устойчивость природной среды // Вопросы географии. Сб. 105. Байкало-Амурская магистраль. М.: Мысль, 1977. С. 81–97.
14. Вальтер Г.В., Алехин В.В. Основы ботанической географии. М.,Л.: Биомедгиз, 1936. 716 с.
15. Воронов М.П., Усольцев В.А., Часовских В.П. Исследование методов и разработка информационной системы определения и картирования депонируемого лесами углерода в среде Natural. Екатеринбург: УГЛТУ, 2010. 160 с.
16. Гагарина Э.И., Абакумов Е.В. Перспективы почвенных исследований в Жигулевском заповеднике // Известия Самарского Научного Центра РАН, спец. выпуск «Природное наследие России», Часть 1, 2004.
17. Гаусс К.Ф. (1828). Общие исследования о кривых поверхностях // Об основаниях геометрии. М.: Гос. изд-во технико-теоретической литературы, 1956. С.123-161.
18. Гантмахер Ф.Р. Лекции по аналитической механике. Изд. 2-е. М.: Наука, 1966. 300 с.
19. Гедымин А.В. Использование изображения рельефа горизонталями при создании почвенных карт крупного масштаба // Почвоведение. 1992. № 5. С. 5-14.
20. Генкель П.А. (Ред.) Физиология сельскохозяйственных растений. Том IV. Физиология пшеницы. Изд-во МГУ, 1969. 555 с.

21. Глазовская М.А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1964. 230 с.
22. Глазовская М.А. Принципы классификации природных геосистем по устойчивости к техногенезу и прогнозное ландшафтно-геохимическое районирование // Устойчивость геосистем. М.: Наука, 1983. С. 61–78.
23. Глазовская М.А. Геохимия природных и антропогенных ландшафтов СССР. М.: Высшая школа, 1988. 328 с.
24. Глазовская М.А. Биогеохимическая организованность экологического пространства в природных и антропогенных ландшафтах как критерий их устойчивости // Известия РАН. Серия географическая. 1992. № 5. С. 5-12.
25. Глазовский Н.Ф., Арманд А.Д. (Ред.) Механизмы устойчивости геосистем. М.: Наука, 1992. 202 с.
26. Голубятников Л.Л., Денисенко Е.А. Влияние климатических изменений на растительный покров европейской России // Известия РАН. Серия географическая. 2009. № 2. С. 57-68.
27. Горшков В.Г. Энергетика биосферы и устойчивость состояния окружающей среды // Итоги науки и техники. Теоретические и общие вопросы географии. М.: ВИНТИ, 1990. Т. 7. 238 с.
28. Горшков В.Г. Физические и биологические основы устойчивости жизни. М.: ВИНТИ, 1995. 470 с.
29. Губкин И.М. Учение о нефти. М.: ОНТИ НКТП, 1937. 460 с.
30. Джеррард А.Дж. Почвы и формы рельефа. Комплексное геоморфолого-почвенное исследование. - Л.: Недра, 1984. - 208 с.
31. Докучаев В.В. (1886). Разбор главнейших почвенных классификаций // В.В. Докучаев. Избранные сочинения. Т.3. Картография, генезис и классификация почв. М.: Сельхозгиз, 1949. С. 161-239.
32. Долгий-Трач В.А. Использование модели «Погода-урожай-3» для расчета урожаев озимой пшеницы // Труды ВНИИСМ, 1986. Вып. 21. С. 54-66.

33. Дуденко Н.В., Андрианова Ю.Е., Максютова Н.Н. Потенциал фотосинтеза хлорофилла на полях пшеницы в сухие и влажные годы // Физиология растений, 2002. Т. 49. № 5. С. 684-687.

34. Дьяконов К.Н. Опыт прогноза воздействия Печорского водохранилища на леса прибрежной зоны // Дьяконов К.Н. (Ред.) Влияние водохранилищ лесной зоны на прилегающие территории. М.: Наука, 1970. С. 145-158.

35. Ежегодный доклад о состоянии и использовании лесов Российской Федерации за 2012 год. ФБУ ВНИИЛМ, 2012. 123 с.

36. Жильцова Е.Л., Анисимов О.А. Эмпирико-статистическое моделирование растительной зональности в условиях изменения климата на территории России // Израэль Ю.А., Семенов С.М. и др. (Ред.) Проблемы экологического моделирования и мониторинга экосистем. Т. XXV. М.: «Планета», 2013. С. 360-374.

37. Жуков В.Т., Сербенюк С.Н., Тикунов В.С. Математико-картографическое моделирование в географии. М.: Мысль, 1980. 224 с.

38. Заварзин Г.А. (Отв. ред.). Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России. М.: Наука, 2007. 315 с.

39. Залиханов М.Ч., Лосев К.С., Шелехов А.М. Естественные экосистемы – важнейший ресурс человечества // Вестник РАН. 2006. Т. 76. № 7. С. 612-634.

40. Залиханов М.Ч., Коломыц Э.Г., Шарая Л.С., Цепкова Н.Л., Сурова Н.А. Высокогорная экология в моделях. М.: Наука, 2010. 487 с.

41. Замолодчиков Д.Г., Коровин Г.Н., Гитарский М.Л. Углеродный бюджет управляемых лесов Российской Федерации // Лесоведение. 2007. № 6. С. 23-34.

42. Замолодчиков Д.Г., Грабовский В. И., Краев Г. Н. Динамика бюджета углерода лесов России за два последних десятилетия // Лесоведение. 2011. № 6. С. 16–28.

43. Заугольнова Л.Б. Характеристика лесных фитокатен в подзоне хвойно-широколиственных лесов // Бюллетень МОИП. Отдел биологический. 2001. Т.106. № 5. С. 42-50.

44. Звонкова Т.В. Принципы и методы регионального географического прогнозирования // Вестник МГУ. Серия География. 1972. № 4. С. 19-25.

45. Зейдис И.М., Кружалин В.И., Симонов Ю.Г. и др. Общие свойства динамики геосистем // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2001. № 4. С.3–8.

46. Злотин Р.И. Экологические проблемы биоты и устойчивость геосистем // Известия АН СССР. Серия географич. 1987. № 6. С. 45-51.

47. Исаев А.С., Коровин Г.Н. Углерод в лесах Северной Евразии // Круговорот углерода на территории России. М.: Мин-во науки и технологий РФ, 1999. С. 63–95.

48. Исаченко Т.И., Лавренко Е.М. (Ред.) Карта растительности европейской части СССР, масштаб: 1:1000000. М.: ГУГК, 1974.

49. Исаченко Т.И. Темнохвойные леса и редколесья, широколиственно-темнохвойные леса // Грибова С.А., Исаченко Т.И., Лавренко Е.М. (Ред.) Растительность европейской части СССР. Л.: Наука, 1980. С. 70-77.

50. Каллаган Т.В., Величко А.А., Борисова О.К. Тундра в условиях меняющегося климата // Известия РАН. Серия географическая. 2010. № 4. С. 17-27.

51. Кашапов Р.Ш. Баланс углерода – критерий оценки состояния региональной природно-хозяйственной системы // Дисс. на соискание ... доктора географических наук. Казань, 2009. 38 с.

52. Киселев А.Н. Прогнозное биогеографическое картографирование. М.: Наука, 1985. 103 с.

53. Кобак К.И. Биотические компоненты углеродного цикла. Л.: Гидрометеоиздат, 1988.

54. Ковда В.А. Почвенный покров. Его улучшение, использование и охрана. М.: Наука, 1981. 186 с.

55. Ковда В.А. Биогеохимия почвенного покрова. М.: Наука, 1985. 264 с.

56. Козлов Д.Н. Цифровой ландшафтный анализ при крупномасштабном картографировании структур почвенного покрова // Автореферат... канд. географ. наук. М.: 2009. 26 с.

57. Коломыц Э.Г., Юнина В.П., Сидоренко М.В., Воротников В.П. Экосистемы хвойного леса на зональной границе. Нижний Новгород: Институт экологии Волжского бассейна, 1993. 346 с.

58. Коломыц Э.Г. Организация и устойчивость хвойнолесных экосистем на бореальном экотоне Русской равнины // Известия РАН. Серия географическая. 1995. № 3. С. 37-51.

59. Коломыц Э.Г. Прогнозные оценки зональных ландшафтно-экологических условий в свете предстоящих глобальных изменений климата // География и природные ресурсы, 1999. № 3. С. 5-12.

60. Коломыц Э.Г. Региональная модель глобальных изменений природной среды. М.: Наука, 2003. 371 с.

61. Коломыц Э.Г. Бореальный экотон и географическая зональность: Атлас-монография. М.: Наука, 2005. 390 с.

62. Коломыц Э.Г. Локальные механизмы глобальных изменений природных экосистем. М.: Наука, 2008. 430 с.

63. Коломыц Э.Г., Шарая Л.С. Высокогорные экосистемы в условиях предстоящего глобального потепления (прогнозное эмпирико-статистическое моделирование) // Успехи современной биологии. 2009. Т. 131. № 6. С. 578-596.

64. Коломыц Э.Г., Розенберг Г.С., Шарая Л.С. Методы ландшафтной экологии в прогнозных оценках биотической регуляции углеродного цикла при глобальном потеплении // Экология. 2009. № 6. С. 1-8.

65. Коломыц Э.Г., Шарая Л.С., Сурова Н.А. Прогнозное моделирование углеродного баланса лесных экосистем Волжского бассейна при глобальном потеплении // География и природные ресурсы. 2010. № 1. С. 9-17.

66. Коломыц Э.Г., Шарая Л.С. Устойчивость лесных экосистем, методы ее исчисления и картографирования // Известия Самарского научного центра РАН. 2014. Т. 16. № 1. С. 93–107.

67. Коломыц Э.Г., Шарая Л.С. Количественная оценка функциональной устойчивости лесных экосистем // Экология. 2015. № 2. С. 83-94.

68. Кондратьев К.Я., Лосев К.С., Ананичева М.Д., Чеснокова И.В. Естественно-научные основы устойчивости жизни. М.: ВИНТИ, Институт географии РАН, 2003. 239 с.

69. Комаров А.С. Смена парадигмы математического моделирования в экологии // Кудеяров В.Н. (ред.) Моделирование динамики органического вещества в лесных экосистемах. Глава 1. Современные подходы в математическом моделировании нелинейной динамики продукционных процессов и биологического круговорота элементов в лесных экосистемах. Раздел 1.1. М.: Наука, 2007. С. 13-19.

70. Комаров А.С., Чертов О.Г. Основные направления в моделировании продукционных процессов и динамики структуры лесных сообществ // Кудеяров В.Н. (ред.) Моделирование динамики органического вещества в лесных экосистемах. Глава 1. Современные подходы в математическом моделировании нелинейной динамики продукционных процессов и биологического круговорота элементов в лесных экосистемах. Раздел 1.2. М.: Наука, 2007. С. 33-39.

71. Краснощеков Г.П., Розенберг Г.С. Принципы усложнения механизмов устойчивости экологических систем // Проблемы устойчивости биологических систем. М.: Наука, 1992. С. 40-51.

72. Крауклис А.А. Проблемы экспериментального ландшафтоведения. Новосибирск: Наука, 1979. 233 с.

73. Крауклис А.А. (Отв. ред.) Геосистемы контакта тайги и степи: юг Центральной Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. 217 с.

74. Кудеяров В.Н. (Отв. ред.) Моделирование динамики органического вещества в лесных экосистемах. М.: Наука, 2007. 380 с.

75. Кулинцев В.В., Годунова Е.И., Желнакова Л.И., Удовыдченко В.И., Петрова Л.Н., Дридигер В.К., Антонов С.А., Андрианов Д.Ю., Дзыбов Д.С., Кравцов В.В., Ерошенко Ф.В., Куприченко М.Т., Ковтун В.И., Кузыченко Ю.А., Шустикова Е.П., Хрипунов А.И., Шаповалова Н.Н., Чертов В.Г., Володин А.Б., Комаров Н.М., Лапенко Н.Г., Галушко Н.А., Давидянц Э.С., Чапцев А.Н., Чапцева Т.В., Шлыкова Т.Д., Браткова Л.Г., Чумакова В.В., Общия Е.Н., Багринцева В.Н., Ходжаева Н.А., Федотов А.А., Нешин И.В. Система земледелия нового поколения Ставропольского края. Ставрополь: Издательство «АГРУС», 2013. 520 с.

76. Куприянова Т.П. Обзор представлений об устойчивости физико-географических систем // Устойчивость геосистем. М.: Наука, 1983. С. 7–13.

77. Ласточкин А.Н. Морфодинамический анализ. Л.: Недра, 1987. 256 с.

78. Ласточкин А.Н. Рельеф земной поверхности (принципы и методы статической геоморфологии). Л.: Недра, 1991. 340 с.

79. Логофет Д.О., Свирежев Ю.М. Устойчивость в моделях взаимодействующих популяций // Проблемы кибернетики. 1976. Вып. 32. С. 132–140.

80. Лукина Н.В., Исаев А.С., Крышень А.М., Онучин А.А., Сиринов А.А., Гагарин Ю.Н., Барталев С.А. Приоритетные направления развития лесной науки как основы устойчивого управления лесами // Лесоведение. 2015. № 4. С. 243–254.

81. Ляпунов А.М. Общая задача об устойчивости движения. Харьков: Изд-ние Харьковского математического общества, 1892. 250 с. (переиздание: Ляпунов А.М. Общая задача об устойчивости движения (диссертация и статьи). 2-е изд. Л., М.: ОНТИ, Гл. ред. общетехн. лит., 1935. 386 с.)

82. Малолетко А.М. Методы палеогеографических исследований. Томск: Томский государственный университет, 2010. 101 с.

83. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Изд. 2-е. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 752 с.

84. Миркин Б.М., Розенберг Г.С., Наумова Л.Г. Словарь понятий и терминов современной фитоценологии. М.: Наука, 1989. 223 с.
85. Моисеев Б.Н., Филипчук А.Н. Методика МГЭИК для расчета годового депонирования углерода и оценка ее применимости для лесов России // Лесное хозяйство. 2009. № 4. С. 11-13.
86. Морозов Г.Ф. Учение о лесе. Изд. 7-е. М.-Л.: Гослесбумиздат, 1949. 368 с.
87. Мохов И.И., Дюфрен Ж.-Л., Э.Ле Трет и др. Изменение режимов засухи и биопродуктивности наземных экосистем в регионах Северной Евразии по расчетам с глобальной климатической моделью с углеродным циклом // ДАН. 2005. Т. 405. № 6. С. 1–5.
88. Неуструев С.С. (1930). Элементы географии почв // Генезис и география почв. М.: Наука, 1977. С. 149-314.
89. Николаев М.В. Современный климат и изменчивость урожаев. Зерновые регионы умеренного пояса. СПб: Гидрометеиздат, 1994. 200 с.
90. Нэф Э. О некоторых вопросах сравнительной экологии ландшафтов // Доклады Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока. 1968. Вып. 19. С. 44-53.
91. Обедиентова Г.В. Происхождение Жигулевской возвышенности и развитие рельефа. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 223 с.
92. Обедиентова Г.В. Из глубины веков. Геологическая история и природа Жигулей. Куйбышев: Книжное изд-во, 1988. 234 с.
93. Одум Ю. Основы экологии. М.: Мир, 1975. 742 с.
94. Одум Ю. Экология. В 2-х т. Пер. с англ. М.: Мир, 1986.
95. Осипов В.В. (Отв. ред.) Экосистемы теллермановского леса. Институт лесоведения РАН. М.: Наука, 2004. 340 с.
96. Осипов А.Ф., Бобкова К.С. Запасы и продукция углерода в средне-таежных сосняках чернично-сфагновых // Вестник Института биологии Коми НЦ Уро РАН. 2011. № 9. С. 2-4.

97. Павлова В.Н. Проблема оценки влияния изменений климата на продуктивность агросферы России: методология, модели, результаты расчетов // Материалы конференции «Математическое моделирование в экологии», ЭкоМатМод-2009. г.Пушино, 1-5 июня 2009. С.199-200.

98. Петрищев В.П., Чибилёв А.А., Грошев И.В., Кин Н.О. Ландшафтная катена Богдинско-Баскунчакского солянокупольного района // География и природные ресурсы. 2016. № 1. С. 80-86.

99. Петрова Л.Н. Научные основы интенсификации технологии возделывания озимой пшеницы в засушливом земледелии // Диссертация в форме научного доклада на соискание ученой степени доктора сельскохозяйственных наук. Харьков, 1987. 20 с.

100. Петрова Л.Н., Ерошенко Ф.В. Ориентация листьев, структурная организация фотосинтетического аппарата, продуктивность и качество зерна озимой пшеницы // Научный журнал КубГАУ. 2006. №24 (8). С. 1-9.

101. Польшов Б.Б. Кора выветривания. Часть I. Процессы выветривания. Основные фазы и формы коры выветривания и их распределение. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 243 с.

102. Попова Н.В., Михно В.Б. Оптимизация ландшафтно-экологической обстановки на основе метода индикации экосистем // Вестник Воронежского государственного университета. Серия География, Геоэкология. 2012. № 1. С. 21-28.

103. Прокаев В.И. Опыт крупномасштабного ландшафтного районирования восточной части Самарской Луки // Вопросы географии. Сб. 39. М.: Географгиз, 1956. С. 185-195.

104. Пузаченко Ю.Г. Инвариантность геосистем и их компонентов // Устойчивость геосистем. М.: Наука, 1983. С. 32–41.

105. Пузаченко Ю.Г. Основы общей экологии. М.: Изд-во МГУ, 1996. 133 с.

106. Пузаченко Ю.Г., Пузаченко М.Ю., Козлов Д.Н., Алещенко Г.М. Анализ строения почвенного профиля на основе цифровой цветной фотографии // Почвоведение. 2004. № 2. С. 133-147.
107. Риклефс Р.Э. Основы общей экологии. М.: Мир, 1979. 424 с.
108. Родин Л.Е., Базилевич Н.И. Сравнительный анализ круговорота зольных элементов и азота в некоторых пустынных почвах Азии // География и классификация почв Азии. М., Наука: 1965. С. 79-104.
109. Рожков А.А., Козак В.Т. Устойчивость лесов. М.: ВО Агропромиздат, 1989. 239 с.
110. Розенберг Г.С. Модели в фитоценологии. М.: Наука, 1984. 265 с.
111. Розенберг Г.С. Устойчивость экосистем и ее математическое описание // Экологические проблемы гомеостаза в биогеоценозе. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 120-130.
112. Розенберг Г.С., Мозговой Д.П., Гелашвили Д.Б. Экология. Элементы теоретических конструкций современной экологии. Самара: Самарский НЦ РАН, 1999. 396 с.
113. Розенберг Г.С. Модели потенциальной эффективности популяций и экологических систем // Вестник Нижегородского университета им. Н.И. Лобачевского. Серия Биология. 2005. № 1. С. 163-180.
114. Розенберг Г.С., Коломыц Э.Г., Шарая Л.С. Углеродный баланс лесных экосистем в условиях предстоящего потепления // География продуктивности и биогеохимического круговорота в наземных экосистемах. М.: Институт географии РАН, 2010. С. 126-139.
115. Розенберг Г.С., Зинченко Т.Д. Устойчивость гидроэкосистем: обзор проблемы // Аридные экосистемы. 2014. Т. 4. № 4 (61). С. 12-25.
116. Романова Е.Н. Микроклиматическая изменчивость основных элементов климата. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 279 с.

117. Романова Е.Н., Мосолова Г.И., Береснева И.А. Микроклиматология и ее значение для сельского хозяйства. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 245 с.
118. Рухович О.В. Оптимизация параметров прогнозирования урожайности сельскохозяйственных культур с использованием многофакторных моделей и ГИС-технологий на основе полевых опытов с удобрениями Агрохимслужбы и Геосети // Дисс.... доктора биологических наук. Москва, 2016. 44 с.
119. Савельев А.А. Биохорологическое разнообразие и моделирование пространственной структуры растительного покрова (геоинформационный подход) // Автореферат диссертации ... доктора биологических наук. Казань, 2004. 37 с. - Также: Савельев А.А. Основные положения диссертации на соискание ученой степени доктора биологических наук по специальности 03.00.16 - экология, 2004 г.
120. Саксонов С.В., Сенатор С.А. (ред.) Могутова гора и ее окрестности. Подорожник. 2013. Тольятти: Кассандра. 134 с.
121. Светлосанов В.А. О стабильности экосистем и упругости // Вестник Московского университета. Серия 5 География. 1976. № 4. С. 83-94.
122. Светлосанов В.А. Устойчивость природных систем к природным и антропогенным воздействиям (учебное пособие). М., 2009. 100 с.
123. Свирежев Ю.М., Логофет Д.О. Устойчивость биологических сообществ. М.: Наука, 1978. 352 с.
124. Свирежев Ю.М. Устойчивость и сложность в математической экологии // Устойчивость геосистем. М.: Наука, 1983. С. 41–50.
125. Сибирцев Н.М. (1900). Почвоведение – курс лекций, читанных студентам Института сельского хозяйства и лесоводства в Новой Александрии // Н.М. Сибирцев. Избранные сочинения. Т.1. Почвоведение. М.: Сельхозгиз, 1951. 472 с.

126. Симонов Ю.Г. Морфометрический анализ рельефа. Москва-Смоленск: Изд-во Смоленского гуманитарного ун-та, 1998. 271 с.
127. Сиротенко О.Д., Павлова В.Н., Семендяев А.К. Моделирование коэволюции климата и агросферы России на протяжении XX и XXI-го столетий // Материалы Второй конференции «Математическое моделирование в экологии» (ЭкоМатМод-2011), г.Пушино, 23-27 мая 2011 г., г.Пушино, 2011. С. 253-255.
128. Солнцев В.Н. Системная организация ландшафтов. М.: Мысль, 1981. 239 с.
129. Солнцев Н.А. Проблема устойчивости ландшафтов // Вестник МГУ. Серия 5 География. 1984. № 1. С. 14–19.
130. Сорокина Н.П., Козлов Д.Н. Опыт цифрового картографирования структуры почвенного покрова // Почвоведение. 2009. № 2. С. 198-210.
131. Сочава В.Б. Геотопология как раздел учения о геосистемах // В.Б. Сочава. Топологические аспекты учения о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1974. С. 3-86.
132. Сочава В.Б. Учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1975. 39 с.
133. Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 319 с.
134. Сукачев В.Н. Избранные труды. Т. 1. Основы лесной типологии и биогеоценологии. Л.: Наука, 1972. 418 с.
135. Сысуев В.В., Бондарь Ю.Н., Чумаченко С.И. Моделирование структуры ландшафтов и динамики древостоев для планирования устойчивого лесопользования // Вестник Московского университета. Серия 5 География. 2010. № 6. С. 39-48.
136. Сычев В.Г., Рухович О.В., Романенков В.А., Беличенко М.В., Листова М.П. Опыт создания единой систематизированной базы данных полевых опытов Агрехимслужбы и Геосети «Агрогеос» // Проблемы агрохимии и экологии. 2008. № 3. С. 35-38.

137. Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях (на массивно-кристаллических и песчаных полимиктовых породах). М.: Наука, 1971. 267 с.
138. Тишков А.А. Биосферные функции природных экосистем России. М.: Наука, 2005. 310 с.
139. Уиттекер Р. Сообщества и экосистемы. М.: Прогресс, 1980. 327 с.
140. Уланова Е.С. Агрометеорологические условия и урожайность озимой пшеницы. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 302 с.
141. Усольцев В.А. Биологическая продуктивность лесов Северной Евразии. Методы, база данных и ее приложения. Екатеринбург: Ботанический Сад УрО РАН, Уральский лесотехнический университет, 2007. 636 с.
142. Усольцев В.А., Часовских В.П., Норицина Ю.В. Географические градиенты чистой первичной продукции березовых лесов Евразии // Экология. 2015. № 3. С. 1-9.
143. Физико-географическое районирование Среднего Поволжья // Отв. ред. А.В. Ступишин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1964. 197 с.
144. Фролов А.В. (Отв. ред.) Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствий на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. 58 с.
145. Цельникер Ю.Л. Газообмен CO<sub>2</sub> в лесных биогеоценозах / Идеи биогеоценологии в лесоведении и лесоразведении. М.: Наука, 2006. С. 213–229.
146. Четаев Н.Г. Устойчивость движения. М.: Наука, 1965. 208 с.
147. Чумаченко С.И. Имитационное моделирование многовидовых разновозрастных лесных насаждений // Автореферат ... доктора биологических наук. М.: 2006. 35 с.
148. Чумаченко С.И., Яковлева А.И. Построение количественной шкалы теневыносливости некоторых лесообразующих видов средней час-

ти Приморского края // Вестник Иркутского государственного аграрного университета. 2014. № 61. С.74-81.

149. Шарая Л.С., Шарый П.А. Использование морфометрических статистик для описания внутренней геометрии равнинных и горных местностей // Известия Самарского научного центра РАН. 2003. Т. 5. № 2. С. 278-286.

150. Шарая Л.С., Шарый П.А. Элементарные формы в классификациях рельефа, их связь с характеристиками ландшафта Приокско-Террасного заповедника // Известия Самарского научного центра РАН, спец. выпуск «Природное наследие России», Часть 1. 2004. С. 102-111.

151. Шарая Л.С. Количественный анализ пространственной изменчивости некоторых параметров состояния экосистемы Жигули // Бюллетень Самарская Лука, 2007. Т. 16. № 4(22). С. 639-659.

152. Шарая Л.С. Предсказательное картирование лесных экосистем в геоэкологии // Поволжский экологический журнал. 2009. № 3. С. 249-257.

153. Шарая Л.С., Шарый П.А. Связь абиотических и биотических характеристик лесной экосистемы Жигули // Известия Самарского научного центра РАН. 2009. Т. 11. № 1. С. 22-30.

154. Шарая Л.С., Шарый П.А. Изучение пространственной организации лесных экосистем с помощью методов геоморфометрии // Экология. 2011. № 1. С. 3-10.

155. Шарый П.А. Оценка взаимосвязей рельеф-почва-растения с использованием новых подходов в геоморфометрии (на примере агроландшафта и лесной экосистемы юга Московской области). // Автореферат на соискание ученой степени кандидата биологических наук. Тольятти, 2005. 23 с.

156. Шарый П.А., Шарая Л.С. О методологии использования рельефа в исследованиях ландшафта // Теоретические проблемы экологии и эволюции (Четвертые Люблищевские чтения). Тольятти: ИЭВБ РАН, 2005. С. 238-246.

157. Шарый П.А., Шарая Л.С. Предсказательное картирование: количественные методы индикации свойств ландшафта с использованием геоморфометрии // XI международная ландшафтная конференция «Ландшафтоведение – теория, методы, региональные исследования, практика», 22-25 августа 2006 г., г.Москва. Материалы XI международной ландшафтной конференции. М.: Географический факультет МГУ, 2006. С. 76-77.

158. Шарый П.А. Ряды стабильностей пар элементов в серой лесной почве // Биосферные функции почвенного покрова. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 40-летию юбилею Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН. - Пушкино: SYNCHROBOOK, 2010. Часть 3. С. 347-349.

159. Шарый П.А. Орографическое районирование // Шоба С.А. (ред.). Национальный атлас почв Российской Федерации. Раздел 2. Факторы почвообразования. М.: АСТРЕЛЬ, АСТ, 2011. С. 62.

160. Шарый П.А., Рухович О.В., Шарая Л.С. Методология анализа пространственной изменчивости характеристик урожайности пшеницы в зависимости от условий агроландшафта // Агрехимия. 2011. № 2. С. 57-81.

161. Шарый П.А., Рухович О.В., Шарая Л.С. Предсказательное моделирование характеристик урожая озимой пшеницы // Цифровая почвенная картография: теоретические и экспериментальные исследования. М.: Почвенный институт им. В.В. Докучаева, 2012а. С. 310-326.

162. Шарый П.А., Рухович О.В., Шарая Л.С., Рухович Ф.Д. Метод оценки стабильных сочетаний характеристик урожайности // Плодородие. 2012б. № 5(68). С. 41-42.

163. Шарый П.А., Пинский Д.Л. Статистическая оценка связи пространственной изменчивости содержания органического углерода в серой лесной почве с плотностью, концентрацией металлов и рельефом // Почвоведение. 2013. № 11. С. 1344-1356.

164. Шарый П.А., Смирнов Н.С. Механизмы влияния солнечной радиации и анизотропии местности на растительность темнохвойных лесов Печоро-Ильчского заповедника // Экология. 2013. № 1. С. 11-19.
165. Шарый П.А. Геоморфометрический анализ пространственной изменчивости почв и экосистем // Автореферат на соискание ученой степени доктора биологических наук. Ростов-на-Дону, 2016. 49 с.
166. Швиденко А.З. Глобальные изменения и Российская лесная таксация // Лесная таксация и лесоустройство. 2012. Вып.1(7). С. 52-75.
167. Швиденко А.З., Щепашенко Д.Г. Углеродный бюджет лесов России // Сибирский лесной журнал. 2014. № 1. С. 69-92.
168. Щепашенко Д.Г., Мухортова Л.В., Швиденко А.З., Ведрова Э.Ф. Запасы органического углерода в почвах России // Почвоведение. 2013. № 2. С. 123-132.
169. Щербаков Ю.А. Из опыта изучения роли экспозиции в ландшафтообразовании // Влияние экспозиции на ландшафты. Пермь: Пермский университет, ученые записки, №240, 1970. С. 3-99.
170. Aandahl A.R. The characterization of slope positions and their influence on the total nitrogen content of a few virgin soils of Western Iowa // Soil Science Society of America Proceedings. 1948. V. 13. P. 449-454.
171. Aber J.D., Ollinger S.V., Federer C.A., Reich P.B., Goulden M.L., Kicklighter D.W., Melillo J.M., Lathrop R.G. Predicting the effects of climate change on water yield and forest production in the northeastern United States // Climate Research. 1995. V. 5. P. 207-222.
172. Aber J., Nelson R.P., McNulty S. et al. Forest processes and global environmental change: Predicting the effects of individual and multiple stressors // BioScience. 2001. V. 51. N. 9. P. 735-751.
173. Adhikari U., Nejadhashemi A.P., Woznicki S.A. Climate change and eastern Africa: a review of impact on major crops // Food and Energy Security. 2015. V. 4. P. 110-132.

174. Allen D.M. The relationship between variable selection and data augmentation and a method for prediction // *Technometrics*. 1974. V. 16. P. 125-127.
175. Alvarez R., Grigera S. Analysis of soil fertility and management effects on yields of wheat and corn in the Rolling Pampa of Argentina // *Journal of Agronomy and Crop Science*. 2005. V. 191. P. 321-329.
176. Amthor J.S. Improving photosynthesis and yield potential / Ranally P. (Ed.) *Improvement of Crop Plants for Industrial End Uses*. New York, etc.: Springer, 2007. Chapter 2. P. 27-58.
177. Avnery S., Mauzerall D.L., Fiore A.M. Increasing global agricultural production by reducing ozone damages via methane emission controls and ozoneresistant cultivar selection // *Global Change Biology*. 2013. V. 19. P. 1285-1299.
178. Arseneault D., Sirois L. The millennial dynamics of a boreal forest stand from buried trees // *Journal of Ecology*. 2004. V. 92. P. 490-504.
179. Austin M.P. Spatial prediction of species distribution: an interface between ecological theory and statistical modeling // *Ecological Modelling*. 2002. V. 157. N. 2-3. P. 101-118.
180. Austin M. Species distribution models and ecological theory: A critical assessment and some possible new approaches // *Ecological Modelling*. 2007. V. 200. N. 1-2. P. 1-19.
181. Basso B., Cammarano D., Chen D., Cafiero G., Amato M., Bitella G., Rossi R., Basso F. Landscape position and precipitation effects on spatial variability of wheat yield and grain protein in Southern Italy // *Journal of Agronomy and Crop Science*. 2009. V. 195. P. 301-312.
182. Beckage B., Osborne B., Pucko C., Gavin D.G., Siccama T., Perkins T. A rapid upward shift of a forest ecotone during 40 years of warming in the Green Mountains of Vermont // *Proceedings of the National Academy of Sciences (USA)*. 2008. V. 105. N. 11. P. 4197-4202.

183. Bee J.N., Kunstler G., Coomes D.A. Resistance and resilience of New Zealand tree species to browsing // *Journal of Ecology*. 2007. V. 95. P. 1014-1026.
184. Beers T.W., Dress P.E., Wensel L.C. Aspect transformation in site productivity research // *Journal of Forestry*. 1966. V. 64. P. 691-692.
185. Benitez P.C., McCallum I., Obersteiner M., Yamagata Y. The economics of tree-planting for carbon mitigation: A global assessment // *Regional Externatilities*. 2007. Berlin, Heidelberg: Springer. P. 307–321.
186. Beven K.J., Kirkby M.J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology // *Hydrological Sciences Bulletin*. 1979. V. 24. N. 1. P. 43-69.
187. Beven K., Wood E.F. Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas // *Journal of Hydrology*. 1983. V. 65. N. 1/3. P. 139-158.
188. Beven K. Towards the use of catchment geomorphology in flood frequency predictions // *Earth Surface Processes and Landforms*. 1987. V. 12. N. 1. P. 69-82.
189. Blanco M., Ramos F., Van Doorslaer B. Economic impacts of climate change on agrifood markets: A bio-economic approach with a focus on the EU // Poster paper prepared for presentation at the EAAE 2014 Congress 'Agri-Food and Rural Innovations for Healthier Societies', August 26 to 29, 2014. Ljubljana, Slovenia.
190. Burke M., Dykema J., Lobell D.B., Miguel E., Satyanath S. Incorporating climate uncertainty into estimates of climate change impacts // *The Review of Economics and Statistics*. 2015. V. 97. P. 461-471.
191. Busby J.R. Potential impacts of climate change on Australia's flora and fauna // *Greenhouse: Planning For Climate Change*. Melbourne: Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, 1988.
192. Busby J.R. BIOCLIM – A bioclimate analysis and prediction system // C.R. Margules, M.P. Austin. (Eds.). *Nature Conservation: Cost Effective*

Biological Surveys and Data Analysis. Melbourne: Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, 1991. P. 64-68.

193. Cabas J., Weersink A., Olale E. Crop yield response to economic, site and climatic variables // *Climatic Change*. 2010. V. 101. P. 599-616.

194. Carpenter G., Gillison G., Winter J. DOMAIN: A flexible modelling procedure for mapping potential distributions of plants and animals // *Biodiversity and Conservation*. 1993. V. 2. P. 667-680.

195. Chapin F.S., Walker B.H., Hobbs R.J., et al. Biotic control over the functioning of ecosystems // *Science*. 1997. V. 277. P. 500–504.

196. Cummins P.F. Stratified flow over topography: time-dependent comparisons between model solutions and observations // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2000. V. 33. N. 1. P. 43-72.

197. Dalrymple J.B., Blong R.J., Conacher A.J. A hypothetical nine unit landsurface model // *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 1968. V. 12. N. 1. P. 60-76.

198. DeClerck S., De Bie T., Ercken D., Hampel H., Schrijvers S., Van Wichelen J., et al. Ecological characteristics of small farmland ponds: Associations with land use practices at multiple spatial scales // *Biol. Conserv.* 2006. V. 131. P. 523-532.

199. Diaz S., Cabido M. Vive la difference: plant functional diversity matters to ecosystem processes // *Trends Ecol. Evol.* 2001, V. 16. P. 646–655.

200. Drever C.R., Peterson G., Messier C., Bergeron Y., Flannigan M. Can forest management based on natural disturbances maintain ecological resilience? // *Canadian Journal of Forest Research*. 2006. V. 36. P. 2285-2299.

201. Elith J., Graham C.H., Anderson R.P., Dudík M., Ferrier S., Guisan A., Hijmans R.J., Huettmann F., Leathwick J.R., Lehmann A., Li J., Lohmann L.G., Loiselle B.A., Manion G., Moritz C., Nakamura M., Nakazawa Y., Overton J.McC.M., Peterson A.T., Phillips S.J., Richardson K., Scachetti-Pereira R., Schapire R.E., Soberón J., Williams S., Wisz M.S., Zimmermann

N.E. Novel methods improve prediction of species' distributions from occurrence data // *Ecography*. 2006. V. 29. N. 2. P. 129-151.

202. Evans I.S. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics // R.J.Chorley (ed.). *Spatial Analysis in Geomorphology*. London: Methuen & Co., Ltd., 1972. Ch.2. P. 17-90.

203. Evans I.S. Geomorphometry and landform mapping: What is a landform? // *Geomorphology*. 2012. V. 137. P. 94-106.

204. Ferrara R.M., Trevisiol P., Acutis M., Rana G., Richter G.M., Bag-galey N. Topographic impacts on wheat yields under climate change: two con-trasted case studies in Europe // *Theoretical and Applied Climatology*. 2010. V. 99. P. 53-65.

205. Fisher J.I., Mustard J.F., Vadeboncoeur M.A. Green leaf phenology at Landsat resolution: Scaling from the field to the satellite // *Remote Sensing of Environment*, 2006. V. 100. P. 265-279.

206. Fisher J.I., Richardson A.D., Mustard J.F. Phenology model from surface meteorology does not capture satellite-based greenup estimations // *Global Change Biology*. 2007. V. 13. P. 707-721.

207. Floors R., Peña A., Gryning, S.E. The effect of baroclinicity on the wind in the planetary boundary layer // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2014. - doi: 10.1002/qj.2386.

208. Foley J.A., Prentice I.C., Ramancutty N. et al. An integrated bios-phere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics // *Global Biogeochemical Cycles*. 1996. V. 10. P. 623–628.

209. Forman R.T.T. *Land Mosaics: The Ecology of Landscapes and Re-gions*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1995. 632 p.

210. Franklin J. Predictive vegetation mapping: geographic modelling of biospatial patterns in relation to environmental gradients // *Progress in Physical Geography*. 1995. V. 19. N. 4. P. 474-499.

211. Franklin J. Predicting the distribution of shrub species in southern California from climate and terrain-derived variables // *Journal of Vegetation Science*. 1998. V. 9. N. 5. P. 733-748.
212. Franklin J., Syphard A.D., He H.S., Mladenoff D.J. Altered fire regimes affect landscape patterns of plant succession in the foothills and mountains of southern California // *Ecosystems*. 2005. V. 8. P. 885-898.
213. Freeman T.G. Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid // *Computers and Geosciences*. 1991. V. 17. N. 3. P. 413-422.
214. Gamon J.A., Huemmrich K.F., Peddle D.R., Chen J., Fuentes D., Hall F.G., Kimball J.S., Goetz S., Gu J., McDonald K.C., Miller J.R., Moghaddam M., Rahman A.F., Roujean J.-L., Smith E.A., Walthall C.L., Zarco-Tejada P., Hu B., Fernandes R., Cihlar J. Remote sensing in BOREAS: Lessons learned // *Remote Sensing of Environment*. 2004. V. 89. P. 139–162.
215. Greene J.S., Maxwell E. Climatic impacts on winter wheat in Oklahoma and potential applications to climatic and crop yield prediction // *International Journal of Biometeorology*. 2007. V. 52. P. 117-126.
216. Groner E., Novoplansky A. Reconsidering diversity–productivity relationships: directness of productivity estimates matters // *Ecology Letters*. 2003. V. 6. P. 695–699.
217. Guisan A., Weiss S.B., Weiss A.D. GLM versus CCA spatial modeling of plant species distribution // *Plant Ecology*. 1999. V. 143. N. 1. P. 107-122.
218. Guisan A., Zimmermann N.E. Predictive habitat distribution models in ecology // *Ecological Modelling*. 2000. V. 135. N. 2-3. P. 147-186.
219. Guisan A., Edwards Jr. T.C., Hastie T. Generalized linear and generalized additive models in studies of species distributions: setting the scene // *Ecological Modelling*. 2002. V. 157. N. 2-3. P. 89-100.

220. Guisan A., Thuiller W. Predicting species distribution: offering more than simple habitat models // *Ecology Letters*. 2005. V. 8. N. 9. P. 993-1009.
221. Guisan A., Rahbek C. SESAM – a new framework integrating macroecological and species distribution models for predicting spatio-temporal patterns of species assemblages // *Journal of Biogeography*. 2011. V. 38. N. 8. P. 1433-1444.
222. Gunderson L.H. Ecological resilience - in theory and application // *Annual Review of Ecology and Systematics*. 2000. V. 31. P. 425-439.
223. Hansen J., Johnson D., Lacis A., Lebedeff S. Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide // *Science*. 1981. V. 213. N. 4511. P. 957-966.
224. Hansen J.E., Ruedy R., Sato M., Imhoff M., Lawrence W., Easterling D., Peterson T., Karl T. A closer look at United States and global surface temperature change. *Journal of Geophysical Research*. 2001. V. 106. P. 23947-23963.
225. Hansen M.C., DeFries R.S., Townshend J.R.G., Carroll M., Dimiceli C., Sohlberg R.A. Global percent tree cover at a spatial resolution of 500 meters: First results of the MODIS vegetation continuous fields algorithm // *Earth Interactions*. 2003. V. 7. N. 10. P. 1-15.
226. Hansen J., Nazarenko L., Ruedy R., Sato M., Willis J., Del Genio A., Koch D., Lacis A., Lo K., Menon S., Novakov T., Perlwitz J., Russell G., Schmidt G.A., Tausnev N. Earth's energy imbalance: confirmation and implications // *Science*. 2005. V. 308. P. 1431-1435.
227. Hansen M.C., Potapov P.V., Moore R., Hancher M., Turubanova S.A., Tyukavina A., Thau D., Stehman S.V., Goetz S.J., Loveland T.R., Komareddy A., Egorov A., Chini L., Justice C.O., Townshend J.R.G. High-resolution global maps of 21st-century forest cover change // *Science*. 2013. V. 342. P. 850-853.

228. Haxeltine A., Prentice I.C. BIOME3: An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types // *Global Biogeochemical Cycles*. 1996. V. 10. N. 4. P. 693-709.
229. He H.S., Mladenoff D.J. Spatially explicit and stochastic simulation of forest-landscape fire disturbance and succession // *Ecology*. 1999. V. 80. N. 1. P. 81-99.
230. He H.S., Mladenoff D.J., Boeder J. An object-oriented forest landscape model and its representation of tree species // *Ecological modeling*. 1999. V. 119. N. 1. P. 1-19.
231. Hijmans R.J., Cameron S.E., Parra J.L., Jones P.J., Jarvis A. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas // *International Journal of Climatology*. 2005. V. 25. N. 15. P. 1965-1978.
232. Holling C.S. Resilience and stability of ecosystems // *Annual Review of Ecology and Systematics*. 1973. V. 4. P. 1-23.
233. Huang K. The economic impacts of global warming on US agriculture: the role of adaptation // The University of Adelaide, Working Paper No. 2016-03. Version 2. 2016. 40 pp.
234. Huete A., Justice C., van Leeuwen W. MODIS vegetation index (MOD13). Algorithm theoretical basis document. Version 3. Univ. of Arizona and Virginia, April 1999. 120 p.
235. Huete A., Didan K., Miura T., Rodriguez E.P., Gao X., Ferreira L.F. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices // *Remote Sensing of Environment*. 2002. V. 83. P. 195-213.
236. Huggett R.J. Soil landscape systems: a model of soil genesis // *Geoderma*. 1975. V. 13. N. 1. P. 1-22.
237. Hwang T., Song C., Vose J.M., Band L.E. Topography-mediated controls on local vegetation phenology estimated from MODIS vegetation index // *Landscape Ecology*. 2011. V. 26. P. 541-556.

238. Iglesias A., Rosenzweig C., Pereira D. Agricultural impacts of climate change in Spain: developing tools for a spatial analysis // *Global Environmental Change*. 2000. V. 10. P. 69-80.
239. Iizumi T., Yokozawa M., Nishimori M. Parameter estimation and uncertainty analysis of a large-scale crop model for paddy rice: application of a Bayesian approach // *Agricultural and Forest Meteorology*. 2009. V. 149. P. 333-348.
240. Iverson L.R., Prasad A.M. Predicting the abundance of 80 tree species following climate change in the eastern United States // *Ecological Monographs*. 1998. V. 68. N. 4. P. 465-485.
241. Jankauskas B., Jankauskienė G., Fullen M.A. Relationships between soil organic matter content and soil erosion severity in Albeluvisols of the Žemaičiai Uplands // *Ecologija*. 2007. V. 53. N. 1. P. 21–28.
242. Jones P.G., Thornton P.K. The potential impacts of climate change on maize production in Africa and Latin America in 2055 // *Global Environmental Change*. 2003. V. 13. P. 51-59.
243. Jørgensen J.R., Jørgensen R.N. Uniformity of wheat yield and quality using sensor assisted application of nitrogen // *Precision Agriculture*. 2007. V. 8. P. 63–73.
244. King D., Bourennane H., Isampert M., Macaire J.J. Relationship of the presence of a non-calcareous clay-loam horizon to DEM attributes in a gently sloping area // *Geoderma*. 1999. V. 89. N. 1-2. P. 95-111.
245. Kinzig A.P., Pacala S.W., Tilman D. (Eds.) The functional consequences of biodiversity: empirical progress and theoretical extensions. *Monographs in Population Biology*, Vol. 33. Princeton, NJ: Princeton University Press, 2002.
246. Kolomyts E.G. Forest ecosystems of the Volga River basin under global climatic changes (experience of landscape-ecological prediction) // *International Journal of Ecology and Development*. 2009. V. 13. P. 3-24.

247. Kubota Y., Murata H., Kikuzawa K. Effects of topographic heterogeneity on tree species richness and stand dynamics in a subtropical forest in Okinawa Island, southern Japan // *Journal of Ecology*. 2004. V. 92. P. 230–240.
248. Lehmann A., Overton J.McC., Austin M.P. Regression models for spatial prediction: their role for biodiversity and conservation // *Biodiversity and Conservation*. 2002. V. 11. N. 12. P. 2085-2092.
249. Lischke H., Guisan A., Fischlin A., Bugmann H. Vegetation responses to climate change in the Alps - Modeling studies // Cebon P., Dahinden U., Davies H., Imboden D., Jaeger C. (eds.) *A View from the Alps: Regional Perspectives on Climate Change*. Boston: MIT Press, 1998. Chapter 6. P. 309-350.
250. Lobell D.B., Asner G.P. Climate and management contributions to recent trends in US agricultural yields // *Science*. 2003. V. 299. P. 1032-1033.
251. Lobell D.B., Field C.B. Global scale climate-crop yield relationships and the impacts of recent warming // *Environmental Research Letters*. 2007. V. 2. P. 014002.
252. Lobell D.B., Ortiz-Monasterio J.I. Impacts of day versus night temperatures on spring wheat yields: a comparison of empirical and CERES model predictions in three locations // *Agronomy Journal*. 2007. V. 99. P. 469-477.
253. Lobell D.B., Burke M.B. Why are agricultural impacts of climate change so uncertain? The importance of temperature relative to precipitation // *Environmental Research Letters*. 2008. V. 3. P. 034007.
254. Lobell D.B., Burke M.B., Tebaldi C., Mastrandrea M.D., Falcon W.P., Naylor R.L. Prioritizing climate change adaptation needs for food security in 2030 // *Science*. 2008. V. 319. P. 607-610.
255. Lobell D.B., Burke M.B. On the use of statistical models to predict crop yield responses to climate change // *Agricultural and Forest Meteorology*. 2010. doi:10.1016/j.agrformet.2010.07.008
256. Lobell D.B., Schenkler W., Costa-Roberts J. Climate trends and global crop production since 1980 // *Science*. 2011. V. 333. P. 616-620.

257. Lobell D.B., Bänziger M., Magorokosho C., Vivek B. Nonlinear heat effects on African maize as evidenced by historical yield trials // *Nature Climate Change*. 2011. V. 1. P. 42-45.
258. Lobell D.B., Schlenker C.-R.J. Climate trends and global crop production since 1980 // *Science*. 2011. V. 333. P. 616-620.
259. Lobell D.B., Sibley A., Ortiz-Monasterio J.I. Extreme heat effects on wheat senescence in India // *Nature Climate Change*. 2012. V. 2. P. 186-189.
260. Lobell D.B., Hammer G.L., McLean G., Messina C., Roberts M.J., Schlenker W. The critical role of extreme heat for maize production in the United States // *Nature Climate Change*. 2013. V. 3. P. 497-501.
261. López-Bellido R.J., Castillo J.E., López-Bellido L. Comparative response of bread and durum wheat cultivars to nitrogen fertilizer in a rainfed Mediterranean environment: soil nitrate and N uptake and efficiency // *Nutr. Cycl. Agroecosyst.* 2008. V. 80. P. 121–130.
262. Loreau M., Naeem S., Inchausti P. (Eds.) *Biodiversity and Ecosystem Functioning: Synthesis and Perspectives*. Oxford: Oxford University Press, 2002.
263. MacArthur R. Fluctuations of animal populations and a measure of community stability // *Ecology*. 1955. V. 36. N. 3. P. 533–536.
264. MacMillan R.A., Shary P.A. Landforms and landform elements in geomorphometry // T. Hengl, H.I. Reuter (eds.). *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. Developments in Soil Science, Volume 33*. Amsterdam, etc.: Elsevier, 2009. Chapter 9. P. 227-254.
265. Maggini R., Lehmann A., Zimmermann N.E., Guisan A. Improving generalized regression analysis for the spatial prediction of forest communities // *Journal of Biogeography*. 2006. V. 33. P. 1729-1749.
266. Milne G. Composite units for the mapping of complex soil associations // *Transactions of the 3-rd International Congress on Soil Science*. Oxford, 1935. Vol.1, Commiss. Paper. P. 266-270.

267. Mitusov A.V., Shary P.A. Application of quantitative land surface analysis methods to soil water content spatial variability studies // K.-P. Seiler, S. Wohnlich (Eds.). *New Approaches Characterizing Groundwater Flow*. Proceedings of the XXXI International Association of Hydrogeologists Congress, Munich, Germany, September 10-14, 2001. Swets and Zeitlinger Lisse: A.A.Balkema Publishers, 2001. V. 2. P. 757-761.
268. Margalef R. Information theory in ecology // *International Journal of General Systems*. 1958. V. 3. P. 36-71.
269. Martz L.W., de Jong E. CATCH: a Fortran program for measuring catchment area from digital elevation models // *Computers and Geosciences*. 1988. V. 14. N. 5. P. 627-640.
270. Martz L.W., de Jong E. Natural radionuclides in the soils of a small agricultural basin in the Canadian Prairies and their association with topography, soil properties and erosion // *Catena*. 1990. V. 17. N. 1. P. 85-96.
271. McBratney A.B., Odeh I.O.A., Bishop T.F.A., Dunbar M.S., Shatar T.M. An overview of pedometric techniques for use in soil survey // *Geoderma*. 2000. V. 97. N. 3-4. P. 293-327.
272. McCullagh P., Nelder J.A. *Generalized Linear Models*. 2-nd ed. London: Chapman and Hall, 1989. 511 p.
273. McGuire A.D., Anderson L.G., Christensen T.R., Dallimore S., Guo L., Hayes D.J., Heimann M., Lorenson T.D., Macdonald R.W., Roulet N. Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change // *Ecological Monographs*. 2009. V. 79. N. 4. P. 523-555.
274. Melillo J.M., McGuire A.D., Kicklighter D.W. et al. Global change and terrestrial net primary production // *Nature*. 1993. V. 363. P. 234-240.
275. Miller J. Incorporating spatial dependence in predictive vegetation models: residual interpolation methods // *The Professional Geographer*. 2005. V. 57. N. 2. P. 169-184.
276. Montgomery D.C., Peck E.A. *Introduction to Linear Regression Analysis*. New York: John Wiley & Sons, 1982. 504 p.

277. Moore A.D., Noble I.R. Automatic model simplification: The generation of replacement sequences and their use in vegetation modeling // *Ecological Modelling*. 1993. V. 70. N. 1-2. P. 137–157.
278. Moore F.C., Lobell D.B. The adaptation potential of European agriculture in response to climate change // *Nature Climate Change*. 2014. V. 4. P. 610-614.
279. Müller C., Bondeau A., Popp A., Waha K., Fader M. Climate change impacts on agricultural yields // *World Development Report. Development and Climate Change. Background note*. 2010. 11 pp.
280. Naeem S. Species redundancy and ecosystem reliability // *Conservation Biology*, 1998. V. 12. P. 39–45.
281. Naeem S., Wright J.P. Disentangling biodiversity effects on ecosystem functioning: deriving solutions to a seemingly insurmountable problem // *Ecology Letters*. 2003. V. 6. P. 567–579.
282. Neilson R.P. Simulated changes in vegetation distribution under global warming // Watson R.T., Zinyowera M.C., Moss R.H. (Eds.) *The Regional Impacts of Climate Change. An Assessment of Vulnerability. A Special Report of IPCC Working Group II*. Cambridge University Press. P. 441-519.
283. Neilson R.P., Running S.W. Global dynamic vegetation modeling: Coupling biogeochemistry and biogeography models // *Global Change and Terrestrial Ecosystems*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1996. P. 461–465.
284. Nelson G.C., Van der Mensbrugge D., Ahammad H., Blanc E. et al. Agriculture and climate change in global scenarios: why don't the models agree // *Agricultural Economics*. 2014. V. 45. P. 85-101.
285. Nicholls A.O. How to make biological surveys go further with generalized linear models // *Biological Conservation*. 1989. V. 50. P. 51-75.
286. Ollinger S.V., Aber J.D., Federer C.A., 1998. Estimating regional forest productivity and water yield using an ecosystem model linked to a GIS // *Landscape Ecology*. 1998. V. 13. P. 323-334.

287. Osborn T., Lawrence D., Challinor A., Slingo J., Wheeler T.T. Development and assessment of a coupled crop-climate model // *Global Change Biology*. 2007. V. 13. P. 169-183.
288. Osborn T., Gornall J., Hooker J., Williams K., Wiltshire A., Betts R., Wheeler T. JULES-crop: a parameterization of crops in the Joint UK Land Environment Simulator // *Geoscientific Model Development*. 2015. V. 8. P. 1139-1155.
289. 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. P. 988-993.
290. Pennock D.J., Zebarth B.J., de Jong E. Landform classification and soil distribution in hummocky terrain, Saskatchewan, Canada // *Geoderma*. 1987. V. 40. N. 3-4. P. 297-315.
291. Persson A., Pilesjö P., Eklundh L. Spatial influence of topographical factors on yield of potato (*Solanum tuberosum* L.) in Central Sweden // *Precision Agriculture*. 2005. V. 6. P. 341-357.
292. Peterson G., Allen C.R., Holling C.S. Ecological resilience, biodiversity and scale // *Ecosystems*. 1998. V. 1. P. 6-18.
293. Phillips O.L., Hall P., Gentry A.H., Sawyer S.A., Vásquez R. Dynamics and species richness of tropical rain forests // *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*. 1994. V. 91. P. 2805-2809.
294. Pierce Jr. K.B., Lookingbill T., Urban D. A simple method for estimating potential relative radiation (PRR) for landscape-scale vegetation analysis // *Landscape Ecology*. 2005. V. 20. N. 2. P. 137-147.
295. Pike R.J., Evans I.S., Hengl T. *Geomorphometry: A Brief Guide* // Hengl T., Reuter H.I. (Eds). *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Developments in Soil Science, Volume 33. Amsterdam etc.: Elsevier, 2009. Chapter 1. P. 3-30.

296. Pope V.D., Gallani M.L., Rowntree P.R., Stratton R.A. The impact of new physical parameterizations in Hadley Centre climate model – HadCM3 // *Climate Dynamics*. 2000. V. 16. P. 123-146.
297. Pradervand J.-N., Dubuis A., Pellissier L., Guisan A., Randin C. Very high resolution environmental predictors in species distribution models: Moving beyond topography? // *Progress in Physical Geography*. 2014. V. 38(1). P. 79-96.
298. Prentice I.C., Cramer W., Harrison S.P. et al. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate // *Journal of Biogeography*. 1992. V. 19. P. 117-134.
299. Pretzsch H. Diversity and productivity in forests: evidence from long-term experimental plots // Scherer-Lorenzen M., Körner C., Schulze E.-D. (Eds.) *Forest diversity and function: temperate and boreal systems*. Berlin: Springer, 2005. P. 41-64.
300. Quegan S., Beer C., Shvidenko A., McCallum I., Handoh I.C., Peylin P., Rödenbeck C., Lucht W., Nilsson S., Schimmler C. Estimating the carbon balance of central Siberia using a landscape-ecosystem approach, atmospheric inversion and Dynamic Global Vegetation Models // *Global Change Biology*. 2011. V. 17. P. 351-365.
301. Rafaelli S.G., Montgomery D.R., Greenberg H.M. A comparison of thematic mapping of erosional intensity to GIS-driven process models in an Andean drainage basin // *Journal of Hydrology*. 2001. V. 244. N. 1-2. P. 33-42.
302. Roberts D.W., Betz D.W. Simulating landscape vegetation dynamics of Bruce Canyon National Park with the vital attributes / fuzzy systems model VAFS / LANDSIM / Mladenoff D.J., Baker W.L. (eds.) *Spatial Modeling of Forest Landscapes: Approaches and Applications*. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. P. 99-124.
303. Rodriguez E., Morris C.S., Belz J.E., Chapin E.C., Martin J.M., Daffer W., Hensley S. An assessment of the SRTM topographic products, Tech-

nical Report JPL D-31639. Pasadena, California: Jet Propulsion Laboratory, 2005. 143 p.

304. Romstad B., Etzelmüller B. Mean-curvature watersheds: A simple method for segmentation of a digital elevation model into terrain units // *Geomorphology*. 2012. V. 139-140. P. 293-302.

305. Ruhe R.V. Geomorphic surfaces and the nature of soils // *Soil Science*. 1956. V. 82. N. 6. P. 441-455.

306. Ryan P.J., McKenzie N.J., O'Connell D., Loughhead A.N., Leppert P.M., Jackuier D., Ashton L. Integrating forest soils information across scales: spatial prediction of soil properties under Australian forests // *Forest Ecology and Management*. 2000. V. 138. N. 1-3. P. 139-157.

307. Scheller R.M., Mlanedoff D.J. A spatially interactive simulation of climate change, harvesting, wind, and tree species migration and projected changes to forest composition and biomass in northern Wisconsin, USA // *Global Change Biology*. 2005. V. 11. P. 307-321.

308. Schimal D.S., House J.L., Hibbard K.A. et al. Resent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems // *Nature*. 2001. V. 414. № 8. P. 169–178.

309. Scherer-Lorenzen M., Körner Ch., Schulze E.-D. The functional significance of forest diversity: a synthesis // Scherer-Lorenzen M., Körner Ch., Schulze E.-D. (Eds.) *Forest diversity and function. Temperate and boreal systems*. Ecological Studies 176. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 2005. P. 377-390.

310. Schlenker W., Roberts M.J. Nonlinear effects of weather on crop yields: implications for climate change. 2006. U.S. Department of Agriculture. 41 pp.

311. Schlenker W., Roberts M.J. Nonlinear temperature effects indicate severe damages to US crop yields under climate change // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 2009. V. 106. P. 15594-15598.

312. Scull P., Franklin J., Chadwick O.A., McArthur D. Predictive soil mapping: a review // *Progress in Physical Geography*. 2003. V. 27. N. 2. P. 171-197.
313. Shary P.A. Land surface in gravity points classification by a complete system of curvatures // *Mathematical Geology*. 1995. V. 27. N. 3. P. 373-390.
314. Shary P.A., Sharaya L.S., Mitusov A.V. Fundamental quantitative methods of land surface analysis // *Geoderma*. 2002. V. 107. N. 1-2. P. 1-32.
315. Shary P.A., Sharaya L.S., Mitusov A.V. The problem of scale-specific and scale-free approaches in geomorphometry // *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*. 2005. V. 28. N. 1. P. 81-101.
316. Shary P.A. Unsolved tasks of geomorphometry. In: *International Symposium on Terrain Analysis and Digital Terrain Mapping (TADTM 2006)*, held November 23-25 in Nanjing, China. *Proceedings of TADTM 2006*, p.62; full paper: CD-ROM.
317. Shary P.A. Models of topography // Q.Zhou, B.Lees, G.Tang (Eds.). *Advances in Digital Terrain Analysis. Lecture Notes in Geoinformation and Cartography, XIV*. Berlin, etc.: Springer-Verlag, 2008. P. 29-57.
318. Shary P.A. The mathematical basis of local morphometric variables // Florinsky I.V. (Ed.). *Digital Terrain Analysis in Soil Science and Geology. Appendix A*. New York, etc.: Elsevier, 2012. P. 289-313.
319. Shrestha S., Ciaian P., Himics M., Van Doorslaer B. Impacts of climate change on EU countries // *Review of Agricultural and Applied Economics*. 2013. V. 16. P. 24-29.
320. Shvidenko A., Schepaschenko D., McCallum I., Nilsson S. Can the uncertainty of full carbon accounting of forest ecosystems be made acceptable to policymakers? // *Climatic Change*. 2010. V. 103. P. 137-157.
321. Si B.C., Farrell R.E. Scale-dependent relationship between wheat yield and topographic indices: A wavelet approach // *Soil Science Society of America Journal*. 2004. V. 68. P. 577-587.

322. Smith T.M., Leemance R., Shugart H.H. Sensitivity of terrestrial carbon storage to CO<sub>2</sub>-induced climate change: comparison of four scenarios based on general circulation models // *Climatic Change*. 1992. V. 21. P. 367–384.
323. Smith B., Mark D.M. Do mountains exist? Towards an ontology of landforms // *Environment and Planning B: Planning and Design*. 2003. V. 30. N. 3. P. 411-427.
324. Song L., Zhang D.-W., Li F.-M., Fan X.-W., Ma Q., Turne N.C. Soil water availability alters the inter- and intra-cultivar competition of three spring wheat cultivars bred in different eras // *Journal of Agronomy and Crop Science*. 2010. - doi:10.1111/j.1439-037X.2010.00419.x
325. Speight J.G. A parametric approach to landform regions // *Progress in Geomorphology*. Institute of British Geographers special publ. No.7. Oxford: Alden & Mowbray Ltd at the Alden Press, 1974. P. 213-230.
326. Speight J.G. Landform / McDonald R.C., Isbell R.F., Speight J.G., Walker J., Hop M.S. (eds.). *Australian Soil and Land Survey Handbook*. Melbourne: Inkata Press, 1990. P. 9-57.
327. Stone L., Gabric A., Berman T. Ecosystem resilience, stability, and productivity – seeking a relationship // *American Naturalist*. 1996. V. 148. P. 892–903.
328. Sturtevant B.R., Gustafson E.J., He H.S. Modeling disturbance and succession in forest landscapes using LANDIS: introduction // *Ecological Modelling*. 2004. V. 180. N. 1. P. 1-5.
329. Syphard A.D., Yang J., Franklin J., He H.S., Keeley J.E. Calibrating a forest landscape model to simulate frequent fire in Mediterranean-type shrublands // *Environmental Modelling and Software*. 2007. V. 22. N. 11. P. 1641-1653.
330. Tao F., Yokozawa M., Zhang Z. Modelling the impacts of weather and climate variability on crop productivity over a large area: a new process-

based model development, optimization, and uncertainties analysis // *Agricultural and Forest Meteorology*. 2009. V. 149. P. 831-850.

331. Tatsumi K., Yamashiki Y., da Silva R.V., Takara K., Matsuoka Y., Takahashi K., Maruyama K., Kawahara N. Estimation of potential changes in cereals production under climate change scenarios // *Hydrological Processes*. 2011. V. 25. P. 2715-2725.

332. Theurillat J.-P., Felber F., Geissler P., Gobat J.-M., Fierz M., Fischlin A., Küpfer P., Schlüssel A., Velutti C., Zhao G.-F. Sensitivity of plant and soils ecosystems of the Alps to climate change // Cebon P., Dahinden U., Davies H.C., Imboden D., Jaeger C.C. (Eds.). *Views from the Alps: Regional perspectives on climate change*. Cambridge, MA: MIT Press, 1998. P. 225-308.

333. Thompson C.C., McGuire A.D., Clein J.S., Chapin III F.S., Berlinger J. Net carbon exchange across the arctic tundra-boreal forest transition in Alaska 1981-2000 // *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*. 2006. V. 11. P. 805-827.

334. Thompson I., Mackey B., McNulty S., Mosseler A. *Forest Resilience, Biodiversity, and Climate Change. A synthesis of the biodiversity/resilience/stability relationship in forest ecosystems*. Secretariat of the Convention on Biological Diversity, Montreal. Technical Series. 2009. № 43. 67 p.

335. Thórhallsdóttir T.E. The dynamics of a grassland community: A simultaneous investigation of spatial and temporal heterogeneity at various scales // *Journal of Ecology*. 1990. V. 78. P. 884-908.

336. Tricart J. Sur quelques indices géomorphométriques // *Comptes Rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*. 1947. V. 225.

337. Troeh F.R. Landform parameters correlated to soil drainage // *Soil Science Society of America Proceedings*. 1964. V. 28. N. 6. P. 808-812.

338. Troll C. Landscape ecology (geoecology) and biogeocenology – a terminology study // *Geoforum*. 1971. V. 8/71. P. 43-46.

339. Van Wart J., Grassini P., Cassman K.G. Impact of derived global weather data on simulated crop yields // *Global Change Biology*. 2013. V. 19. P. 3822-3834.
340. VEMAP members, 1995. Vegetation/ecosystem modeling and analysis project: Comparing biogeography and biogeochemistry models in a continental-scale study of terrestrial ecosystem responses to climate change and CO<sub>2</sub> doubling. *Global Biogeochemical Cycles* 9: 407–437.
341. Viglizzo E.F., Pordomingo A.J., Castro M.G., Lertora F.A. Environmental assessment of agriculture at a regional scale in the Pampas of Argentina // *Environmental Monitoring and Assessment*. 2003. V. 87. P. 169–195.
342. Waide R.B., Willig M.R., Steiner C.F., Mittelbach G., Gough L., Dodson S.I., Juday G.P., Parmenter R. The relationship between productivity and species richness // *Annual Review of Ecology and Systematics*. 1999. V. 30. P. 257-300.
343. Walker B., Holling C.S., Carpenter S.R., Kinzig A. Resilience, adaptability and transformability in social-ecological systems // *Ecology and Society*. 2004. V.9(2). P.5.
344. Walker B., Salt D. *Resilience Thinking. Sustaining Ecosystems and People in a Changing World*. USA: Island Press, 2006. 192 p.
345. Walley F., Pennock D., Solohub M., Hnatovich G. Spring wheat (*Triticum aestivum*) yield and grain protein responses to N fertilizer in topographically defined landscape positions // *Canadian Journal of Soil Science*. 2001. V. 81. P. 505-514.
346. Walter H., Walter E. Einige allgemeine Ergebnisse unserer Forschungsreise nach Südwestafrika 1952/53: Das Gesetz der relativen Standortskonstanz; Das Wesen der Pflanzengemeinschaften // *Berichte der Deutschen botanischen Gesellschaft*. 1953. V. 66. P. 228-236.
347. Weiss A., Hays C.J., Won J. Assessing winter wheat responses to climate change scenarios: A simulation study in the U.S. Great Plains // *Climatic Change*. 2003. V. 58. P. 119-147.

348. Wigmosta M.S., Vail L.W., Lettenmaier D.P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain // *Water Resources Research*. 1994. V. 30. N. 6. P. 1665-1679.
349. Wilson J.P., Gallant J.C. (eds). *Terrain Analysis. Principles and Applications*. New York: John Wiley & Sons Inc., 2000. 480 p.
350. Wimberly M.C., Spies T.A. Modeling landscape patterns of understory tree regeneration in the Pacific Northwest, USA // *Applied Vegetation Science*. 2001. V. 4. N. 2. P. 277-286.
351. Woodward F.I., Smith T.M., Emanuel W.R. A global and primary productivity and phytogeography model // *Global Biogeochemical Cycles*. 1995. V. 9. P. 471-490.
352. Wu J. Past, present and future of landscape ecology // *Landscape Ecology*. 2007. V. 22. P. 1433-1435.
353. Xu Y., Yang B., Liu G., Liu P. Topographic differentiation simulation of crop yield and soil and water loss on the Loess Plateau // *J. Geogr. Sci*. 2009. V. 19. P. 331-339.
354. Yachi S., Loreau M. Biodiversity and ecosystem productivity in a fluctuating environment: The insurance hypothesis // *Proceedings of The National Academy of Sciences USA*, 1999. V. 96(4). P. 1463-1468.
355. Yang C., Peterson C.L., Shropshire G.J., Otawa T. Spatial variability of field topography and wheat yield in the Palouse region of the Pacific northwest // *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*. 1998. V. 41. P. 17-27.
356. Yee T.W., Mitchell N.D. Generalized linear models in plant ecology // *Journal of Vegetation Science*. 1991. V. 2. P. 587-602.
357. Zaret T.M. The stability/diversity controversy: A test of hypotheses // *Ecology*. 1982. V. 63. P. 721-731.
358. Zeide B. Long term observations: from trials and errors to process modeling // Kleinn C., Kohl M. (Eds.) *Long-term observations and research in forestry. Proceedings of the IUFRO S4.11 International Symposium held at*

CATIE, Turrialba, Costa Rica, February 23-27, 1999. Costa Rica: CATIE. pp. 3-18.