

УДК 911.52; 58.02

ОПЫТ ЛАНДШАФТНОГО АНАЛИЗА ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ПРОДУКТИВНОСТИ ЗОНАЛЬНЫХ ЭКОСИСТЕМ ЮЖНОЙ МЕЩЕРЫ

© 2017 г. Ольга С. Железнова^{1,2}, Сергей А. Тобратов²

¹Российский университет дружбы народов, Москва, Россия

²Рязанский государственный университет имени С.А. Есенина, Рязань, Россия

e-mail: Zheleznova_rzn@mail.ru, tobratovsa@mail.ru

Поступила в редакцию 19.06.2015 г.

Аннотация. На примере модельного участка территории подтайги Русской равнины (Рязанская область, Мещерская природная провинция) рассмотрены масштабы, причины и факторы локальных вариаций биологической продуктивности зональных лесных экосистем. Установлено, что в условиях широкого распространения плейстоценовых песков и неразвитого, малоконтрастного рельефа Мещерской низменности основным лимитирующим фактором биопродуктивности является переувлажнение. В соответствии с классическими основами российского регионального ландшафтоведения (школа Н.А. Солнцева) обоснована ведущая роль рельефа (в том числе реликтового) и морфологии поверхности коренных пород, как факторов гидродинамики и продукционного процесса. При этом отмечено, что учет положения в рельефе в качестве фактора местного водообмена сам по себе не информативен и должен сопровождаться анализом погребенных морфоструктур. На основе анализа геологической истории дана генетическая типизация морфоструктур со специфическими особенностями продуктивности лесов. Выявлено, что наиболее существенное снижение прироста лесобразующих пород (до 50–60% от зонального среднего) наблюдается в контурах доплейстоценовых эрозионных врезов, а региональный максимум биопродуктивности (до 1.5 раз выше, чем в среднем в подтайге Русской равнины) приурочен к вершине погребенного доюрского эрозионного останца, сложенного известняком. В связи с высокой плотностью известняка (в 1.20–1.33 раза выше, чем у иных пород, слагающих территорию), его локальные выступы формируют положительные гравитационные аномалии, стимулирующие водообмен и снижающие эффект переувлажнения. Отмечена генетическая связь ландшафтных процессов в плейстоцене и голоцене и индикаторная роль форм перигляциальной морфоскульптуры: наиболее продуктивным лесам соответствуют реликты полигональных форм и проточного термокарста, минимумы продуктивности маркируют площадные формы и береговые бары. Установлено, что эффективность водных мелиораций зависит от ландшафтной структуры и наиболее заметна в привершинной зоне известнякового останца (рост продуктивности гидроморфных экосистем до 20%), а в контурах погребенных долин эффект незначителен.

Ключевые слова: продуктивность лесных экосистем, морфологическая структура ландшафта, останцовый рельеф, инверсионный рельеф, морфология коренных пород, термокарст, аномалии гравитационного поля, гидроморфные экосистемы, осушительные мелиорации.

DOI: 10.7868/S0373244417060056

LANDSCAPE ANALYSIS EXPERIENCE OF SPATIAL PATTERNS OF ZONAL ECOSYSTEMS PRODUCTIVITY: A CASE STUDY OF SUBTAIGA FORESTS OF SOUTHERN MESHCHERA

Olga S. Zheleznova^{1,2} and Sergei A. Tobratov²

¹Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, Russia

²Ryazan State University, Ryazan, Russia

e-mail: Zheleznova_rzn@mail.ru, tobratovsa@mail.ru

Received June 19, 2015

Abstract. The extent, causes and factors of local variations in biological productivity of zonal forest ecosystems are examined on a case study of the model area of subtaiga of the East European Plain (Ryazan oblast,

the Meshchera lowland). It is established that in conditions of wide distribution of Pleistocene sands and low-contrast relief of the Meshchera lowland the main limiting factor of the biological productivity is waterlogging. In accordance with the classical concept of Russian regional landscape science (school of N.A. Solntsev), the leading role of relief (including the relict relief) and morphology of the bedrock surface in the biological productivity and dynamics of moisture is proved. It is noted that the dynamics of moisture in the landscape depends not only on the relief but also on the characteristics of the buried bedrock. Based on the analysis of geological history the genetic typification of morphostructures with the specific features of forest productivity is performed. It is identified that the most significant decline in biological productivity of tree species (up to 50–60% of zonal average) is observed in the contours of ancient erosive valleys. The regional maximum of forest productivity (up to 1.5 times higher than the average forest productivity in subtaiga of the East European Plain) is observed on the top of the buried pre-Jurassic erosive massif (outliers), composed of limestone. Due to the high density of limestone (1.20–1.33 times higher than that of other bedrock, composing the territory), its local protrusions form a positive gravitational anomaly that stimulates dynamics of moisture and reduces the impact of waterlogging. The genetic link of landscape processes in the Pleistocene and Holocene and indicator role of the periglacial forms of morphosculpture are identified. The most productive forests correspond to relicts of polygonal forms and the flowing thermokarst, minimum productivity corresponds to areal shape and shore bars. It is established that the efficiency of drainage melioration depends on the landscape structure and most visible near the top of the buried pre-Jurassic erosive massif, composed of limestone (growth of productivity of hydromorphic ecosystems up to 20%). The effect of drainage melioration in the contours of the ancient erosive valleys is insignificant.

Keywords: productivity of forest ecosystems, morphological structure of landscape, outliers, inversion relief, morphology of the bedrock, thermokarst, gravitational anomalies, hydromorphic ecosystems, drainage melioration.

Введение. Первичная продуктивность является одним из фундаментальных свойств ландшафта, важнейшим критерием его устойчивости [5, 16, 21]. С одной стороны, продукционный процесс динамичен и способен реагировать на высокочастотные колебания внешних факторов (например, климатических), с другой, экосистемы стремятся сохранить его интенсивность относительно постоянной, как ядро своего инварианта, варьируя иными параметрами — переменными состояниями [16]. Прогнозные оценки биопродуктивности в меняющемся климате актуальны и перспективны (в частности, при определении углерододепонирующей способности лесов [7], устойчивости ландшафтов к антропогенному химическому загрязнению [10], обеспеченности биологическими ресурсами на перспективу [18]), но их получение сопряжено с рядом проблем.

Так, на смену представлениям о “сильных” и “слабых” ландшафтных компонентах [20] и подчиненности растительного покрова влиянию литогенной основы приходит концепция полиморфизма геосистем [8, 12], согласно которой различающиеся по природе круговороты вещества (биологический, геологический и водно-циркуляционный) порождают принципиально различные структуры геопространства. Следовательно, широкие экстраполяции свойств фитоценозов на основе общности почвообразующих пород и положения в рельефе, конечно, заманчивы, но вряд ли продуктивны. Тем не менее, проблема описания и количественной оценки полиструктурного

ландшафта с функциональных позиций пока не решена методологически: в ансамблях геоконпонентных признаков могут отсутствовать важнейшие “смысловые блоки” (неотектоника, структура эрозионной сети, рельеф коренных пород, аномалии гравитационного поля и др.). Сторонники концепции ландшафтного полиморфизма признают, что это вносит большой информационный “шум” в систему изучаемых ландшафтных взаимосвязей [8], и действительный уровень сопряженности компонентов и процессов занижается. Причина такой фактической недооценки литогенного фактора состоит в традиционном “биоцентрическом уклоне” представлений об энергетике ландшафтогенеза, что в настоящее время уже признается не достоинством, а недостатком [19]. Кроме того, при изучении продуктивности зональных лесных экосистем используются либо полевые данные с пробных площадей, либо данные государственного учета лесного фонда (ГУЛФ). В первом случае необходимо решить проблему адекватной пространственной экстраполяции, во втором — увязать “лесостроительные” категории (лесной выдел, тип лесорастительных условий (ТЛУ) и др.) с категориями физической географии, что часто оказывается непростой задачей.

Настоящая статья посвящена решению части вышеуказанных проблем — оценке пространственных отношений зонального растительного покрова и литогенной основы ландшафтов подтайги Русской равнины на примере модельной территории — Солотчинского лесхоза

(Рязанская область, Мещерская природная провинция). В основу оценки положен “классический” для отечественного ландшафтоведения структурно-генетический подход, который сохраняет актуальность и в XXI в., в эпоху количественных методов информационного анализа [19]. Многие из анализируемых ландшафтных факторов продуктивности универсальны для лесов Центра Русской равнины.

Исходные данные и методы исследований. Источником первичной информации о продуктивности растительных сообществ послужили таксационные описания ГУЛФ для Солотчинского лесхоза (данные таксации 2002 г.). Всего были обработаны сведения по более 300-м лесным кварталам (свыше 3000 лесотаксационных выделов). В программном пакете *Excel* они были преобразованы в базу данных, содержащую характеристики древостоев (возраст, породный состав, высоты, диаметры, бонитеты, таксационную полноту, характеристики подроста и подлеска, типы лесорастительных условий (ТЛУ) для насаждений каждого лесотаксационного выдела). Информация из базы данных послужила основой для определения количественных параметров структуры и функционирования растительных сообществ. Определение запасов фракций фитомассы осуществлялось с помощью полученных нами регрессионных зависимостей, примеры которых приведены в табл. 1.

Данные зависимости были разработаны по нормативным значениям запасов фракций фитомассы и таксационных показателей из базы данных В.А. Усольцева [23]. Подстановка в уравнения в качестве предикторов фактических значений возраста, высоты и диаметра древостоев в Солотчинском лесхозе позволила рассчитать запасы различных фракций фитомассы древостоя.

Для расчета запасов фитомассы стволов с корой при фактической полноте древостоя ($Ps_{\text{факт}}$) использовалась формула:

$$Ps_{\text{факт}} = Ps_{\text{мод}} \times P_{\text{факт}} / P_{\text{мод}}, \quad (1)$$

где $P_{\text{факт}}$ — фактическая таксационная полнота древостоя, доли единицы; $P_{\text{мод}}$ — полнота модального древостоя (из базы данных В.А. Усольцева [23]), доли единицы.

Одним из наиболее информативных параметров при выявлении локальных (внутриландшафтных) колебаний биопродукционного процесса явился разработанный нами коэффициент благоприятности состояния древостоя ($Kб$), рассчитываемый по формуле:

$$Kб = Ps_{\text{факт}} / Ps_{\text{зн}}, \quad (2)$$

где $Ps_{\text{зн}}$ — зональный возрастной норматив запасов древесины стволов с корой для подтаежных лесов Центра Русской равнины в условиях современного климата, определяемый по базе данных В.А. Усольцева [23]. $Kб$, в отличие от абсолютных значений запасов, свободен от влияния онтогенетического фактора — возраста, и поэтому может быть успешно использован для оценки воздействия экологических факторов на рост и продуктивность древостоев.

При построении картосхемы ландшафтных местностей (рис. 1) и геолого-геоморфологических профилей (рис. 2 и 3) использованы топографические карты масштаба 1:25 000 и фондовые материалы Рязанского филиала ФБУ “Территориальный фонд геологической информации по ЦФО” (данные бурения — в среднем 1 скважина на 16 км²).

Район исследований. Солотчинский лесхоз (площадь 389.6 км²) расположен на юго-западе Мещерской низины в пределах Приокского морфоструктурного блока, испытывающего общее слабое опускание со скоростью 0.5 мм/год

Таблица 1. Уравнения зависимости запасов фитомассы стволов с корой от таксационных показателей древостоя (для полноты модального древостоя)

Порода	Уравнение зависимости	R^2	α
<i>Pinus sylvestris</i>	$Ps_{\text{мод}} = 2.45515 + 11.77629 \times H + 0.12005 \times A - 0.00001 \times H^4 - 8.29363 \times D + 0.05983 \times D^2 + 0.02916 \times H^2$	0.9995	1.0849
<i>Betula pendula</i>	$Ps_{\text{мод}} = 8.849217 + 0.231032 \times H^2 - 0.000037 \times A^3 - 0.002348 \times H^3 + 1065.905027 \times 10^{-12} \times A^5 - 0.000067 \times D^3$	0.9995	0.8056

Примечание. $Ps_{\text{мод}}$ — фитомасса в абсолютно сухом состоянии стволов в коре при полноте модального древостоя, т/га; A — возраст древостоя, лет (зависимости актуальны при условии, что возраст сосны не менее 20 лет, березы — не менее 40 лет); H — средняя высота древостоя, м; D — средний диаметр стволов, см. R^2 — коэффициент детерминации; α — стандартная ошибка оценки. Зависимости разработаны в программном пакете Statistica (модуль “Fixed nonlinear regression”).

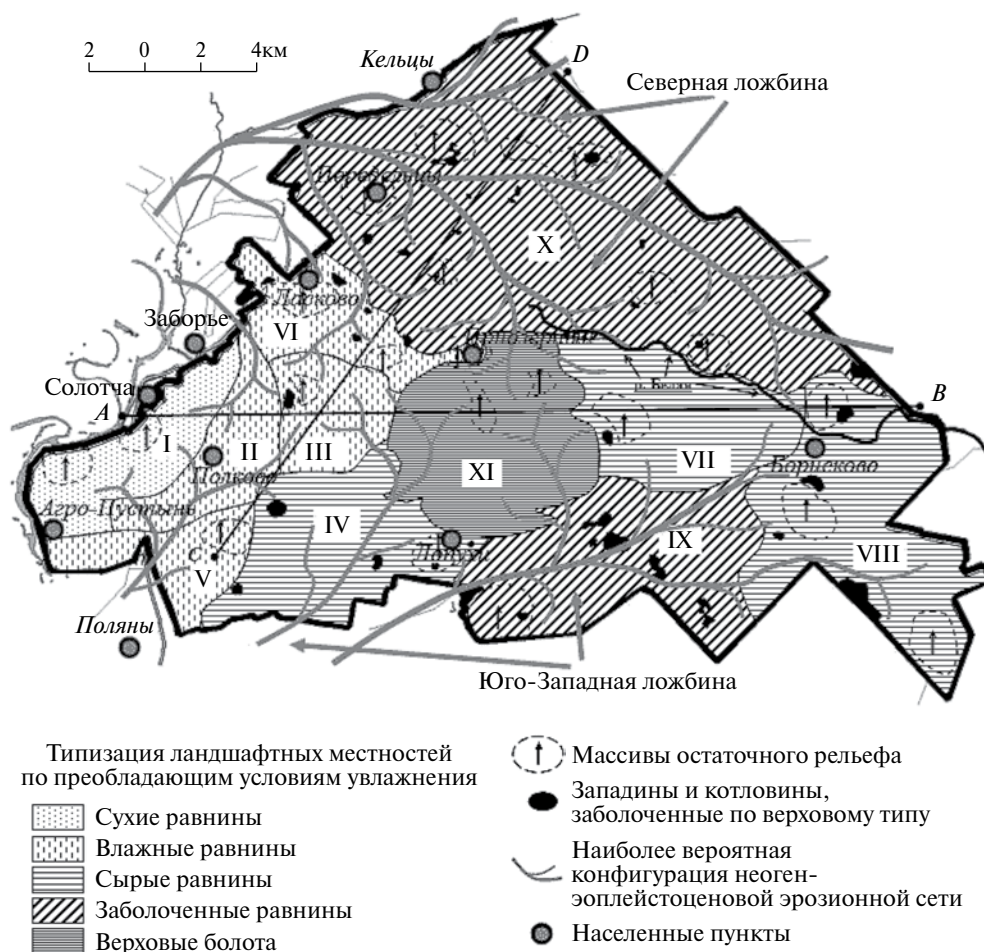


Рис. 1. Основные элементы ландшафтной структуры территории исследования.

Примечание: I – Солотчинская останцовая местность, II – Полковская депрессия; III – Пяткинская возвышенность, IV – Лопуховская наклонная равнина, V – Полянская наклонная равнина; VI – Ласковская поозерная равнина, VII – Борисовская равнина, VIII – Дорофеевская равнина, IX – Темновская равнина (бывшая Юго-Западная ложбина стока), X – Передельская равнина (бывшая Северная ложбина стока), XI – Красное болото.

[2, 9]. Как и для всей рязанской Мещеры, для него характерно господство сосново-березовых лесов с участием дуба и ели в условиях мало контрастного рельефа влажных, сырых и заболоченных песчаных равнин. Затрудненная гидродинамика и низкотрофные субстраты – основные факторы, лимитирующие биологическую продуктивность зональных экосистем. Вместе с тем, изучаемая территория расположена в зоне “гидротермического перелома” [16] – границе бореального и суббореального термических поясов. В первом из них рост атмосферного увлажнения ведет к снижению продуктивности экосистем, а во втором – напротив, к ее увеличению [3]. Это создает контрастные условия для развития растений на положительных и отрицательных элементах рельефа даже при небольших перепадах относительных высот.

Современная ландшафтная структура района сформировалась в позднем плейстоцене: обособились 11 геоморфологических элементов ранга ландшафтных местностей (см. рис. 1), отличающиеся средней высотой, набором морфоскульптурных форм, историей развития и, следовательно, современной гидродинамикой (степенью дренированности) и структурой растительного покрова. При этом современные процессы биогенной и абиогенной миграции вещества зависят от реликтовых текто- и литоморфоструктур, “встроенных” в морфологию современных ландшафтов.

Результаты и обсуждение. Четвертичная история развития литогенной основы. Крупнейшие из морфоструктурных неоднородностей района исследований оформились еще в позднем палеозое, когда после регрессии верхнекарбонového тропического моря начался первый континентальный

период развития изучаемой территории [13]. Проведенная обработка данных бурения показала наличие двух субширотных долинных врезов в карбоновые известняки, положивших начало Юго-Западной и Северной ложбинам (местности IX и X, а также I, VI и VIII), разделенным останцовым Бельским палеоводоразделом (местности III, VII и XI) относительной высотой не менее 30 м с реликтами доверхнеюрской денудации (см. рис. 2 и 3).

Господство субтропических морей в верхней юре и в мелу сменилось новым континентальным периодом, продолжающимся с начала кайнозоя. Большую часть данного периода изучаемая территория являлась зоной сноса [9, 13], что, в частности, привело к полному размыву толщи меловых песков и выходу на дневную поверхность юрских глин. Водоупорные свойства глин способствовали усилению денудации, формированию развитой дренажной сети (см. рис. 1) и многочисленных эрозионных останцов разного ранга относительной высотой от 3–4 до 30 м (см. рис. 3), существенно влияющих на современную гидродинамику. Проявилась тенденция к восстановлению доверхнеюрской эрозионной сети. Однако ось Северной

ложбины сместилась на 5–6 км к западу (что является общей тенденцией для палеодолин Русской равнины в кайнозое [22]), сформировав возвышенный Солотчинский останец (местность I), где сейчас имеются наиболее благоприятные условия для роста монодоминантных сосновых лесов (точка 3.1 на рис. 3). В последующем его поверхность была разделена линейной эрозией на несколько куполов; в контурах разделяющих их ложбин сейчас осуществляется интродукция березы и липы.

На плиоценовом этапе неотектонической активизации речная сеть Мещеры дважды претерпела коренную перестройку. В среднем плиоцене на изучаемую территорию сместилась субмеридиональная долина палео-Дона [13, 22], срезавшая отрезки нижнего течения основных рек, существовавших еще с палеозоя. С этого времени общее направление поверхностного стока сменилось с восточного на юго-западное (в позднем плейстоцене восточная траектория частично восстановилась). Кратковременный период активного врезания палео-Дона сменился длительной фазой аккумуляции аллювиальных песков. За это время, как показывают данные бурения, на границе

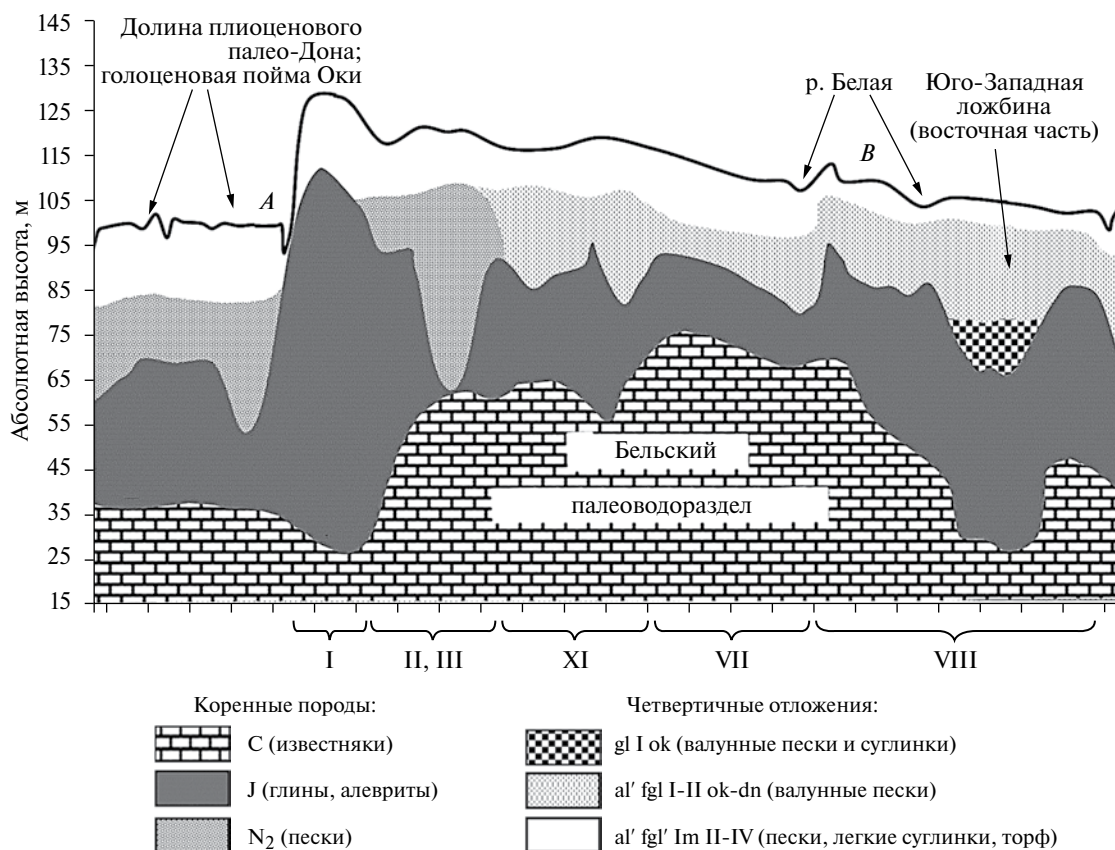


Рис. 2. Бельский известняковый массив в геологической структуре района исследований. Примечание: римские цифры – символы ландшафтных местностей (см. рис. 1).

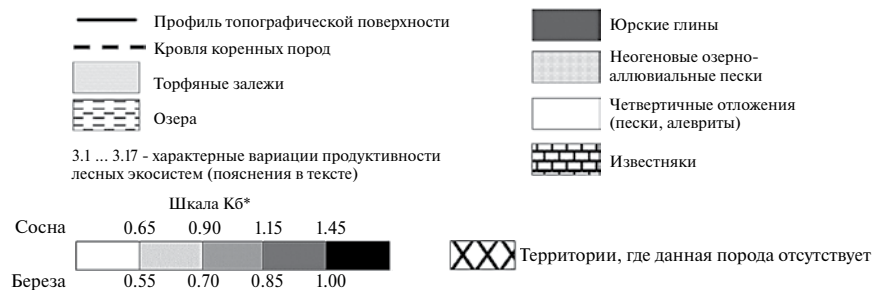
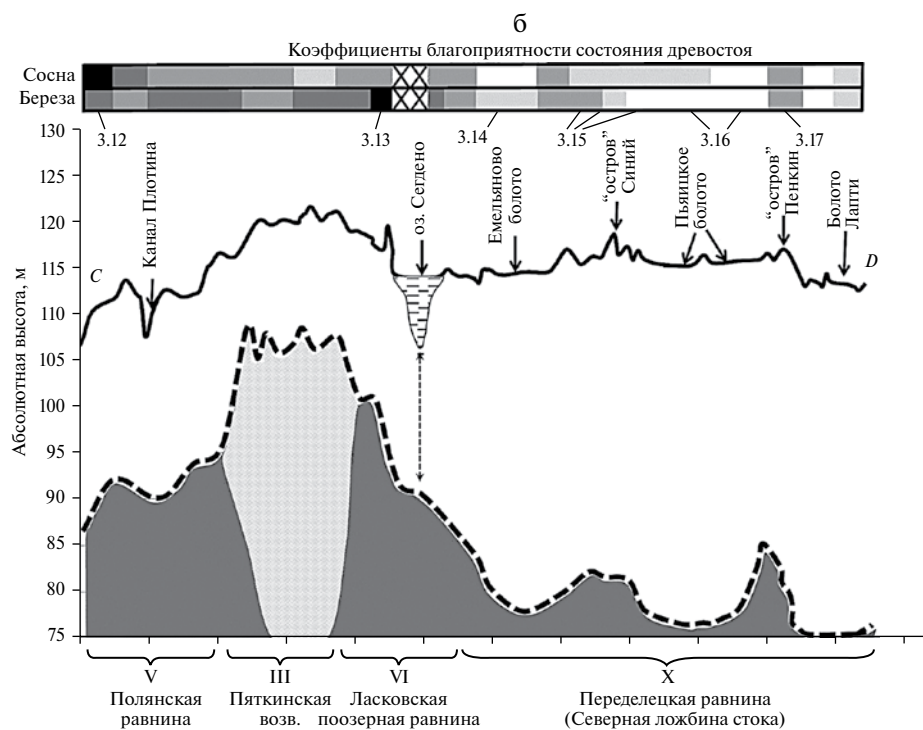
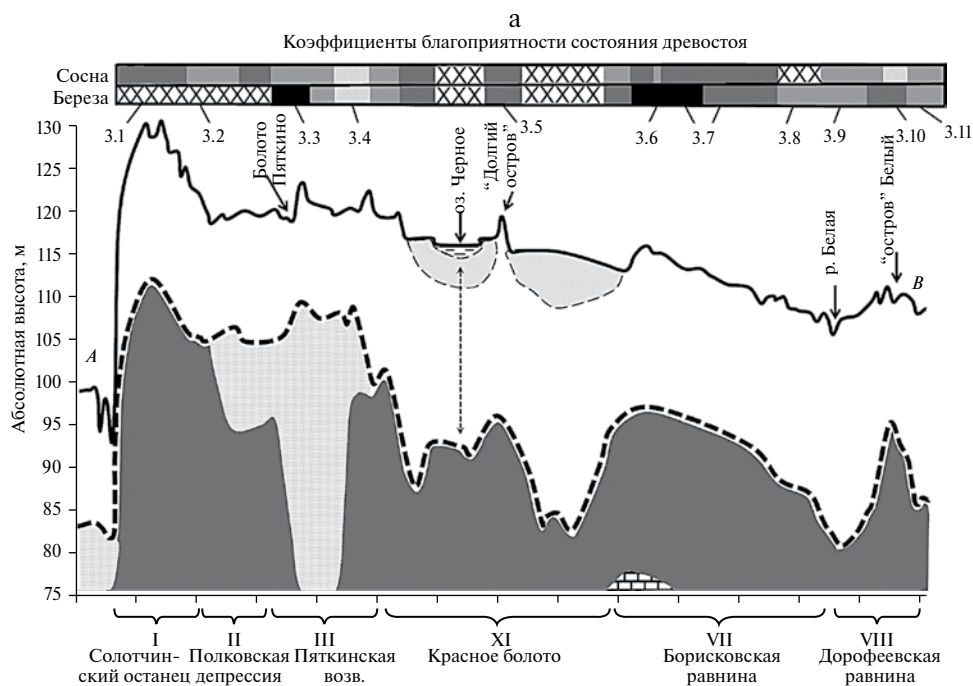


Рис. 3. Пространственные отношения элементов литогенной основы и биопродуктивности: результаты профилирования по линиям А–В (а) С–D (б).

Примечание: *Кб – коэффициенты благоприятности состояния основных лесообразующих пород – сосны (*Pinus sylvestris*) и березы (*Betula pendula*), отражающие пространственные вариации продукционного процесса, обобщены по лесоустроительным кварталам и представлены в виде диаграмм, помещенных над профилями.

Солотчинского и погребенного Бельского останцов заложилась и, заполнившись толщей песчано-галлювия, прекратила существование долина левого притока палео-Дона относительной глубиной до 40 м (местности II и III на рис. 1–3). Дифференцированные тектонические движения в позднем плиоцене привели к перехвату верховьев палео-Дона пра-Окой и новой фазе активизации сноса под влиянием снижения базиса эрозии [22].

Формирование современной ландшафтной структуры в четвертичном периоде. В эоплейстоцене тектоническое воздымание и прогрессирующее похолодание климата усилили водообмен, способствовали дифференциации эрозионной сети, восстановлению и углублению палеогеновых и неогеновых эрозионных врезов. При этом основной сток, как и ранее, осуществлялся по дочетвертичным ложбинам (местности IX и X) в юго-западном направлении. Плиоценовые осадки оказались размывы везде, кроме местностей II и III. Участок упомянутой выше долины притока палео-Дона, таким образом, перешел на водораздельный режим и стал очередным останцом – типичным примером инверсионного рельефа (см. рис. 2 и 3). Ущельеобразное углубление погребенной долины в поверхность регионального водоупора создает условия для замедления водообмена, что заметно снижает продуктивность современных лесов (точка 3.4 на рис. 3). Однако в эоплейстоцене, в условиях более контрастного рельефа, водозастойные явления в местности III еще не наблюдались. Наоборот, серия останцов сформировала “водораздельную ось” территории, протягивающуюся примерно по линии А–В и, как видно из рис. 1, густо изрезанную эрозионными формами низких порядков. Именно верховья погребенной эоплейстоценовой эрозионной сети сейчас обеспечивают условия наиболее затрудненного стока, что влечет за собой вариации породного состава и продуктивности современных зональных экосистем.

К началу неоплейстоцена исследуемая территория представляла собой денудационную равнину с густотой и глубиной эрозионного расчленения в несколько раз больше современных (см. рис. 1–3). Затем Мещерская низина стала зоной аккумуляции продуктов перемыва моренных осадков [1, 2, 9, 13], что привело к погребению не только сформированных ранее долин, но и водоразделов. Наиболее

мощная фаза аккумуляции в конце московского времени (130–150 тыс. лет назад) сформировала поверхность 3-й террасы с современными абсолютными высотами 118–130 м, сложенную в основном крупнозернистыми озерно-аллювиальными песками [9].

В микулинское межледниковье и мезинский интервал валдая поверхность террасы подверглась расчленению, но, несмотря на снижение базиса эрозии [2], восстановления доледниковой дренажной сети не произошло – в основном по причине резкого снижения водоупорных свойств пород, слагающих поверхность рельефа, по сравнению с эоплейстоценом. Крупнозернистые пески, в отличие от юрских глин, способствовали (и способствуют сейчас) переводу поверхностного стока в подземный, консервируя дренажную сеть на начальной, примитивной фазе развития. В этих условиях местный водообмен утратил системный характер, и обострилась проблема локального переувлажнения. Именно оно является основным лимитирующим фактором биопродуктивности в современных ландшафтах. Ранневалдайские эрозионные формы закладывались в контурах погребенных врезов, канализовавших потоки грунтовых вод, но были значительно менее развиты: примером может служить Полковская депрессия (II). Верхние звенья погребенной дренажной сети вообще не были “откопаны” попятной эрозией и уже с микулинского межледниковья являются очагами заболачивания.

Впрочем, современное переувлажнение значительно уступает тому, что имело место в Южной Мещере в гигроскопические фазы валдайской эпохи. В ранневалдайский стадиал (71–57 тыс. лет назад) в процессе размыва и переотложения московских песков сформировалась 2-я надпойменная терраса (в интервале 110–118 м), на долю которой приходится основная часть изучаемой территории (см. рис. 3). Рост увлажненности при резком похолодании привел к формированию многочисленных эфемерных озеровидных разливов, пополняемых водами местного стока [2]. Данные водоемы сообщались хаотичной сетью блуждающих потоков, формирование их контуров обеспечивалось термоэрозией и термоабразией, а позднее – и термокарстом. Траектории перигляциального стока, как и в предшествовавшие теплые эпохи,

контролировались погребенной эрозионной сетью. Так в местностях IV–XI сформировались многочисленные останцы обтекания с высотами поверхности 117–120 м (местное название — “острова”), являющиеся проекцией на дневную поверхность доплейстоценовых массивов остаточного рельефа (см. рис. 1 и 3). Даже находясь на глубине 10–30 м и более, выступы юрского водоупора усиливали водообмен, снижали влажность и льдистость грунтов, обеспечивая сохранение поверхности 3-й террасы от переработки.

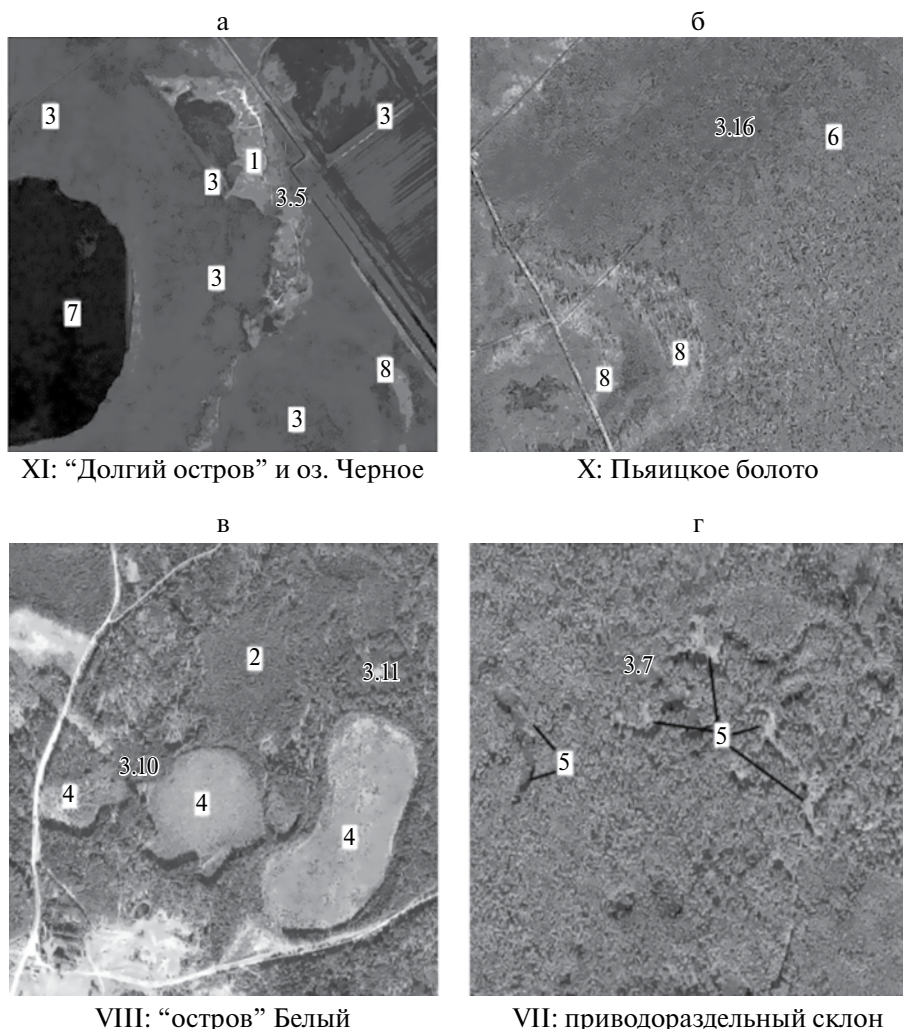
В интерстадиальную фазу среднего валдая, вопреки мнению В.П. Гричука [6], ни одна из волн потепления, по-видимому, не достигла уровня типичного межледниковья [4, 14, 15], и многолетняя мерзлота сохранялась, что в совокупности с углублением вреза Оки [2] привело к спуску озеровидных водоемов и активной обработке поверхности термокарстом. В этот период особенно отчетливо проявилась водозастойность верховьев погребенной эрозионной сети, в контурах которых заложились многочисленные термокарстовые западины и котловины, в настоящее время в основном заболоченные по верховому типу. Так возникло характерное для Мещеры тесное соседство сухих островных водоразделов (останцов московской террасы) и верховых болот в аласовидных понижениях (см. рис. 1) с принципиально различной продуктивностью фитоценозов (см. рис. 3).

Степень проявления термокарста в раннем и среднем валдае сильно зависела от глубины залегания коренных пород, достигая максимума при абсолютной высоте их кровли около 92 м (см. рис. 3). В этих условиях при совместном питании поверхностными и грунтовыми водами образовались котловины Ласковских озер, сформированные клиньями повторно-жильных льдов изначальной глубиной десятки метров [1] и также тяготеющие к эоплейстоценовым эрозионным врезам низких порядков. Впрочем, наиболее обширные термокарстовые понижения связаны с вытаиванием сингенетического льда-цемента. В связи с этим глубина перигляциальных озер в них не превышала 2 м. Уклоны поверхности дна таких озер были меньше уклонов профиля равновесия, поэтому на северо-восточных берегах некоторых из них — по направлению преобладавших ветров — возникали зоны забурунивания и формировались береговые бары (рис. 4). Округлые термокарстовые котловины разных типов широко распространены в местностях III–VI и VIII–XI и являются надежным маркером наиболее затрудненного водообмена не только в валдайскую эпоху, но и сейчас.

На этом фоне специфична Борисковская равнина (VII), где, несмотря на “оптимальную” глубину юрского водоупора, не только не возникали повторно-жильные льды, но и мелкие аласовидные понижения малочисленны, причем основная часть последних не округлая, что типично для бессточного термокарста, а вытянутая (см. рис. 4г). Это свидетельствует, что избыток грунтовых вод здесь способен эффективно удаляться боковым стоком, что обусловлено не только малой густотой доплейстоценового расчленения местности VII (см. рис. 1), но и ее приуроченностью к вершине известнякового массива Бельского палеоводораздела (см. рис. 2). Удельный вес известняка около 2600 н/м^3 , что в 1.20–1.33 раза выше, чем у четвертичного обводненного песка и юрских глин в естественном сложении [17]. Следовательно, погребенный известняковый останец формирует положительную гравитационную аномалию, влияющую на гипергенную гидродинамику [24], а в условиях неконтрастного рельефа, господства песчаных отложений и современного тектонического опускания роль литологических неоднородностей особенно велика. Именно по периферии Бельского массива в зоне наибольшего гравитационного потенциала заложились среднеплейстоценовая долина р. Белой — основного водотока территории (см. рис. 2).

В то же время центральные части местностей IX и X расположены гипсометрически выше Борисковской равнины на 3–5 м, но обладают ослабленным водообменом и заболочены. Как видно из материалов рис. 3, они являются типичными инверсионными структурами — осями древних эрозионных ложбин, где с калининского интервала линейная эрозия не возобновлялась (пример — Пьяицкое болото 3.16 на рис. 3). Замкнутые округлые термокарстовые котловины сформировались и на Пяткинской возвышенности (III): гипсометрическое положение, конечно, препятствовало застаиванию влаги, но инверсионность по отношению к кровле водоупора оказалась важнее. Сейчас все эти котловины в той или иной мере заболочены, что обеспечивает резкие колебания биопродуктивности в местности III (см. рис. 3). Рассмотренные примеры свидетельствуют, что учет положения в рельефе, как фактора местного водообмена, сам по себе не информативен и должен сопровождаться анализом погребенных морфоструктур.

В позднем валдае (25–14 тыс. лет назад) на высотной ступени 100–110 м оформилась 1-я надпойменная терраса, участки которой имеются в местностях V, VII и VIII. Как и в калининскую фазу,



XI: “Долгий остров” и оз. Черное

X: Пьяицкое болото

VIII: “остров” Белый

VII: приводораздельный склон

Рис. 4. Формы перигляциальной морфоскульптуры Мещеры и их сочетания.

Примечание. Арабскими цифрами обозначены: формы остаточного рельефа – 1 – линейные (верей), 2 – площадные (останцы обтекания); заболоченные термокарстовые котловины, 3 – ранневалдайские округлые и овальные, 4 – поздневалдайские округлые и овальные, 5 – вытянутые, лопастные и древовидные (реликты проточного термокарста), 6 – площадные (образованы при вытаивании льда-цемента), 7 – термокарстовые озерные ванны, 8 – реликты береговых баров.

Римские цифры – символы ландшафтных местностей (см. рис. 1).

3.5 ... 3.16 – характерные колебания продуктивности зональных экосистем, связанные с литогенной основой (см. рис. 3 и текст).

вблизи тылового шва террасы развивался бессточный термокарст с образованием аналогов аласов, байджерахов и береговых баров (см. рис. 4). В этот период Северная и Юго-Западная ложбины, существовавшие еще с палеозоя, окончательно превратились в останцы с замедленным водообменом, а основной сток сосредоточился в долине р. Белой (см. рис. 1).

Останцовый рельеф, как фактор функционирования экосистем. По мнению Г.Н. Анненской и др. [1], важной отличительной чертой рельефа Мещеры является останцовость. Как показано выше,

тенденция к росту останцовости проявлялась в течение всей истории развития региона и достигла максимума в позднем плейстоцене на стадии формирования надпойменных террас р. Оки и притоков, чему способствовали неотектоническое опускание, миграция осей тектонических прогибов и накопление толщи терригенных песков. При этом мещерские останцы могут быть подразделены на 3 типа:

1) “инверсионные” (повышению гипсометрической поверхности соответствует погребенный эрозионный врез);

2) массивы остаточного рельефа (с прямым ответствием поверхностей коренных пород и современного рельефа);

3) полигенетические (объединяют признаки первых двух типов).

Типичными примерами “инверсионных” останцов являются местности III, X и XI — участки отмерших доплейстоценовых долин. С ними связаны широкое заболачивание и наиболее устойчивые отрицательные аномалии биопродуктивности (точки 3.4, 3.14, 3.16 на рис. 3). Долины выполнены водопроницаемыми песками, но это не снижает переувлажнения: создается избыток грунтовых вод, поскольку их оттоку одновременно препятствуют и неразвита дренажная сеть, и углубления поверхности водоупора — юрских глин. В результате в водном балансе территории снижается доля стока и растет доля местного испарения, что и обеспечивает заболачивание, а в валдайскую эпоху активизировало термокарст. Заболачивание и бессточный термокарст — два следствия одной причины, действующие на одной территории, но в разных климатах, а реликтовые береговые бары (см. рис. 4б) могут служить индикатором крайне низкой продуктивности лесов, не устраняемой осушительными мелиорациями (точка 3.16 на рис. 3).

Степень заболоченности зависит от абсолютных высот дневной поверхности и кровли регионального водоупора: чем они выше, тем при прочих равных условиях дренированность будет больше. Поэтому на Пяткинской возвышенности (III) размеры термокарстовых котловин в среднем невелики (за исключением склонового болота Пяткино), торфонакопление наблюдается лишь в некоторых из них, и снижение биопродуктивности там (точка 3.4 на рис. 3) значительно менее яркое, чем в центре местности X (3.16). В пределах Северной и Юго-Западной ложбин особенно велики водозастойные явления в местах слияния палеорек (то же Пьяицкое болото 3.16); здесь грунтовые воды настолько стратифицированы и не динамичны, что создаются условия для верхового заболачивания, особенно в местности IX (см. рис. 1).

Тем не менее, обычно верховые болота расположены гипсометрически выше и приурочены к склонам останцов второго типа — массивов остаточного рельефа; к ним же тяготеют озера Ласковской группы. Они локализованы в валдайских термокарстовых понижениях, образованных повторно-жильными льдами (в большинстве случаев эпигенетическими) [1]. В формировании таких понижений ведущую роль играло питание растущего ледяного клина грунтовыми и поверхностными водами, стекавшими по склонам останцов.

На определенных уровнях движение вод замедлялось вследствие подпора, что и приводило к закладыванию особенно больших ледяных клиньев. Как уже отмечалось, траектория потоков вод и в валдайских, и в современных ландшафтах определяется морфологией кровли водоупорных коренных пород. При этом погребенные эрозионные останцы активизируют водообмен и направляют грунтовые воды по тальвегам доплейстоценовой эрозионной сети. Тем не менее, современная дренажная сеть, “осваивающая” московско-валдайские песчаные толщи, гораздо более примитивна и обладает низкой пропускной способностью. Последние 100–150 тысяч лет Приокская Мещера испытывала последовательное снижение энергии рельефа [1, 2], вследствие чего попятная эрозия вскрыла лишь небольшую часть палеоврезов — в основном в “возвышенных” местностях I–VI — и то только наиболее высоких порядков. Если палеоврез “откопан”, на данном участке сокращается число термокарстовых реликтов, а биопродуктивность резко возрастает (точка 3.12 на рис. 3), что говорит об оптимизации водно-воздушного режима почв. Но такие случаи единичны.

Можно заключить, что влияние остаточного рельефа на гидродинамику и биопродуктивность неоднозначно: активизация водообмена на вершине останца чаще всего сопровождается водозастойными явлениями уже в средней части его склонов. В ледниковую эпоху это привело к образованию огромного числа термокарстовых котловин разных размеров и формы, осложняющих склоны островных останцов, которые благодаря консервативности песчаных форм рельефа [1] сохранились по сей день и заняты переувлажненными низкопродуктивными ценозами. Однако в среднем биопродуктивность на останцах данного типа — верях и “островах” — выше, чем на окружающих сырых и заболоченных равнинах, благодаря тому, что их водораздельные участки обычно преобладают по площади над котловинами. Однако рост продуктивности выражен лучше тогда, когда для останца характерно достаточно высокое гипсометрическое положение и дневной поверхности, и кровли коренных пород. В противном случае на останец распространяется влияние окружающих гидроморфных равнин, площадь котловин на его склонах растет, и положительная аномалия прироста как бы размывается (типичный пример — “остров” Синий в центре Северной ложбины стока: точка 3.15 на рис. 3). Среди представленных на рис. 3 останцов наибольшей продуктивностью отличается урочище “Долгий остров” (3.5) с абсолютными отметками рельефа и кровли юры соответственно 119 и 96 м н.у.м., а, например, “остров”

Пенкин (3.17) с отметками 116 и 85 м н.у.м. ему заметно уступает; “остров” Белый (3.10 и 3.11) — останец 2-й террасы с “противоречивым” соотношением высот коренного ложа и дневной поверхности — занимает промежуточное положение, будучи просто испещренным поздневалдайскими аласовидными котловинами (см. рис. 4).

Таким образом, в Приокской Мещере и в валае, и сейчас наблюдается непосредственная связь гидроморфизма с глубиной залегания и морфологией поверхности коренных пород. Особенно отчетливо данная закономерность проявляется в пределах Северной и Юго-Западной ложбин — ныне погребенных и ставших, по сути, системой “прямых” и “инверсионных” останцов. Наибольшее переувлажнение и самые низкопродуктивные ценозы соответствуют абсолютным отметкам кровли юры 83 м и ниже (особенно в зонах слияния палеорусел: точка 3.16 на рис. 3). В перигляциальном климате валдайской эпохи здесь существовали мелководные озеровидные разливы с непостоянным стоком, и накапливался сингенетический лед-цемент [1, 2], а в настоящее время господствуют урочища сырых и заболоченных сниженных песчаных равнин, с трудом поддающихся осушению (см. рис. 46). Следовательно, с потеплением климата изменился тип процесса, но крайне низкий уровень гидродинамики не мог измениться в принципе. В интервалах абсолютных высот коренного рельефа 83–100 м развиты реликты эпигенетических повторно-жильных льдов — округлые и овальные термокарстовые котловины. Данные формы морфоскульптуры обладают меньшей площадью, но большей глубиной по сравнению с формами, порождаемыми конституционным льдом [1]. Обычно они приурочены к склонам останцов 3-й и 2-й надпойменных террас с отметками рельефа не более 117 м н.у.м. Исключением является Пяткинская возвышенность (III), где котловины широко распространены при значительно больших абсолютных высотах (причина — инверсионный характер морфоструктуры, что подавляет местный водообмен). В то же время Борисковская равнина (VII), наоборот, отличается повышенной гидродинамикой, в связи с чем даже на фоне ее сниженного гипсометрического положения термокарстовые реликты в ее пределах распространены слабо (хотя и имеются) и специфичны по своим очертаниям (см. рис. 4г). Отметки коренного рельефа свыше 100 м обычно (за исключением местности III) называют наиболее дренированные территории, где крупных котловин почти нет, но могут встречаться реликты полигонального рельефа с относительной глубиной понижений 0.2–3.0 м и поперечными размерами около 50 м.

К “полигенетическим” останцам мы относим местности I и XI. Инверсионный Солотчинский останец (I), как указывалось выше, существует с начала палеогена, но фактически его доверхнеюрская долинная стадия развития уже давно не проявляется, и функционально он представляет собой яркий пример прямого рельефа. Уже в плиоцене его поверхность была зоной активной денудации, сформировавшей холмисто-увалистое междуречье. Как и в раннем плиоцене, к местности I сейчас приурочены максимальные высотные отметки, что обеспечивает наилучшую дренированность и высокую, хоть и не максимальную, продуктивность (см. рис. 3).

Последствия погребения эоплейстоценовой эрозионной сети сказались и на местности I: здесь также отмечается рост гидроморфизма в погребенных эрозионных врезках низких порядков и на склонах останцового массива (особенно на восточном, более пологом). Однако данный рост незначителен в сравнении с иными местностями и часто не приводит даже к смене типа почвообразования с дерново- на болотно-подзолистый; все ограничивается внедрением березы под полог сосновых лесов по тальвегам погребенных ложбин. Валдайский термокарст здесь также не достиг больших масштабов благодаря малой льдистости грунтов и был представлен лишь системой полигональных морозобойных трещин, реликты которой охватывают полукольцом весь восточный склон останца в интервале высот 120–125 м.

Полностью противоположна по функциональным особенностям местность XI — Красное болото, крупнейший массив нескольких верховых торфяников, слившихся в раннем голоцене в единое целое, частично поглотив разделявшие их выступы остаточного рельефа (см. рис. 2–4). Торфяники локализованы в оставленных эрозией доплейстоценовых врезках притоков Северной и Юго-Западной ложбин, наложенных на западный склон Бельского массива. Территория местности XI, как свидетельствуют данные бурения, обладала развитой эрозионной сетью уже в позднем палеозое; после регрессии мезозойских морей эрозионные формы восстановились и продолжили развитие. Однако в валдайскую эпоху значительная глубина и густота расчленения коренного рельефа, наоборот, стимулировала застаивание влаги и мощнейшие проявления термокарста с образованием целой группы озер разной глубины. Потепление климата в голоцене привело к заторфовыванию почти всех озер, причем вследствие водораздельного положения местности XI сформировались залежи высококачественного верхового низкозольного

Таблица 2. Изменения продуктивности основных лесобразующих пород в местности XI под влиянием осушительных мелиораций (по типам лесорастительных условий)

ТЛУ, породы			Кб		ΔКб, %
			Красное болото	Среднее для района исследований	
Сухие приводораздельные участки песчаных останцов (верей), дерново-подзолистые почвы	A2	Сосна	1.17	1.05	+11.7
		Береза	0.79	0.77	+2.5
	B2	Сосна	1.07	1.10	–2.6
		Береза	0.85	0.85	–0.3
Относительно хорошо увлажненные склоны верей, дерново-подзолистые глееватые почвы	A3	Сосна	1.06	1.00	+6.0
		Береза	0.80	0.78	+2.6
	B3	Сосна	1.15	1.08	+6.3
		Береза	0.88	0.84	+4.2
Урочища верховых болот (мшар), болотно-торфяные почвы	B4	Сосна	1.06	0.84	+26.1
		Береза	0.70	0.61	+14.4
	C4	Сосна	–	–	–
		Береза	0.88	0.73	+20.6

Примечание. ΔКб – разность продуктивности древостоев на Красном болоте и в районе исследований в целом, выраженная в процентах от среднего. Прочерк означает отсутствие данной породы в древостое.

Источник: составлено по [15].

торфа. Осушение Красного болота для целей торфоразработки имело характерное побочное следствие – рост продуктивности заболоченных лесов на торфяниках (ТЛУ по П.С. Погребняку [15] B4 и C4) в среднем на 20% по сравнению с нормой для соответствующих условий (табл. 2). Отзывчивость лесных экосистем на осушение, по нашему мнению, свидетельствует, что, несмотря на низкую гидродинамику местности XI, она существует в условиях высокого гравитационного потенциала (термокарстовые котловины, наложенные на Бельский палеоводораздел), и система дренажных каналов переводит потенциальную энергию в кинетическую, способствуя выполнению полезной работы. Тем самым, местность XI объединяет признаки прямого и инверсионного рельефа, и мелиорация способствует проявлению первых в поле биопродуктивности.

Специфика экосистем местности VII. Борисовская равнина (VII) функционально обособлена и не относится нами ни к одной из разновидностей останцов. Тем не менее, ее локализация имеет определенные черты сходства с Красным болотом: она также приурочена к верхней части склона Бельского массива, но с меньшим развитием доледниковых (и доюрских) эрозионных форм.

Последнее обстоятельство и определило существенные различия в современном гидроморфизме данных природных комплексов: местность VII имеет больше черт сходства с Солотчинским останцом, а не со смежным Красным болотом. Благодаря высокому гравитационному потенциалу и малой распространенности элементов инверсионного рельефа в местности VII сложились эффективные механизмы удаления избытка грунтовых вод, что предотвращает заболачивание, хотя она расположена на одной из наиболее низких гипсометрических ступеней (см. рис. 3). Фактически данная территория является дальней периферией долины р. Белой, протекающей по ее северо-восточному рубежу (см. рис. 1).

Наряду со сходством с хорошо дренированной местностью I, имеются и существенные отличия: местность VII все же является сниженной равниной, а не возвышенностью, с высоким стоянием грунтовых вод (средняя глубина их залегания 2–3 м в летнюю межень против 8 м в Солотче) и с долей сосны в древостое даже в приводораздельной части не более 60% (при почти 100% в солотчинских лесах: точки 3.1 и 3.2 на рис. 3). Тем не менее, именно такие условия оказываются наиболее благоприятными для развития древесных пород:

абсолютные максимумы продуктивности и сосны, и березы приурочены именно к местности VII (располагаются в 500–800 м от участка 3.7 на профиле А–В). Данную местность можно признать региональным оптимумом смешанных лесов Южной Мещеры. Определенную роль сыграла и осушительная мелиорация, имеющая меньший масштаб, чем на Красном болоте, но также “суммирующаяся” с природными факторами роста водообмена (гравитационная аномалия Бельского массива).

На примере местности VII можно видеть интегрирующую, системообразующую роль потенциала силы тяжести, как фактора активизации вещественного обмена в рамках как водно-циркуляционного, так и биологического круговоротов, которые находят в общей литогенной основе свои индивидуальные “гравитационные матрицы” [19]. При моделировании ландшафтных взаимосвязей данный фактор чаще всего остается за рамками исследований. Ключевые особенности Борисовской равнины, по сути, сводятся к более высокой “гравитационной связности” ландшафтных компонентов и процессов в ее пределах в сравнении с иными местностями.

Функциональные особенности термокарстовых котловин и долин. Подчеркнем, что реликтовые термокарстовые понижения, независимо от их площади, глубины и происхождения, сами являясь индикаторами затрудненного грунтового стока в валдае, действуют по принципу положительной обратной связи — еще более затрудняют современный водообмен. Они разбивают потоки грунтовых вод на полужамкнутые ячейки, препятствуя формированию иерархически организованной сети линейных каналов водной миграции. Только такая сеть способна не только концентрировать поверхностные и грунтовые воды на определенных участках, но и эффективно отводить их избыток и формировать транзитные водные потоки (при этом происходит “утилизация энтропии” и выполнение полезной работы в ландшафте). Данными свойствами вполне обладала эоплейстоценовая эрозионная сеть, к настоящему времени не восстановившаяся. По сути, изменчивость биопродукционного процесса в Приокской Мещере в основном определяется пространственными вариациями гидродинамики и во многом сводится к закономерностям размещения термокарстовых реликтов.

Впрочем, заболоченные котловины в разных местностях отчетливо различаются по интенсивности водообмена. Наиболее проточны реликты перигляциальных полигонов на склоне Солотчинского останца (I), что вполне закономерно. Продуктивность сосняков в соответствующих лесных

кварталах, безусловно, снижается, но незначительно, и практически не происходит внедрения влаголюбивой березы — леса остаются монодоминантными (точки 3.1 и 3.2 на рис. 3). Во всех остальных случаях — на более низких высотных уровнях — береза по крайней мере присутствует, а часто и господствует в древостое котловин. При этом для тех из них, что сохраняют относительно высокую проточность, характерен резкий рост продуктивности березы на фоне снижения прироста сосны. Такие сообщества обычны на периферии Пяткинской возвышенности (3.3. и 3.13) и встречаются в приводораздельной части Борисовской равнины (3.6). Нечто подобное наблюдается и в котловинах “острова” Белого (3.10), но в связи с его низким гипсометрическим положением общий уровень биопродуктивности здесь заметно снижен. Тем самым, сосна наиболее чутко реагирует на локальный рост водозастойных явлений снижением прироста по диаметру, в то время как “умеренный” уровень заболачивания весьма благоприятен для березы и не снижает прирост, а увеличивает его почти до регионального максимума. Впрочем, качественный переход от “умеренного” к “значительному” заболачиванию может быть довольно резким: уже в центре Пяткинской возвышенности, в менее проточных условиях, отмечается параллельное снижение продуктивности и сосны, и березы (3.4). Аналогичная динамика прироста отмечается и на южной периферии местности X, дренируемой верховьями р. Белой, где заболачивание все же не экстремально (3.14). Минимальная проточность и, соответственно, минимум продуктивности фиксируется в центральной, типично останцовой части местности X (3.16). Следовательно, валдайские термокарстовые реликты в их влиянии на биопродукционный процесс образуют вполне закономерный ряд, контролируемый свойствами литогенной основы.

Специфичной системой урочищ является основной канал водной миграции района исследований — долина р. Белой (граница местностей VII и X). Траектория данного водотока сформировалась, очевидно, в среднем валдае [2] в соответствии с классическими закономерностями строения речной сети, установленными В.П. Филосовым [24]: на рубеже крупнейших положительной и отрицательной литоморфоструктур — Бельского палеоводораздела и погребенных доледниковых ложбин (см. рис. 2). Белая унаследовала сравнительно неглубокие врезывы бывших второстепенных притоков Северной ложбины, тем самым сделав периферию “отмершей” системы центром вновь возникшей (см. рис. 1). Абсолютные высоты на данной территории достигают минимума (105–110 м),

и можно было бы ожидать существенного падения биопродуктивности, но этого не происходит: прирост сохраняется на среднем уровне (3.9). За счет проточности и привноса элементов питания лимитирующее влияние переувлажнения в долине Белой проявляется гораздо слабее, чем в реликтовых бессточных впадинах. Однако вблизи тылового шва 1-й террасы может наблюдаться выпадение из древостоя сосны (3.8), что сопровождается внедрением пород, требовательных к трофности и влажности — дуба, ели, ольхи, вяза. Долина р. Белой является примером природного комплекса, для анализа функционирования которого учета гипсометрических данных и коренного рельефа уже недостаточно, и необходимо учитывать структуру водосборного бассейна в терминах “центр — периферия”.

Заключение. Таким образом, неоднородности литогенной основы опосредованно — через интенсивность водообмена — определяют пространственную динамику продуктивности лесных экосистем, причем даже локальные вариации прироста деревьев по диаметру находят соответствие в особенностях литоморфоструктур. При проведении подобных оценок, как правило, наиболее дефицитной является информация о коренном рельефе, что приводит к излишне обобщенным или искаженным представлениям о генезисе морфоструктур. Информативность данных бурения, на наш взгляд, позволила провести структурно-генетическую типизацию природных комплексов с достаточной подробностью, соответствующей детальности данных ГУЛФ. При этом выявились устойчивые “очаги” высокой и низкой продуктивности лесов, обусловленные различиями в интенсивности водообмена, дать объяснение локализации которых на основе одного лишь морфометрического подхода было бы невозможно. Установлены некоторые геолого-геоморфологические и биоценотические индикаторы местной гидродинамики — глубина и морфология кровли регионального водоупора, вариации удельного веса коренных пород, гипсометрическая ступень рельефа, аномалии продуктивности сосны и березы, структура древостоя, размещение и геометрия валдайских термокарстовых реликтов (аласовидных понижений, реликтовых береговых баров) и др. Выдвинуто предположение, что успех осушительных мелиораций в существенной мере зависит от ландшафтной структуры. Он может быть максимален там, где осушение “раскрывает” способность локальных литоморфоструктур стимулировать водообмен, преодолевая тем самым низкую пропускную способность современной эрозивной сети, а если литогенная основа на данном

участке препятствует оттоку влаги, должного эффекта не будет. Отметим также, что некоторые установленные нами пространственные закономерности функционирования лесных экосистем полностью соответствуют постулируемой В.Н. Солнцевым [19] “гравитационной парадигме” ландшафтоведения и, по нашему мнению, свидетельствуют в пользу его взглядов на ландшафтные процессы.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке Русского географического общества (проект “Оценка ландшафтных закономерностей биологической продуктивности лесных фитоценозов Рязанской области в условиях меняющегося климата и биогеохимические аспекты их устойчивости к антропогенному химическому загрязнению”, договор № 10/2014-ДП2 от 4 декабря 2014 г.). Авторы также выражают искреннюю признательность члену-корреспонденту РАН, профессору А.А. Тишкову за помощь в подготовке рукописи к изданию.

Acknowledgments. The work was carried out with financial support of the Russian geographical society (project “Assessment of landscape patterns of forest biological productivity (example of Ryazan region) in a changing climate and biogeochemical aspects of forest resistance to anthropogenic chemical pollution”, contract no. 10/2014-DP2 of December 4, 2014). The authors are grateful to corresponding member of RAS, professor A.A. Tishkov for assistance in preparing the manuscript for publication, also.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анненская Г.Н., Мамай И.И., Цесельчук Ю.Н. Ландшафты Рязанской Мещеры и возможности их освоения. М.: Изд. Моск. ун-та, 1983. 246 с.
2. Асеев А.А., Веденская И.Э. Развитие рельефа Мещерской низменности. М.: Изд. АН СССР, 1962. 128 с.
3. Базилевич Н.И., Гребенищikov О.С., Тишков А.А. Географические закономерности структуры и функционирования экосистем. М.: Наука, 1986. 297 с.
4. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геоэкологии и гляциологии. М.: Изд. Моск. ун-та, 2000. 616 с.
5. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. М.: Высшая школа, 1998. 328 с.
6. Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
7. Замолодчиков Д.Г., Коровин Г.Н., Уткин А.И., Честных О.В., Сонген Б. Углерод в лесном фонде и сельскохозяйственных угодьях России. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2005. 198 с.

8. Коломыц Э.Г. Полиморфизм ландшафтно-зональных систем // Изв. РАН. Сер. геогр. 1999. № 6. С. 21–31.
9. Кривцов В.А., Водорезов А.В. Особенности строения и формирования рельефа на территории Рязанской области. Рязань: Изд. Рязанского гос. ун-та имени С.А. Есенина, 2006. 279 с.
10. Кривцов В.А., Тобратов С.А., Водорезов А.В., Комаров М.М., Железнова О.С., Соловьева Е.А. Природный потенциал ландшафтов Рязанской области. Рязань: Изд. РГУ имени С.А. Есенина, 2011. 767 с.
11. Макунина Г.С. Три составляющие системной организации ландшафта в концепциях Ф.И. Козловского, А.А. Крауклиса и В.Н. Солнцева // География и природные ресурсы. 2010. № 1. С. 18–23.
12. Марченко-Ваганова Т.И. Палинологическая характеристика средневалдайского интерстадиала (поздний плейстоцен) на европейском Северо-Востоке России // Литосфера. 2012. № 1. С. 38–53.
13. Органова Н.М., Войлошников В.Д. Современные представления о геологическом строении Рязанской области // Рязанский край: история, природа, хозяйство. Рязань: Изд. Рязанского гос. пед. ин-та имени С.А. Есенина, 1991. С. 178–193.
14. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография / Под ред. А.А. Величко. М.: Геос, 2009. 120 с.
15. Погребняк П.С. Общее лесоводство. М.: Колос, 1968. 440 с.
16. Природный комплекс большого города. Ландшафтно-экологический анализ / Ред. Коломыц Э.Г., Розенберг Г.С., Глебова О.В., Сурова Н.А., Сидоренко М.В., Юнина В.П. М.: Наука, МАИК Наука/Интерпериодика, 2000. 274 с.
17. Плотность веществ, продуктов, жидкостей и газов при атмосферном давлении [Электронный ресурс] // Инженерный справочник “Таблицы DPVA.info”. 2006–2015. URL: <http://www.dpva.info/Guide/GuidePhysics/GuidePhysicsDensity/DensityTable/> (Дата обращения: 09.05.2015).
18. Солдатов М.С., Малхазова С.М., Румянцев В.Ю., Леонина Н.Б. Прогноз изменений прироста древесины в лесах европейской части России в связи с глобальным потеплением // Изв. РАН. Сер. геогр. 2014. № 2. С. 96–102.
19. Солнцев В.Н. О гравитационной парадигме ландшафтоведения // Ландшафтный сборник (Развитие идей Н.А. Солнцева в современном ландшафтоведении). М. – Смоленск: Ойкумена. 2013. С. 155–169.
20. Солнцев Н.А. Учение о ландшафте: Избранные труды. М.: Изд. Моск. ун-та, 2001. 383 с.
21. Сочава Б.В. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1979. 190 с.
22. Спиридонов А.И. Геоморфология Европейской части СССР. М.: Высшая школа, 1978. 335 с.
23. Усольцев В.А. Фитомасса лесов Северной Евразии: нормативы и элементы географии. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 762 с.
24. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд. Саратовского ун-та, 1960. 96 с.

REFERENCES

1. Annenskaya G.N., Mamay I.I., Tselchuk Y.N. *Landshafty Ryazanskoi Meshchery i vozmozhnosti ikh osvoeniya* [The Landscapes of the Ryazan Meshchera and the Opportunities of Their Development]. Moscow: Moscow State Univ., 1983. 246 p.
2. Aseev A.A., Vedenskaya I.E. *Razvitie rel'efa Meshcherskoi nizmennosti* [Development of the Relief of the Meschera Lowland]. Moscow: Academy of Sciences of the USSR, 1962. 128 p.
3. Bazilevich N.I., Grebenshikov O.S., Tishkov A.A. *Geograficheskie zakonomernosti struktury i funktsionirovaniya ekosistem* [Geographic Patterns of the Ecosystems Structure and Functioning]. Moscow: Nauka Publ., 1986. 297 p.
4. Vasilchuk Ju.K., Kotlyakov V.M. *Osnovy izotopnoi geokriologii i glyatsiologii* [Principles of Isotope Geocryology and Glaciology]. Moscow: Moscow State Univ., 2000. 616 p.
5. Glazovskaya M.A. *Geokhimiya prirodnkh i tekhnogen-nkh landshaftov SSSR* [Geochemistry of the Natural and Technogenic Landscapes of the USSR]. Moscow: Vysshaya shkola Publ., 1998. 328 p.
6. Grichuk V.P. *Istoriya flory i rastitel'nosti Russkoi ravniny v pleistotsene* [The History of Flora and Vegetation of the Russian Plain during the Pleistocene]. Moscow: Nauka Publ., 1989. 183 p.
7. Zamolodchikov D.G., Korovin G.N., Utkin A.I., Chestnykh O.V., Songen B. *Uglerod v lesnom fonde i sel'skokhozyaistvennykh ugod'yakh Rossii* [Carbon in the Forest Fund and Agricultural Lands of Russia]. Moscow: KMK Publ., 2005. 198 p.
8. Kolomyts E.G. Polymorphism of Landscape-Zonal Systems. *Izv. Ross. Akad. Nauk, Ser. Geogr.*, 1999, no. 6, pp. 21–31. (In Russ.).
9. Krivtsov V.A., Vodorezov A.V. *Osobennosti stroeniya i formirovaniya rel'efa na territorii Ryazanskoi oblasti* [The Peculiarities of the Relief Structure and Forming in the Territory of Ryazan Oblast]. Ryazan: Yesenin Ryazan State Univ., 2006. 279 p.
10. Krivtsov V.A., Tobratov S.A., Vodorezov A.V., Komarov M.M., Zheleznova O.S., Solov'eva E.A. *Prirodnyi potentsial landshaftov Ryazanskoi oblasti* [Natural Potential of Landscapes of the Ryazan Oblast]. Ryazan: Yesenin Ryazan State Univ., 2011. 767 p.
11. Makunina G.S. Three Components of the Systemic Organization of the Landscape in the Concepts of

- F.I. Kozlovsky, A.A. Krauklisa, V.N. Solntseva. *Geogr. Prir. Resur.*, 2010, no. 1, pp. 18–23. (In Russ.).
12. Marchenko-Vagapova T.I. Palynological Characteristics of the Middle Valdai Horizon (Late Pleistocene) in European Northeast of Russia. *Litosfera*, 2012, no. 1, pp. 38–53. (In Russ.).
13. Organova N.M., Vojloshnikov V.D. Modern Ideas about the Geological Structure of the Ryazan Oblast. In *Ryazanskii kraj: istoriya, priroda, hozyaistvo* [Ryazan Region: History, Nature, Economy]. Ryazan, Yesenin Ryazan State Ped. Inst., 1991, pp. 178–193. (In Russ.).
14. *Paleoklimaty i paleolandschafty vnetropicheskogo prostranstva Severnogo polushariya. Pozdnii pleistotsen – golotsen. Atlas-monografiya* [Paleoclimates and Paleolandscapes of the Extratropical Space of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene – Holocene. Atlas-monography], Velichko A.A., Ed. Moscow: Geos Publ., 2009. 120 p.
15. Pogrebnyak P.S. *Obshchee lesovodstvo* [General Forestry]. Moscow: Kolos Publ., 1968. 440 p.
16. *Prirodnyi kompleks bol'shogo goroda. Landshaftno-ekologicheskii analiz* [Natural Complex of the Big City. Landscape-ecological Analysis], Glebova O.V., Kolo-myts E.G., Rozenberg G.S., et al. Moscow: Nauka, MAIK Nauka / Interperiodika Publ., 2000. 274 p.
17. Density of Substances, Products, Liquids and Gases at Atmospheric Pressure. In *Inzhenernyi spravochnik "Tablitsy DPVA.info"* [Engineering Handbook "Tables DPVA.info"]. Available at: <http://www.dpva.info/Guide/GuidePhysics/GuidePhysicsDensity/Density-Table/> (accessed 09.05.2015). (In Russ.).
18. Soldatov M.S., Malkhazova S.M., Rumyantsev V.Y., Leonova N.B. Forecast of Changes in Wood Growth in Forests of European Russia due to Global Warming. *Izv. Ross. Akad. Nauk, Ser. Geogr.*, 2014, no. 2, pp. 96–102. (In Russ.).
19. Solntsev V.N. About the Gravitational Paradigm of Landscape Studies. In *Landshaftnyi sbornik. Razvitie idei N.A. Solntseva v sovremennom landshaftovedenii* [Landscape Collection. Development of N.A. Solntsev's ideas in Modern Landscape Studies]. Moscow-Smolensk: Ojkumena Publ., 2013, pp. 155–169. (In Russ.).
20. Solntsev V.N. *Uchenie o landshafte: Izbrannye trudy* [The Doctrine of the Landscape. Selected Works]. Moscow: Moscow State Univ., 2001. 383 p.
21. Sochava V.B. *Vvedenie v uchenie o geosistemakh* [Introduction to the Theory of Geosystems]. Novosibirsk: Nauka Publ., Siberian Branch, 1979. 190 p.
22. Spiridonov A.I. *Geomorfologiya Evropeiskoi chasti SSSR* [Geomorphology of the European Part of the USSR]. Moscow: Vysshaya shkola Publ., 1978. 335 p.
23. Usoltsev V.A. *Fitomassa lesov Severnoi Evrazii: normativy i elementy geografii* [Forest Biomass of Northern Eurasia. Mensuration Standards and Geography]. Ekaterinburg: Russian Academy of Sciences, Ural Branch, 2002. 762 p.
24. Filosofov V.P. *Kratkoe rukovodstvo po morfometricheskomu metodu poiskov tektonicheskikh struktur* [A Short Guide to the Morphometric Method of Searching for Tectonic Structures]. Saratov: Saratov Univ., 1960. 96 p.