

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Глухова Светлана Алексеевна

**Роль тектонических структур в формировании гидрологических условий
зоны активного водообмена центральной части
Московского артезианского бассейна**

Специальность 1.6.6. Гидрология

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук,
доцент Харитонова Наталья Александровна

Москва — 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	4
Глава 1. Основные черты взаимосвязи мезокайнозойских и каменноугольных комплексов в центральной части Московского артезианского бассейна в современных условиях и обоснование выбора ключевых участков	10
1.1. Выводы к главе 1	18
Глава 2. Характеристика ключевых участков	19
2.1. Физико-географический очерк	19
2.1.1. Тростенская впадина	19
2.1.2. Клепиковский прогиб	21
2.2. Геологическое строение и гидрогеологические условия	24
2.2.1. Тростенская впадина	25
2.2.2. Клепиковский прогиб	34
2.3. Результаты ранее выполненных исследований	45
2.4. Выводы к главе 2	50
Глава 3. Методы и методика исследований.....	52
3.1. Линеаментный структурно-тектонический анализ	53
3.2. Анализ закономерностей пространственного распределения напоров подземных вод.....	54
3.3. Изучение общего химического и изотопного состава природных вод	55
3.4. Анализ особенностей формирования фильтрационных свойств слабопроницаемых и водовмещающих отложений	59
3.5. Моделирование особенностей формирования гидрогеологических условий	59
3.6. Выводы к главе 3	60
Глава 4. Влияние Тростенской впадины на гидрогеологические условия	61
4.1. Новейшая структура Тростенской впадины	61
4.2. Моделирование особенностей формирования гидрогеологических условий на участке Тростенской впадины.....	65
4.3. Особенности химического и изотопного состава природных вод	78
4.3.1. Макрокомпонентный состав	78
4.3.2. Микрокомпонентный состав.....	82
4.3.3. Изотопный состав	93
4.4. Выводы к главе 4	102
Глава 5. Влияние Клепиковского прогиба на гидрогеологические условия.....	104
5.1. Новейшая структура Клепиковского прогиба	104
5.2. Закономерности пространственного распределения напоров подземных вод.....	107
5.3. Особенности фильтрационных свойств водовмещающих и слабопроницаемых отложений	110

5.4. Особенности химического и изотопного состава природных вод	112
5.4.1. Макрокомпонентный состав	112
5.4.2. Микрокомпонентный состав.....	124
5.4.3. Изотопный состав	129
5.5. Выводы к главе 5	132
Глава 6. Разработка комплексной методики выявления структурно-тектонических гидрогеологических окон на основе полученных результатов	134
6.1. Выводы к главе 6	142
Заключение	143
Список литературы	145

Введение

Актуальность темы исследований. Формирование региональных и локальных гидрогеологических условий происходит под воздействием комплекса различных факторов, среди которых одним из важнейших является тектонический. Региональные геологические структуры (синеклизы, щиты, горно-складчатые области и пр.) обуславливают состав, условия и характер залегания гидрогеологических подразделений, направление движения, а также общие закономерности формирования химического состава подземных вод. При этом структуры меньших порядков (прогибы, поднятия, сдвиги, сбросы/взбросы и пр.) оказывают локальное влияние на региональные закономерности геофильтрации. В артезианских бассейнах изменение геофильтрационных свойств водовмещающих и слабопроницаемых отложений, происходящее в результате тектонического воздействия, может приводить к формированию так называемого гидрогеологического окна, являющегося местной областью питания/разгрузки подземных вод.

В пределах центральной части Московского артезианского бассейна (МАБ) расположен наиболее густонаселенный регион Российской Федерации — г. Москва и Московская область. Центральная часть МАБ обладает значительными ресурсами пресных подземных вод: модуль подземного стока составляет $1,2\text{--}1,8 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$ [33], модуль ресурсного потенциала — $2,0 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$, достигая максимально $5\text{--}10 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$ [34]. В пределах Московского региона подземные воды испытывают существенную антропогенную нагрузку, связанную с высокой величиной водоотбора (около 1,0 млн. $\text{м}^3/\text{сут}$) и наличием большого количества потенциальных источников загрязнения (промышленные предприятия, полигоны размещения твердых коммунальных отходов, транспортные магистрали и т. д.). Ключевым вопросом рационального использования и охраны подземных вод на территории центральной части МАБ является выявление взаимосвязи целевых для водоснабжения горизонтов и комплексов каменноугольных отложений с вышележащим мезокайнозойским комплексом. Развитие интенсивных сдвиговых деформаций в карбонатных отложениях каменноугольной системы центральной части МАБ за счет передачи деформаций в вышележащие слои литифицированных глин приводит к изменению их проницаемости, что обуславливает формирование в них гидрогеологических окон структурно-тектонической природы. Эти окна в районах их развития кардинально меняют структуру геофильтрационных потоков, взаимосвязь горизонтов и формируют опасность проникновения с поверхности загрязнения в защищенные продуктивные водоносные горизонты. Целесообразность таких исследований обусловлена и прикладным значением, поскольку выявление и корректный учет гидрогеологических окон центральной части МАБ повысит обоснованность и степень достоверности прогнозов эксплуатации данных вод и их защиты от загрязнения.

Таким образом, выявление масштаба влияния тектонических структур на гидрогеологические особенности конкретной территории является как важной теоретической проблемой региональной гидрогеологии, так и прикладной задачей оценки ресурсов и охраны подземных вод.

Объектом исследований данной работы являются подземные воды зоны активного водообмена центральной части МАБ на участках развития сдвиговых деформаций в карбонатных отложениях каменноугольной системы.

Предмет исследований — взаимосвязь подземных вод каменноугольных отложений с вышележащими мезокайнозойскими горизонтами на этих участках.

Основная научная гипотеза, лежащая в основе диссертации. В районах развития интенсивных сдвиговых деформаций в карбонатных отложениях каменноугольной системы центральной части МАБ за счет передачи деформаций в вышележащие слои литифицированных глин происходит изменение их проницаемости, приводящее к формированию в них гидрогеологических окон структурно-тектонической природы. Эти окна могут быть выявлены, оконтурены, а значения параметров перетекания в них атрибутированы в результате комплексных исследований, включающих: а) линеаментный структурно-тектонический анализ, б) анализ взаимосвязи каменноугольных и мезокайнозойских водоносных комплексов на основе гидрогеодинамического моделирования, в) интерпретацию данных макро-, микрокомпонентного и изотопного опробования состава подземных вод.

Целью работы является оценка влияния сдвиговых неотектонических структур в каменноугольных отложениях в центральной части МАБ на условия взаимосвязи водоносных горизонтов, поверхностных и подземных вод в областях развития этих структур, а также на их изотопно-геохимические характеристики.

Задачи исследований:

1. обоснование выбора ключевых участков крупномасштабных исследований для оценки влияния сдвиговых неотектонических структур на потоки подземных вод в зоне активного водообмена МАБ;
2. анализ закономерностей пространственного распределения напоров и геофильтрационное моделирование для выявления взаимосвязи каменноугольных и мезокайнозойских водоносных комплексов на ключевых участках;
3. геохимическое опробование ключевых участков, анализ и интерпретация данных макро-, микрокомпонентного и изотопного состава подземных вод;
4. разработка методики выявления структурно-тектонических гидрогеологических окон в литифицированных глинистых слабопроницаемых отложениях, перекрывающих

возможные участки интенсивных сдвиговых деформаций в карбонатных отложениях каменноугольной системы центральной части МАБ.

Научная новизна. Впервые выполнено определение влияния неотектонических структур МАБ (Тростенской впадины и Клепиковского прогиба) на особенности формирования гидрогеологических условий. На основании применения линеаментного и структурно-тектонического анализов установлено, что данные структуры сформированы в условиях сдвиговых деформаций. Доказано, что именно сдвиговые неотектонические деформации являются причиной формирования структурно-тектонических гидрогеологических окон и местных областей питания/разгрузки подземных вод целевых водоносных комплексов каменноугольных отложений. Для области развития Тростенской впадины разработана имитационная региональная разведочная гидрогеологическая модель. На основании комплексного анализа массива геохимических данных выявлены области питания и разгрузки подземных вод участков неотектонических структур, установлены основные источники их солевой компоненты. Впервые разработана методика выявления структурно-тектонических гидрогеологических окон, приуроченных к сдвиговым деформациям.

Теоретическая значимость исследования заключается в определении механизма влияния неотектонических структур на гидрогеодинамические условия и гидрохимические характеристики на основе применения комплексного анализа.

Практическая значимость. Защищенность целевых водоносных комплексов центральной части МАБ обусловлена целостностью перекрывающих слабопроницаемых отложений, в то время как существование структурно-тектонических гидрогеологических окон приводит к проникновению в глубокие водоносные горизонты загрязняющих компонентов из поверхностных вод и смежных водоносных горизонтов. Поэтому наличие структурно-тектонических гидрогеологических окон должно быть учтено при обосновании защищенности целевых водоносных комплексов и проектировании зон санитарной охраны водозаборных сооружений с целью охраны подземных вод от потенциального загрязнения. Кроме того, структурно-тектонические гидрогеологические окна являются местными областями питания/разгрузки подземных вод и оказывают влияние на уровенную поверхность, взаимосвязь между смежными водоносными горизонтами и поверхностными водами, а также на формирование химического состава. В связи с этим наличие гидрогеологических окон должно быть учтено при оценке запасов подземных вод: при обосновании балансовой структуры эксплуатационного водоотбора и прогнозе сохранения качества отбираемой воды.

Методология и методы исследования. Определение роли влияния сдвиговых неотектонических структур на условия взаимосвязи водоносных горизонтов, поверхностных и

подземных вод в областях развития этих структур выполнено на основании комплексного анализа, включающего:

- изучение геологического строения и гидрогеологических условий территорий развития неотектонических структур на основании фондовых и архивных материалов;
- проведение линеаментного структурно-тектонического анализа;
- анализ закономерностей пространственного распределения напоров подземных вод;
- проведение гидрохимического опробования и анализ химического, а также изотопного (δ^2D , $\delta^{17}O$ и $\delta^{18}O$) состава подземных вод;
- изучение особенностей фильтрационного строения водовмещающих и слабопроницаемых отложений, анализ роли тектонического фактора в их формировании;
- моделирование влияния сдвиговых структур на формирование гидрогеологических условий.

Защищаемые положения:

Первое положение. Тростенская впадина является структурно-тектоническим гидрогеологическим окном, сформированным в процессе сдвиговых деформаций, приведших к увеличению проницаемости келловей-кимериджской слабопроницаемой толщи, разделяющей целевой подольско-мячковский водоносный комплекс от вышележащего мезокайнозойского комплекса. Изотопно-геохимические данные и гидродинамическое моделирование указывают на образование локального купола питания подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса за счет перетока вод из вышележащего мезокайнозойского комплекса.

Второе положение. Формирование структурно-тектонического гидрогеологического окна в центральной части Клепиковского прогиба обусловлено сдвиговыми деформациями, которые привели к увеличению проницаемости и трещиноватости келловей-кимериджской слабопроницаемой толщи и целевого касимовского водоносного комплекса. Закономерности пространственного распределения напоров подземных вод и их гидрохимические особенности свидетельствуют о разгрузке каменноугольных водоносных комплексов в вышележащие водоносные комплексы.

Третье положение. Сдвиговые неотектонические структуры каменноугольных отложений центральной части Московского артезианского бассейна могут являться как областями питания, так и областями разгрузки подземных вод. Для определения их роли в водообмене подземных вод обоснована методика выявления и комплексных исследований структурно-тектонических гидрогеологических окон, включающая линеаментный (тектонический) анализ, гидрогеодинамическое моделирование, а также детальные изотопно-геохимические исследования.

Обоснованность и достоверность результатов научных исследований, положений и выводов основываются на: 1) использовании стандартных методик, применяемых в гидрогеологии для обработки и анализа материалов, полученных в ходе полевых и лабораторных исследований; 2) большом количестве полученных данных и их соответствии с результатами других авторов; 3) использовании при лабораторных исследованиях современного высокоточного оборудования в аттестованных лабораториях; 4) апробацией основных научных положений на различных конференциях и публикациями в рецензируемых журналах.

Апробация результатов. Основные результаты работы докладывались на Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2018» (Москва, 2018), Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2023), Международной научной конференции «Современная гидрогеология: актуальные вопросы науки, практики и образования» (Сочи, 2023), Научной конференции «Сергеевские чтения. Региональная инженерная геология и геоэкология» (Дербент, 2024), Всероссийской конференции с международным участием «Ломоносовские чтения 2024» (Москва, 2024), Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2024» (Москва, 2024), Международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, 2025), Всероссийской конференции с международным участием «Ломоносовские чтения» (Москва, 2025), Международном молодежном научном симпозиуме «Проблемы геологии и освоения недр» (Томск, 2025).

Публикации автора по теме диссертации. Результаты проведенных исследований, основные положения и вопросы, рассматриваемые в диссертации, изложены в 4 публикациях, в том числе в 3 статьях, опубликованных в рецензируемых научных изданиях, которые рекомендованы для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности 1.6.6. Гидрогеология: «Вестник Московского университета. Серия 4: Геология» (2023, 2024), «Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов» (2024).

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, 6 глав с разделами и подразделами и заключения. Общий объем работы составляет 156 страниц, включая 70 рисунков, 12 таблиц и список литературы из 134 наименований.

Благодарности. Выражаю искреннюю благодарность научному руководителю профессору кафедры гидрогеологии МГУ имени М.В. Ломоносова доктору геолого-минералогических наук Наталье Александровне Харитоновой за помощь, поддержку, веру в достижение поставленной цели и ценные советы на всех этапах выполнения работы.

Огромную признательность выражаю коллективу кафедры гидрогеологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова за обсуждения, консультации, полученные знания и опыт.

Пинигину О.В. и Манукъяну В.А. выражаю отдельную благодарность за научную идею, которая легла в основу проведения настоящего исследования.

За поддержку и советы выражаю благодарность генеральному директору ЗАО «Спецгеоэкология» кандидату геолого-минералогических наук Трушину Б.В. и главному гидрогеологу ЗАО «Спецгеоэкология» Мамонтову В.В.

За совместную работу над одним из объектов исследования выражаю благодарность доценту кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова Сухановой Т.В.

Выражаю благодарность организациям, предоставившим возможность выполнить отбор проб подземных вод на водозаборах.

Лабораториям кафедры гидрогеологии МГУ имени М.В. Ломоносова, ФГБУН «Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук» и ФГБУН «Геологический институт Российской академии наук» выражаю благодарность за помощь в проведении анализов природных вод.

В помощи организации проведения исследований на озере выражаю благодарность сотрудникам Гидробиологической станции «Глубокое озеро».

Отдельно благодарю членов своей семьи за поддержку на всех этапах подготовки работы.

Глава 1. Основные черты взаимосвязи мезокайнозойских и каменноугольных комплексов в центральной части Московского артезианского бассейна в современных условиях и обоснование выбора ключевых участков

В гидрогеологическом отношении Московский артезианский бассейн (МАБ) представляет собой сложную систему этажно расположенных водоносных горизонтов и комплексов, разделенных слабопроницаемыми толщами и в различной степени взаимосвязанными между собой и с поверхностными водами [72]. Центральная часть МАБ обладает значительными ресурсами пресных подземных вод: модуль подземного стока составляет $1,2\text{--}1,8 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$ [33], модуль ресурсного потенциала $2,0 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$, достигая $5\text{--}10 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$ [34]. В пределах центральной части МАБ водоносные комплексы, содержащие пресные подземные воды и используемые в целях водоснабжения, приурочены к отложениям верхнего и среднего отделов каменноугольной системы. Защищенность целевых водоносных комплексов обусловлена наличием в разрезе слабопроницаемых толщ, разделяющих эксплуатируемые водоносные комплексы от вышелегающего мезокайнозойского комплекса.

В административном отношении к центральной части МАБ приурочен наиболее густонаселенный регион Российской Федерации — г. Москва и Московская область. В г. Москва (0,01% территории РФ) проживает около 13,1 млн. человек (9% населения), в Московской области (0,3% территории РФ) — около 8,7 млн. человек (5,9% населения) [82]. При средней плотности населения страны 8,5 человек на 1 км^2 значение данного показателя для Московской области составляет 195,2 человек на 1 км^2 , а для г. Москвы достигает 5134,6 человек на 1 км^2 .

В пределах Московского региона подземные воды испытывают существенную антропогенную нагрузку, связанную с высокой величиной водоотбора и наличием большого количества потенциальных источников загрязнения. Интенсивный водоотбор подземных вод в восьмидесятые годы прошлого столетия, достигающий более 4,0 млн. $\text{м}^3/\text{сут}$, привел к формированию региональной гидродинамической депрессии, которая захватывает практически всю территорию Московской области и г. Москвы и выходит за их пределы во Владимирскую и Калужскую области. По состоянию на 2020 год [77] на территории г. Москвы и Московской области выделено 2753 месторождения питьевых и технических подземных вод, запасы по которым утверждены по категориям А, В, С₁ и С₂ в количестве 9,4 млн. $\text{м}^3/\text{сут}$. Согласно отчетам недропользователей, фактический водоотбор в 2019 году составил около 1,0 млн. $\text{м}^3/\text{сут}$. Высокая техногенная нагрузка на территории городских агломераций и промышленных районов обуславливает высокий риск возникновения загрязнения подземных вод. В 2022 году на территории в г. Москвы и Московской области выявлены превышения над

предельно-допустимыми концентрациями (ПДК) в подземных водах таких показателей, как аммоний, фенолы, нефтепродукты, мышьяк и др. [67].

Ключевым вопросом рационального использования и охраны подземных вод на территории центральной части МАБ является взаимосвязь целевых для водоснабжения горизонтов и комплексов верхнего и среднего отделов каменноугольной системы с вышележащим мезокайнозойским комплексом. Особенностью этой взаимосвязи является наличие в разделяющих слабопроницаемых толщах фильтрационных окон различной природы. Согласно [65] под гидрогеологическими окнами понимаются участки геологической среды, на которых возможно быстрое проникновение загрязнения из приповерхностных водоносных горизонтов в глубокие через разделяющие слабопроницаемые отложения за счет нарушения их сплошности и увеличения проницаемости. На изучаемой территории к таким участкам в первую очередь относятся погребенные эрозионные врезы, в пределах которых возможно уменьшение мощности перекрывающих слабопроницаемых отложений, либо их полное отсутствие. К потенциальным гидрогеологическим окнам могут быть также отнесены участки повышенной трещиноватости горных пород, обусловленные проявлением тектонического фактора, на которых возможно увеличение проницаемости разделяющих отложений.

Начиная с 2008 года, исследования по выявлению гидрогеологических окон и установлению их роли в формировании загрязнения подземных вод эксплуатируемых водоносных горизонтов на территории г. Москвы проводятся в Институте геоэкологии РАН имени Е.М. Сергеева Анисимовой Н.Г., Батраком Г.И., Бутыриным Д.В., Галицкой И.В., Дорожко А.Л., Ереминой О.Н., Кожевниковой И.А., Козляковой И.В., Коробовой И.В., Кутеповым В.М., Лавриненко М.В., Макеевым В.М., Поздняковой И.А., Синдаловским Л.Н., Томсом Л.С. и мн. др. [4, 10, 23, 42, 44, 57, 64, 65 и мн. др.]. На основании комплексного анализа, включающего крупномасштабное картирование геологического строения, гидрогеологических и структурно-тектонических условий, фильтрационные расчеты, анализ режимной информации об уровнях и химическом составе подземных вод создана «Карта границ гидрогеологических окон» для территории г. Москвы в масштабе 1:10 000. В зависимости от времени вертикальной фильтрации наиболее часто встречающихся загрязняющих веществ выделено шесть (I-VI) порядков гидрогеологических окон. Определены гидродинамические и гидрохимические особенности гидрогеологических условий на участках развития гидрогеологических окон. Показано, что для наиболее опасных и незащищенных гидрогеологических окон I и II порядков, на которых время проникновения загрязнения составляет менее 400 и 1000 сут, соответственно, необходимо обоснование возможности использования участков результатами прогноза миграции загрязняющих веществ и разработка экологических ограничений. При этом отмечено, что выделенные по

тектоническим признакам потенциальные гидрогеологические окна на отдельных участках совпадают с гидрогеологическими окнами I порядка, что может быть использовано как поисковый признак последних на территориях с малоизученным геологическим строением.

В 2002 году ФГУП «Геоцентр-Москва», ЗАО «Геолинк Консалтинг» и ЗАО «ГИДЭК» выполнена переоценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод центральной части МАБ методом математического моделирования [120]. Для территории Московского региона была разработана постоянно действующая модель площадью 60 тыс. км², получившая в 2007 году положительное заключение государственной экспертизы геологической информации ГКЗ Роснедра и рекомендована для дальнейшей эксплуатации (Рисунок 1) [11].

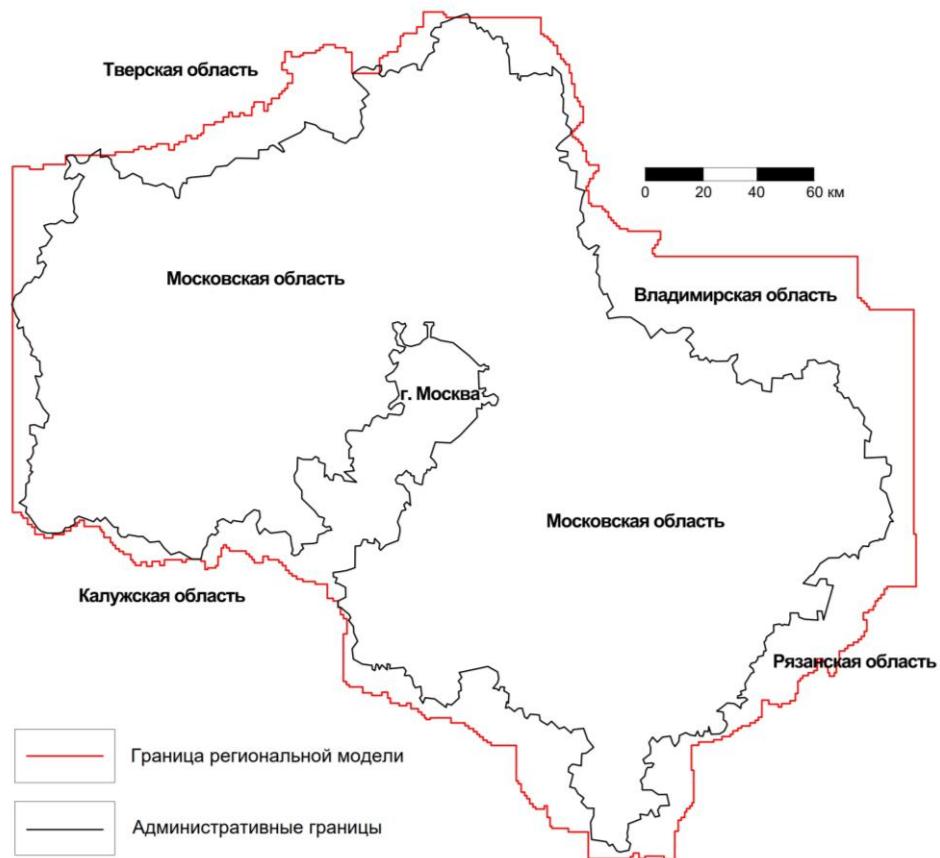


Рисунок 1. Границы модели Московского региона [120]

На региональной модели взаимосвязь между целевыми водоносными комплексами каменноугольных отложений с вышелегающими комплексами мезокайнозоя определяется, главным образом, коэффициентом перетока келловей-кимериджской слабопроницаемой толщи (χ_0 , сут⁻¹), представляющим собой отношение коэффициента фильтрации разделяющей толщи к ее мощности (k_0/m_0). Распределение этого параметра получено авторами модели путем калибрации, в которой важным индикатором, влияющим на его распределение по площади, являлся перепад напоров между комплексами мезокайнозоя и каменноугольных отложений. Области отсутствия толщи соответствуют участкам прямой гидравлической взаимосвязи между целевыми водоносными комплексами и незащищенными мезокайнозойскими комплексами.

Анализ величин и планового распределения коэффициента перетока показывает, что для значительной части области развития келловей-кимериджской слабопроницаемой толщи (87% от площади) значения χ_0 составляют 10^{-7} – 10^{-5} сут $^{-1}$ (Рисунок 2). Для остальной же части территории (13% от площади) значения χ_0 изменяются в диапазоне от $n \cdot 10^{-5}$ до $7,5 \cdot 10^{-3}$ сут $^{-1}$.

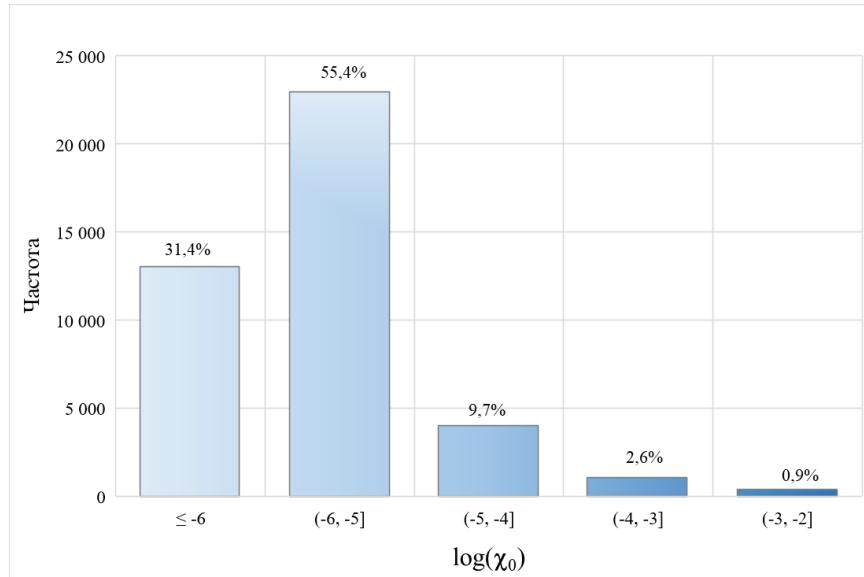


Рисунок 2. Гистограмма $\log(\chi_0)$ келловей-кимериджской слабопроницаемой толщи на модели Московского региона

По нашему мнению, условно значение параметра перетока равное 10^{-4} сут $^{-1}$ можно принять в качестве переходного от обширных площадей затрудненной взаимосвязи между водоносными комплексами к участкам, где работает схема перетекания Мятиева-Гиринского, к локальным участкам, на которых взаимосвязь существенно лучше. Так, на участках уменьшения мощности слабопроницаемой толщи, коэффициент фильтрации глин сопоставим с величиной коэффициента перетока. Соответственно значения, превышающие 10^{-4} сут $^{-1}$, свидетельствуют о высоких фильтрационных свойствах глин, более близким к суглинистым отложениям, что указывает на относительно улучшенную взаимосвязь между смежными водоносными комплексами. При сохранности мощности слабопроницаемой толщи (в среднем около 10–20 м) значения коэффициента перетока 10^{-4} сут $^{-1}$ также указывают на относительно повышенный коэффициент фильтрации юрских глин. Также важно отметить, что при значении параметра перетока $n \cdot 10^{-4}$ сут $^{-1}$ скорость вертикальной фильтрации сопоставима с величиной инфильтрационного питания подземных вод для изучаемой территории. И, главным образом, участки, на которых значения параметра перетока 10^{-3} сут $^{-1}$ и выше, свидетельствуют о значительном увеличении проницаемости юрских глин. На них приходится всего 2,1% области региональной геофильтрационной модели Московского региона (Рисунок 3). Данные участки представляют собой потенциальные гидрогеологические окна, которые и являются объектами настоящего исследования.

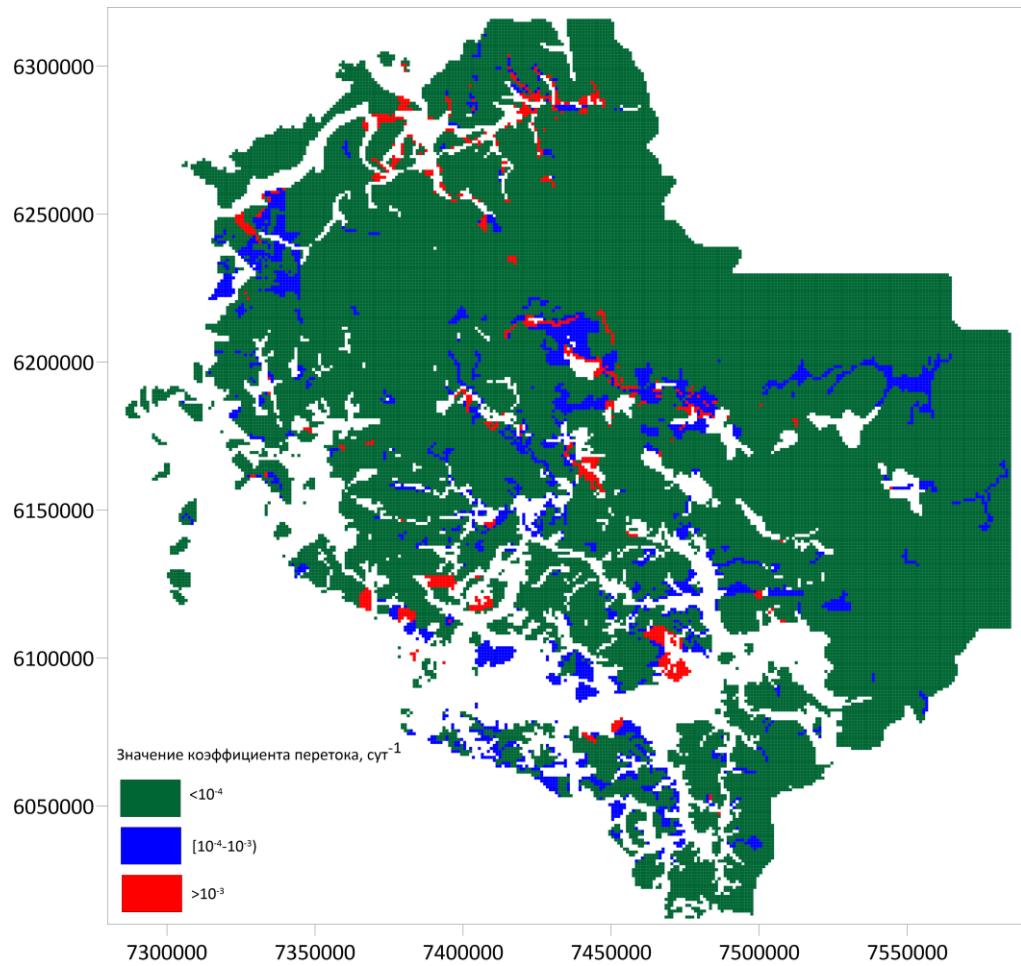


Рисунок 3. Картограмма коэффициента перетока келловей-кимериджской слабопроницаемой толщи на модели Московского региона

Таким образом, анализ литературных источников и региональной геофильтрационной модели Московского региона показывает, что взаимосвязь между комплексами мезокайнозоя и каменноугольных отложений осложняется существенной неоднородностью перетекания между ними. Упомянутая взаимосвязь характеризуется как нормальными условиями площадного перетекания, так и локальными аномальными участками — гидрогеологическими окнами разной природы. Выявление и корректный учет при разработке геофильтрационных моделей различных масштабов гидрогеологических окон является актуальной проблемой повышения обоснованности и достоверности прогнозов использования и охраны подземных вод в центральной части МАБ.

По геологическому строению МАБ приурочен к центральной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). В настоящее время представление о платформах, как стабильных участках, не подверженных деформациям, претерпело определенные изменения. Результаты непосредственных наблюдений (на поверхности и в скважинах), а также данные сейсморазведки показывают, что деформации осадочного чехла разного ранга и морфологии встречаются в любых частях — от периферии (форландов складчатых поясов) до стабильных

внутренних участков платформ. Среди структур можно выделить, как связанные с нарушениями в фундаменте, так и внутричехольные «бескорневые» структуры. Деформации осадочного чехла формируются в результате действия регионального поля напряжений, вызванного силами, приложенными к краям плиты (в особенности от коллизионных границ) и действующими на всю плиту (приливные, ротационные и т.п.). Также образование внутриплитных структур возможно за счет действия местных сил, связанных с подачей механической энергии или тепла, нарушающих равновесие неоднородной геологической среды (импульсы энергии, литогенетические процессы, наличие разномасштабных неоднородностей). Вероятнее всего, на образование тектонических структур влияет комбинация как региональных, так и местных сил [46, 47].

Исследования тектоники и неотектоники в пределах центральной части МАБ представлены в работах Бабак В.И., Гаврюшовой Е.А., Кузьменко Ю.Т., Кузьмина Ю.О., Коппа М.Л., Костенко Н.П., Корчугановой Н.И., Макарова В.И., Макаровой Н.В., Макеева В.М., Сим Л.А., Сухановой Т.В., Трифонова В.Г., Федонкиной И.Н., Хайна В.Е., Юдахина Ф.Н. и мн. др. [24, 38, 40, 52–56, 78, 88 и мн. др.].

Известны представления о большой роли в развитии платформенных территорий сил горизонтального смятия, растяжения или сдвига земной коры [88]. Субгоризонтальная ориентировка основных полей деформаций в пределах осадочного чехла ВЕП показана в монографии М.Л. Коппа [38]. Для Московского региона Н.Ю. Гущенко [22] проведены исследования по изучению следов скольжения в каменноугольных известняках с использованием методики компьютерной сепарации трещин по возрасту и показано, что в регионе широко развиты поля деформаций с субгоризонтальной ориентировкой главных осей напряжений. Установлен посткаменноугольный цикл деформирования, состоящий из шести фаз. Самый молодой парагенез трещиноватости пространственно совпадает с линеаментным рисунком рельефа и может иметь новейший (в том числе, современный) возраст. Ось растяжения для этой фазы вблизи г. Москвы направлена меридионально и только на самом юге Московского региона, ближе к г. Туле, она принимает субширотное направление [38]. Преобладание деформаций с субгоризонтальной ориентировкой главных осей напряжений предопределяет широкое развитие сдвиговых структур в пределах центральной части МАБ.

На участках развития гидрогеологических окон интенсивность перетекания через слабопроницаемые отложения увеличивается по сравнению с соседними участками, что приводит к изменению гидродинамических и гидрохимических условий. При поступлении подземных вод из мезокайнозойского комплекса в первом водоносном комплексе каменноугольных отложений может сформироваться некоторое поднятие уровенной поверхности. Также признаком формирования окна может быть уменьшение разности напоров

подземных вод мезокайнозойского и первого водоносного комплекса каменноугольных отложений [65]. Гидрогеохимическим признаком формирование окна является наличие в составе подземных вод компонентов, свойственных смежным водоносным комплексам. Непосредственно для структурно-тектонических гидрогеологических окон характерно увеличение проницаемости разделяющих толщ за счет нарушения их сплошности, обусловленное проявление тектонического фактора.

В 2008 году в Истринском г. о. Московской области специалистами ЗАО «Спецгеоэкология» были проведены геологоразведочные работы с целью оценки запасов подземных вод на водозаборе ЗАО «Мансуровское карьерауправление» [130]. Водозабор оборудован для эксплуатации подольско-мячковского водоносного комплекса, приуроченного к карбонатным отложениям среднего отдела каменноугольной системы, являющегося основным источником водоснабжения в пределах исследуемой территории. Целевой водоносный комплекс отделен от вышелегающего водоносного мезокайнозойского комплекса келловей-кимериджской слабопроницаемой толщей. На основании данных геолого-гидрогеологической съемки гидрогеологом Манукьяном В.А. была уточнена карта гидроизопресс подольско-мячковского водоносного комплекса, на которой выделена изометрическая куполообразная область питания площадью около 200 км^2 (по гидроизопрессе 190 м). На основе результатов морфоструктурного и геолого-структурного анализов материалов дистанционных исследований и цифровых моделей рельефа геологом Пинигиным О.В. была выявлена неотектоническая структура, именуемая в дальнейшем Тростенской впадиной, пространственно совпадающая с выделенной областью питания. Выполненные анализы позволили предположить, что впадина представляет собой структуру присдвигового раздвига, а ограничивающие ее разломы могут служить зонами повышенной проницаемости. Сделано заключение, что Тростенскую впадину условно можно рассматривать в качестве области питания подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса. Однако в работе отсутствует всесторонний анализ, обосновывающий взаимосвязь между выявленной структурой и куполом питания, за исключением их пространственного близкого расположения. Формирование куполообразной поверхности в свою очередь может быть обусловлено и другими факторами, такими как фильтрационная неоднородность водовмещающих отложений, работа крупных водозаборов и т.д. А образование области питания должно отражаться не только гидродинамически в виде купола, но также и подтверждаться гидрогеохимическими данными.

В настоящей работе приводятся результаты дальнейшего детального комплексного анализа территории Тростенской впадины как потенциального структурно-тектонического гидрогеологического окна с целью установления его приуроченности к области питания подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса (Рисунок 4).



Рисунок 4. Местоположение ключевых участков: I — Тростенской впадины, II — Клепиковского прогиба

Структурам присдвигового раздвига, подобным Тростенской впадине, характерны определенные признаки, которые выделяются независимо от местоположения и размеров структур: это S- или Z-образная форма в плане, пониженный относительно окружающей территории рельеф, ограничение разрывными нарушениями, асимметрия бортов, заболоченность или заозеренность территории. Сочетание данных признаков позволило выявить поисковые критерии для обнаружения еще одного объекта исследования, расположенного на востоке Московской области в пределах центральной части Мещерской низменности, получившего название Клепиковский прогиб (Рисунок 4).

Сначала структура была выявлена по результатам изучения космоснимков и топографических карт: к ней приурочена линейная цепочка озер, называемыми Великими Мещерскими, территория характеризуется относительно пониженным рельефом и высокой заболоченностью. На основании анализа материалов Государственной гидрогеологической съемки листа N-37-XI [36], охватывающего частично центральную и юго-восточную часть прогиба, были выявлены признаки, указывающие на возможное формирование здесь структурно-тектонического гидрогеологического окна. Так, по результатам съемки в пределах листа были выделены зоны повышенной трещиноватости субширотного простирания, которые фиксируются по приуроченным к ним глубоким изолированным озерам, по концентрации округлых западин, а также по некоторым геохимическим аномалиям. Образование озер связано с омоложением погребенного карста в результате активизации тектонических процессов. Одна из выделенных зон, названная Белоозерской, приурочена к центральной части Великих Мещерских озер. Выделенные зоны, по мнению Авторов, возможно связаны с разломами в

кристаллическом фундаменте. При этом в непосредственной близости от Великих Мещерских озер уровень касимовского водоносного комплекса, приуроченного к отложениям каменноугольной системы, залегает или выше уровня грунтовых вод (на 1–3 м), или на одинаковых с ним отметках. Водовмещающие отложения касимовского комплекса представлены здесь сильно трещиноватыми и закарстованными известняками, залегающими на глубине 40–90 м под толщиной мезокайнозойских отложений. Сделан вывод, что здесь происходит разгрузка подземных вод касимовского водоносного комплекса в вышележащий комплекс мезокайнозоя через келловей-кимериджскую слабопроницаемую толщу. Следовательно центральная часть Клепиковского прогиба может быть приурочена к тектонически ослабленной зоне, в пределах которой происходит разгрузка подземных вод каменноугольных отложений в вышележащий комплекс мезокайнозоя через келловей-кимериджскую слабопроницаемую толщу.

Таким образом, для дальнейшего изучения были намечены две структуры, Тростенская впадина и Клепиковский прогиб, которые могут представлять собой структурно-тектонические гидрогеологические окна и соответственно являются областями питания или разгрузки подземных вод каменноугольных отложений. Важно отметить, что развитие сдвиговых деформаций на территории ВЕП, и соответственно центральной части МАБ, может обуславливать образование и других структур, подобных изучаемым в настоящей работе.

1.1. Выводы к главе 1

Центральная часть Московского артезианского бассейна обладает значительными ресурсами пресных подземных вод, при этом подземные воды испытывают существенную антропогенную нагрузку, связанную с высокой величиной водоотбора и наличием большого количества потенциальных источников загрязнения. Ключевым вопросом рационального использования и охраны подземных вод является взаимосвязь целевых для водоснабжения горизонтов и комплексов верхнего и среднего отделов каменноугольной системы с вышележащим мезокайнозойским комплексом. Особенностью этой взаимосвязи является наличие в разделывающих слабопроницаемых толщах фильтрационных окон различной природы, в том числе и тектонического происхождения.

Приуроченность исследуемой территории к Восточно-Европейской платформе предопределяет широкое развитие структур, образованных в условиях сдвиговых деформаций. Одними из таких структур являются Тростенская впадина и Клепиковский прогиб, являющие объектами настоящего исследования и представляющие собой потенциальные структурно-тектонические гидрогеологические окна.

Глава 2. Характеристика ключевых участков

2.1. Физико-географический очерк

2.1.1. Тростенская впадина

В административном отношении участок Тростенской впадины находится на западе Московской области в пределах Рузского, Истринского и Одинцовского городских округов. Площадь участка исследования составляет около 1,2 тыс. км² (Рисунок 5). Тростенская впадина расположена в центральной части участка на линии с. Никольское, с. Онуфриево, д. Новогорбово. К впадине приурочены озера Тростенское и Глубокое, между которыми находится искусственный пруд, а в северной части обводненные карьеры торфоразработок «Брикет». Географические координаты центра участка 55°51'23"с.ш. и 36°33'41"в.д.

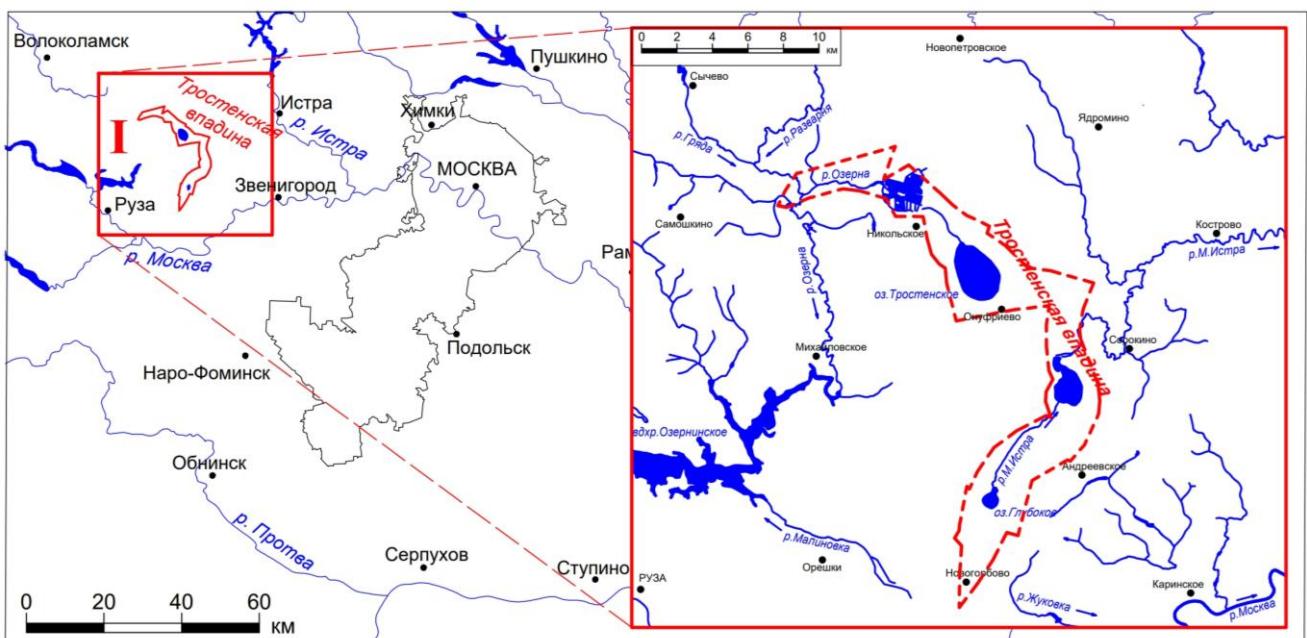


Рисунок 5. Обзорная схема участка Тростенской впадины

В экономическом отношении район промышленно-сельскохозяйственный, густонаселенный. Основные крупные населенные пункты — города Истра, Звенигород, Волоколамск, Руза расположены на периферии участка исследования на расстоянии 20–40 км от центра изучаемой структуры. Непосредственно территория Тростенской впадины характеризуется высокой заболоченностью, в ее пределах находятся небольшие населенные пункты (с. Никольское, с. Онуфриево и др.).

Климат участка исследования умеренно-континентальный с холодной зимой и теплым летом. Среднегодовая температура воздуха составляет +4,9 °С. Среднемесячные температуры воздуха самого теплого месяца (июля) составляют +17,9 °С, самого холодного (февраля) -6,5 °С. Продолжительность безморозного периода 115–120 суток. Участок исследования относится к

зоне достаточного увлажнения. Средняя многолетняя величина годовой суммы осадков составляет 639 мм. В годовом разрезе наибольшее количество осадков (47%) приходится на теплое время года (с июня по сентябрь). Годовая величина испарения в среднем по территории равна 460–480 мм. Преобладающее направление ветров в течение холодного периода — южное и юго-западное, в теплый период — южное и северо-западное. Средняя годовая скорость ветра составляет 2,7 м/с. Число дней со снежным покровом составляет около 145–150 в году. Средняя многолетняя высота снежного покрова достигает 35 см. Снеготаяние начинается в середине марта и продолжается 3–4 недели. Сходит снежный покров в середине апреля [107, 130].

Участок Тростенской впадины приурочен к юго-западному замыканию Клинско-Дмитровской гряды — крупнейшей положительной структуры Смоленско-Московской возвышенности. Характеризуется холмисто-грядовым рельефом с абс. отм. от 120 до 310 м. Максимальные отметки рельефа приурочены к северу участка, минимальные — к долине р. Москва на юге. Степень расчлененности рельефа речной и овражной сетью в центре изучаемого участка незначительна и увеличивается по направлению к долинам рек Озерна, Малая Истра и Москва. Центральную часть участка исследования занимает заболоченный участок Тростенской впадины с абс. отм. поверхности рельефа 195–205 м.

Гидрографическая сеть участка Тростенской впадины относится к бассейну р. Оки и ее левому притоку — р. Москвы. На территории исследования протекают реки Молодельня, Дубешня, Жуковка, Истра, Сторожка, Руза (с ее левым притоком р. Волошня), которые в свою очередь являются левыми притоками р. Москва. Реки Лама, Пальна, Сестра, Озерна (с ее притоками р. Гряза и р. Вейна), р. Малая Истра (с ее левыми притоками р. Молодильня и р. Маглуша), а также р. Рузделька (правый приток р. Молодильни) и большое количество мелких рек (Рисунок 5). Все реки на изучаемой территории относятся к рекам равнинного типа и имеют уклоны 0,0001–0,003, спокойное течение со средней скоростью 0,2–0,3 м/с [130].

В пределах Тростенской впадины находятся два искусственных и два естественных водоема. Искусственные водоемы представлены прудом у д. Раково ($1,7 \times 0,7$ км, абс. отм. уреза воды 199 м) и обводненными карьерами торфоразработок «Брикет» ($0,8 \times 2,0$ км, абс. отм. уреза воды 193 м). Естественные водоемы представлены озерами Глубокое (в южной части) и Тростенское (в северной части).

Озеро Глубокое является самым глубоким среди озер на Смоленско-Московской возвышенности. Длина озера составляет 1,2 км, ширина 0,85 км, площадь зеркала около $0,6 \text{ км}^2$ (Рисунок 6) [59]. Озеро состоит из двух котловин — основной центральной воронкообразной максимальной глубиной до 32 м и малой котловины глубиной до 4 м [9]. Озеро носит статус особо охраняемой территории регионального значения [59]. Исследования озера начались в конце XIX века и связаны с деятельностью расположенной на его берегу гидробиологической

станции имени Н.Ю. Зографа — первой в России, одной из первых и старейшей из действующих в мире [71]. Стоки в озеро отсутствуют, из озера вытекает р. Малая Истра. Известны сведения о ледниковом и карстовом происхождении озера [9].

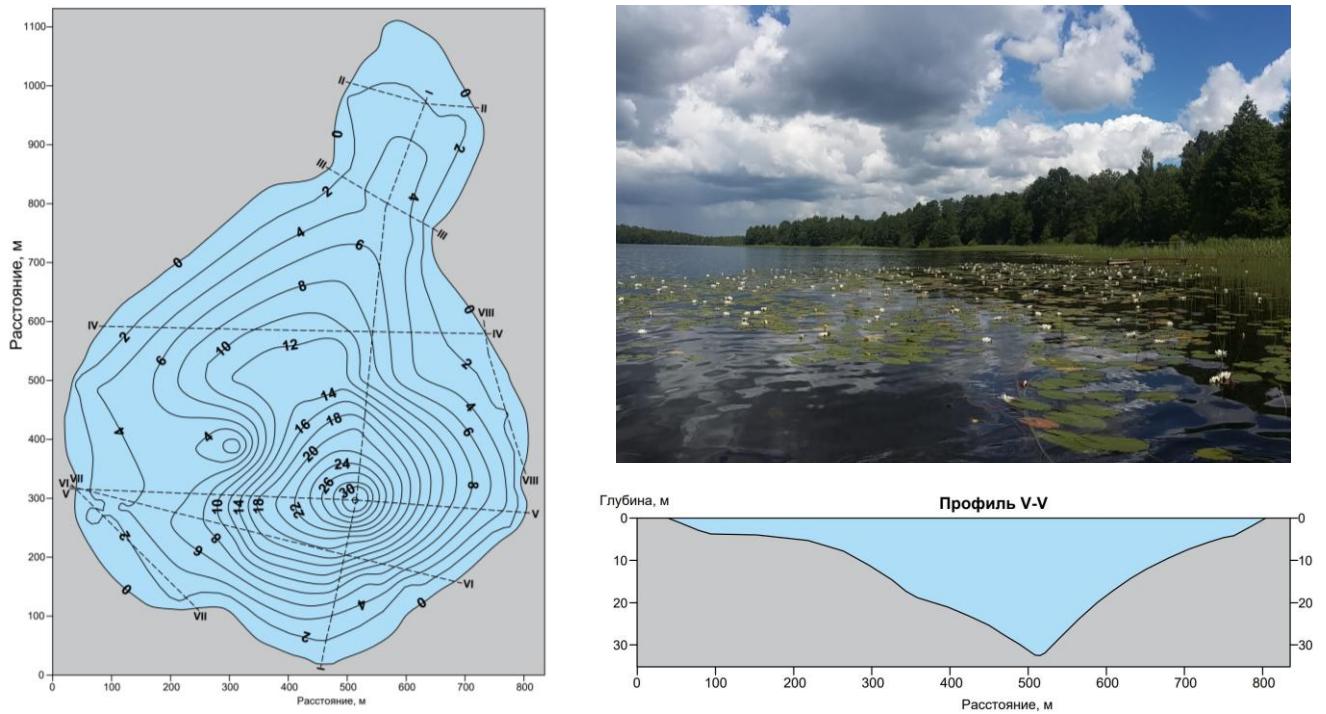


Рисунок 6. Карта глубин и профиль оз. Глубокое

Озеро Тростенское является частью Государственного природного заказника «Тростенское озеро и его окружение в радиусе 3 км», имеет зеркало открытой воды размером $3,5 \times 2,3$ км. Абс. отм. среднемеженного уреза воды составляет 196 м. Наиболее глубокая часть озера (до 3,5 м) находится в его центре. Глубины периферических частей акватории изменяются в диапазоне 1–2, реже до 3 м. На дне водоема имеется слой сапропеля, достигающий толщины 9–11 м. Озеро окружено торфяным кольцом, сформировавшимся в пределах днища древнеозерной котловины. Под торфом, на глубине 3–5 м, залегает сапропель, показывающий, что все пространство, занятое в настоящее время торфяником, ранее занимало озеро [59].

2.1.2. Клепиковский прогиб

Участок Клепиковского прогиба расположен на востоке Московской области в зоне ее сочленения с Рязанской и Владимирской областями. Площадь участка исследования составляет около 7,8 тыс. км² (Рисунок 7). Географические координаты центра структуры $55^{\circ}16'10''$ с.ш. и $40^{\circ}07'23''$ в.д.

В экономическом отношении район промышленно-сельскохозяйственный, слабозаселенный. Из крупных городов — Гусь-Хрустальный, Собинка, Судогда, Шатура, Рошаль, Спас-Клепики и др. Непосредственно территория Клепиковского прогиба

характеризуется высокой заболоченностью, в ее пределах находятся небольшие населенные пункты (с. Пышлицы, п. Мезиновский, д. Шеино и др.).

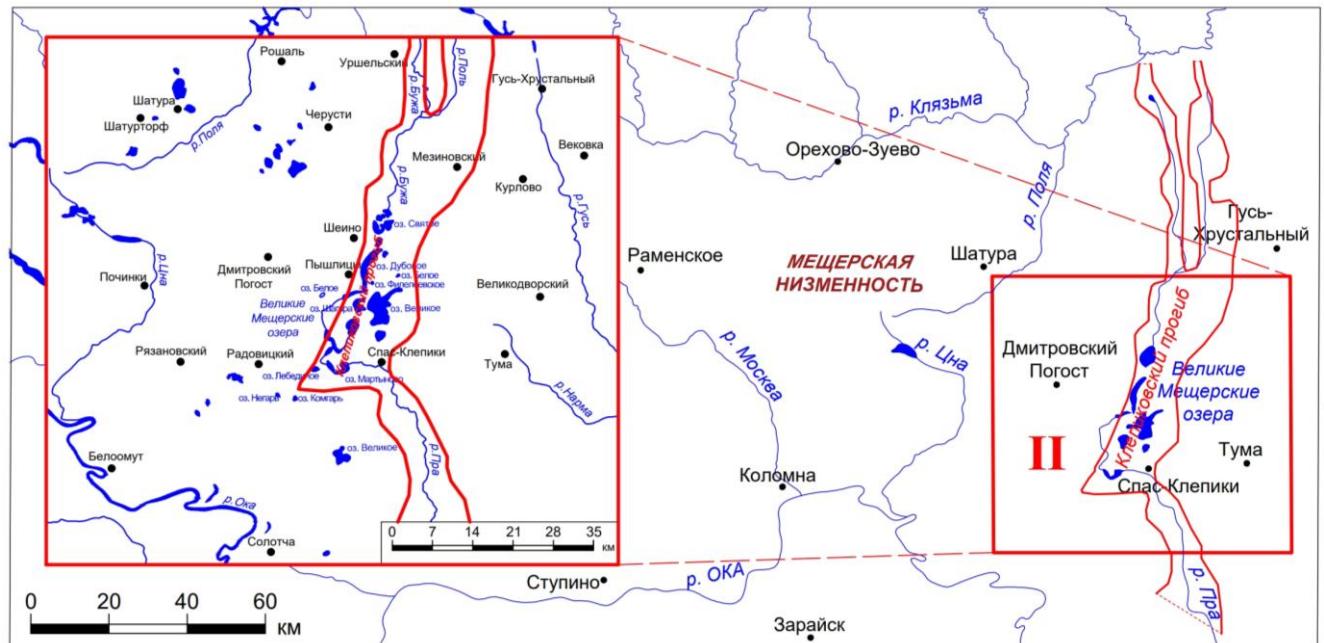


Рисунок 7. Обзорная схема участка Клепиковского прогиба

Климат участка исследования умеренно-континентальный с холодной зимой и теплым летом. Среднегодовая температура воздуха изменяется от +3,5 °C до +3,8 °C. Среднемесячные температуры воздуха самого теплого месяца (июля) составляют +18,5÷19,0 °C, самого холодного (января) -10÷(-11,0) °C. Продолжительность безморозного периода 150–170 суток. Участок исследования относится к зоне достаточного увлажнения. Средняя многолетняя величина годовой суммы осадков составляет 580–650 мм. Минимум осадков выпадает с февраля по апрель, максимум приходится на июнь-август. Среднемноголетняя величина испарения составляет 334 мм/год. Преобладающими в течение года направлениями ветров являются ветры юго-восточных и западных направлений. Средняя годовая скорость ветра составляет 1,4 м/с. Число дней со снежным покровом составляет около 145 в году. Снежный покров достигает максимальной величины в конце февраля — начале марта и составляет 0,4–0,6 м. Сходит снежный покров в середине апреля [125].

Клепиковский прогиб находится в пределах Мещерской низменности, представляющей собой заболоченную пологоволнистую равнину, в пределах которой торфяные массивы чередуются с песчаными всхолмлениями и плоскими, несколько возвышенными участками, сложенными валунными суглинками [106]. Абс. отм. рельефа участка исследования изменяются от 100 до 165 м. Центральная часть Мещерской низменности, к которой приурочен Клепиковский прогиб, представляет собой заболоченную низину с абс. отм. рельефа 114–125 м.

Прогиб имеет субмеридиональное простижение, к нему приурочены долины рек Бужи, Поли и Пры, а также Великие Мещерские озера.

Северная часть участка относится к бассейну р. Клязьма и представлена ее притоками р.р. Поля, Судогда, Ушма и Сеньга. Длина р. Клязьмы в пределах Мещеры составляет 280 км. Пойма имеет ширину 4–5 км, характеризуется большим наличием стариц и озер. Ширина русла от 40–50 до 145 м, глубина 1–2 м. Остальная часть участка исследования относится к бассейну р. Ока и представлена ее притоками р.р. Бужа, Поль, Пра, Цна, Гусь и Колпь (Рисунок 7). Длина р. Оки в пределах Мещеры составляет 410 км. Долина реки широкая (25–30 км), с частыми озеровидными расширениями, имеет три надпойменные террасы, широкую заболоченную пойму. Ширина русла 140–450 м, глубина до 10 м [106].

В центральной части Мещерской низменности, в пределах Клепиковского прогиба, в меридиональном направлении протекает р. Пра длиной 167 км. Средний участок реки представлен проточными озерами системы р. Пры, так называемыми Великими Мещерскими озерами (оз. Святое, Дубовое, Великое, Белое, Иванковское и др.). Общая длина озер, связанных с протоками, составляет 48 км, площадь озер около 75 км². Большинство озер относятся к долинному типу (оз. Святое, Дубовое, Великое, Иванковское и др.), они мелководны (в среднем, около 1 м глубиной), зарастают травой и тростником (Рисунок 8). Уровень воды в озерах подвержен значительным сезонным колебаниям (амплитуда до 1–2 м) [106].

а



б



Рисунок 8. Оз. Святое (а) и оз. Иванковское (б)

Озера Белое, Лебединое, Негарь, Комгарь и др. характеризуются незначительной площадью, но имеют большую глубину, овальной формы, с четкой береговой линией, иногда окружены абразионными площадками (Рисунок 9). Вероятно, они имеют карстовое происхождение [125].

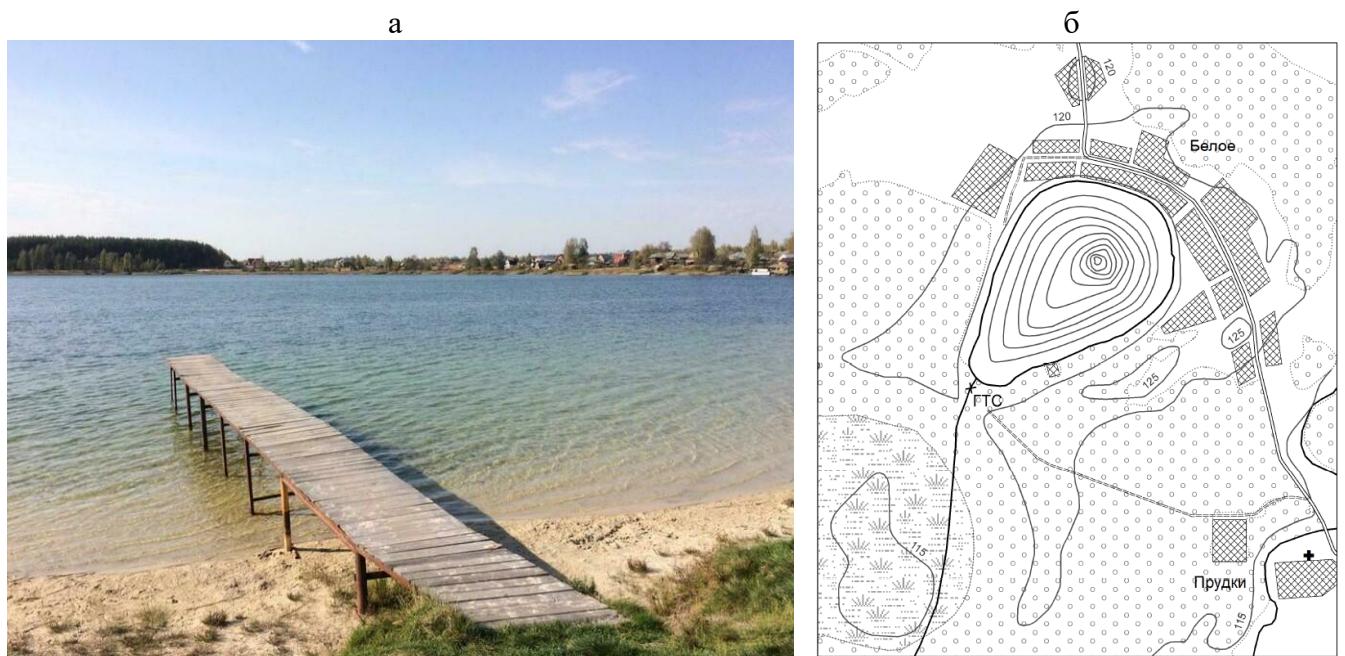


Рисунок 9. Оз. Белое (а) [101] и карта глубин (б), изобаты проведены через 5 м [37]

Центральную часть участка занимают болота. Болотные массивы по характеру питания и растительности делятся на низинные, переходные и верховые. Значительная часть (65%) приходится на низинные болота [106].

2.2. Геологическое строение и гидрогеологические условия

По геологическому строению изучаемые участки расположены в центральной части Восточно-Европейской платформы и приурочены к юго-восточному крылу Московской синеклизы. Фундамент платформы сложен магматическими и метаморфическими породами архейского возраста и залегает на глубинах порядка 1,3–2,0 км. Осадочный чехол представлен отложениями верхнего протерозоя (рифеем и вендром), палеозоя (девонская, каменноугольная системы), мезозоя (юрская, меловая системы) и кайнозоя (неогеновая, четвертичная системы).

По гидрогеологическим условиям участки относятся к центральной части Московского артезианского бассейна. Расположение территории в зоне достаточного увлажнения создает благоприятные условия питания подземных вод атмосферными осадками, что приводит к формированию мощной (около 250 м) зоны активного водообмена [127]. Основные эксплуатируемые водоносные горизонты на изучаемой территории приурочены к отложениям верхнего и среднего отделов каменноугольной системы, которые характеризуются общим погружением слоев в северо-восточном направлении и перекрываются несогласно осадочным комплексом мезокайнозоя. Взаимосвязь между водоносными комплексами каменноугольных отложений и вышележащим комплексом мезокайнозоя определяется, главным образом, характеристикой разделяющих слабопроницаемых отложений.

Описание геологического строения и гидрогеологических условий приводится на основании результатов геолого-гидрогеологических съемочных работ и фондовых материалов территории ключевых участков.

2.2.1. Тростенская впадина

В пределах участка Тростенской впадины основной эксплуатируемый подольско-мячковский водоносный комплекс среднего отдела каменноугольной системы отделен от вышележащего комплекса мезокайнозоя верхнеюрской слабопроницаемой толщей. Соответственно глубина описания изучаемого разреза ограничивается подошвой верейских глин, подстилающих нижележащий смежный с подольско-мячковским каширский водоносный комплекс.

2.2.1.1. Стратиграфия

В пределах изучаемого участка **каменноугольная система** представлена средним и верхним отделами.

Средний отдел каменноугольной системы состоит из московского яруса, характеризуется повсеместным распространением в пределах изучаемого участка и погружением отложений с юго-запада на северо-восток. На значительной территории отложения перекрываются мезозоем, в местах углубленных палеодолин залегают под четвертичными отложениями. Отложения московского яруса представлены верейской, каширской, подольской и мячковской свитами. *Верейская свита (C_{2vr})* представлена преимущественно пестроцветными глинами с подчиненными прослоями песчаников, доломитов и доломитизированных известняков мощностью 15–25 м. Отложения *каширской свиты (C_{2ks})* имеют циклическое строение и состоят из трех циклов: каждый цикл начинается с терригенных или карбонатных пород с примесью глинистого материала и завершается карбонатными отложениями. Общая мощность каширской свиты достигает 51 м. Глинистая часть верхней подсвиты мощностью 4–15 м получила название *ростиславльская толща (C_{2rst})*, она является региональным маркирующим горизонтом. *Подольская и мячковская свиты (C_{2pd-mc})* представлены органогенно-детритовыми известняками различной степени доломитизации, доломитами с подчиненным количеством глин в нижней части разреза. Общая мощность комплекса изменяется от 50 до 85 м, в среднем составляет 60 м.

Верхний отдел каменноугольной системы представлен *кревякинской свитой (C_{3kr})* касимовского яруса. Распространен фрагментарно, залегая несогласно на отложениях среднего отдела, встречен отдельными скважинами на севере и юге участка исследования. Литологический состав представлен органогенными известняками с прослоями глин, мощность не превышает 16 м.

Отложения юрской и меловой систем в пределах изучаемого участка характеризуются широким распространением, залегая с резким угловым и стратиграфическим несогласием на отложениях каменноугольной системы. Юрская система представлена средним и верхним отделами. Средний отдел состоит из *бат–келловейского терригенного комплекса* (J_2bt-k), распространенного фрагментарно и приуроченного к углубленным участкам доюрского палеорельефа. Представлен переслаиванием разнозернистых песков, глин и алевритов мощностью около 15 м (максимально 36 м). Верхний отдел состоит из *келловей-кимериджского терригенного комплекса* (J_3k-km), который характеризуется широким распространением среди мезозойских отложений, отсутствуя в углубленных частях палеодолин. Литологический состав представлен глинами черными, серыми и светло-серыми, жирными, алевритистыми, плотными, слюдистыми мощностью 5 до 26 м. Отложения *волжско-мелового терригенного комплекса* (J_3v-K_1) имеют подчиненное распространение по отношению к нижезалегающему келловей-кимериджскому комплексу, занимая возвышенные участки дочетвертичного рельефа. Представлен переслаиванием песков, алевритов и глин мощностью от 10 до 45 м.

Комплекс отложений **четвертичной системы** (Q_{I-IV}) в пределах участка исследования характеризуется повсеместным распространением, залегая несогласно на отложениях мезозоя или каменноугольной системы в местах переуглубленных палеодолин. Включает ледниковые отложения нижнего и среднего звеньев различных фаций, перигляциальные и озерно-болотные отложения верхнего звена неоплейстоцена и аллювиальные отложения современного звена голоцена. Литологический состав разнообразен и соответствует генетическому типу отложений. В глинистой фации объединены моренные, флювиогляциальные, а также болотные и перигляциальные суглинки и глины. Песчаная фация объединяет главным образом водно-ледниковые и аллювиальные пески и алевриты. В целом содержание глинистой фации превышает содержание песчаной. Мощность комплекса изменяется от 10 м в долинах рек и озерных котловинах (оз. Тростенское) до 140 м на водораздельных пространствах.

2.2.1.2. Тектоника и неотектоника

Участок Тростенской впадины расположен в центральной части Восточно-Европейской платформы, в строении которой выделяются два структурных этажа. Нижний этаж слагает кристаллический фундамент, представленный сложнодислоцированными и интенсивно метаморфизованными породами архей-раннепротерозойского возраста, прорванными интрузиями различного состава. Верхний этаж представлен вулканогенно-осадочным чехлом, сложенным слабодислоцированными, субгоризонтально залегающими, преимущественно осадочными породами позднепротерозойского, фанерозойского и четвертичного возраста [41].

Основным структурным элементом *фундамента* для изучаемого участка является Истринско-Кольчугинский выступ, южную часть изучаемой территории занимает Подмосковный авлакоген, и на северо-западе — Гжатская впадина (Рисунок 10). Кровля фундамента в пределах Истринско-Кольчугинского выступа залегает на абс. отм. -1200÷(-1800) м. На северо-западе в области развития Гжатской впадины, фундамент опущен до абс. отм. -1900 м. В пределах Подмосковного авлакогена кровля фундамента опущена до абс. отм. -1600 м. Центральная часть Истринско-Кольчугинского выступа осложнена структурой II порядка — Раковским горстом, пространственно совпадающим с Тростенской впадиной. Наиболее приподнятая его часть находится на абс. отм. -1200 м. Здесь же на схеме кристаллического фундамента выделена меридиональная зона разломов, пространственно совпадающая с южным сегментом Тростенской впадины [2].

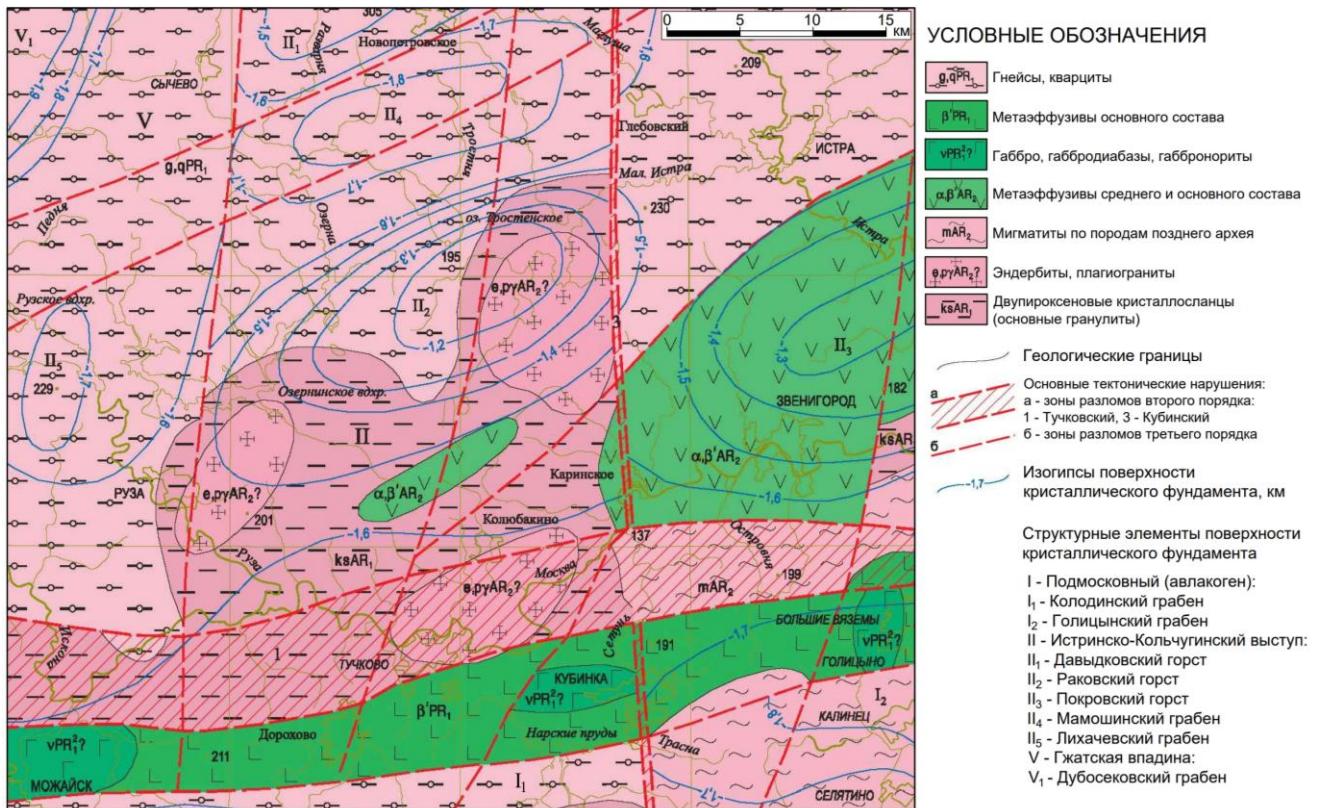


Рисунок 10. Схема геологического строения кристаллического фундамента района Тростенской впадины [2]

По данным Государственной геологической съемки масштаба 1:200 000 [2] в строении *осадочного чехла* выделены девонско-каменноугольный, юрско-меловой и неоген-четвертичный структурно-формационный комплексы (СФК).

В строении девонско-каменноугольного комплекса на тектонической схеме, построенной по кровле верейского горизонта, выделяется Рузская моноклиналь (структура II порядка),

осложненными структурами III порядка — пологосклонными валообразными поднятиями и такими же пологими прогибами с амплитудами 10–15 м (Рисунок 11). Значительная часть участка Тростенской впадины пространственно приурочена к Онуфриевскому прогибу (структуре III порядка) и характеризуется относительно пологим изменением кровли верейского горизонта от абс. отм. 50 м на юго-западе до абс. отм. 20 м на северо-востоке [2]. Северо-западная часть структуры приурочена к Сычевскому поднятию (структуре III порядка), где абс. отм. кровли верейских глин составляют 10–30 м.

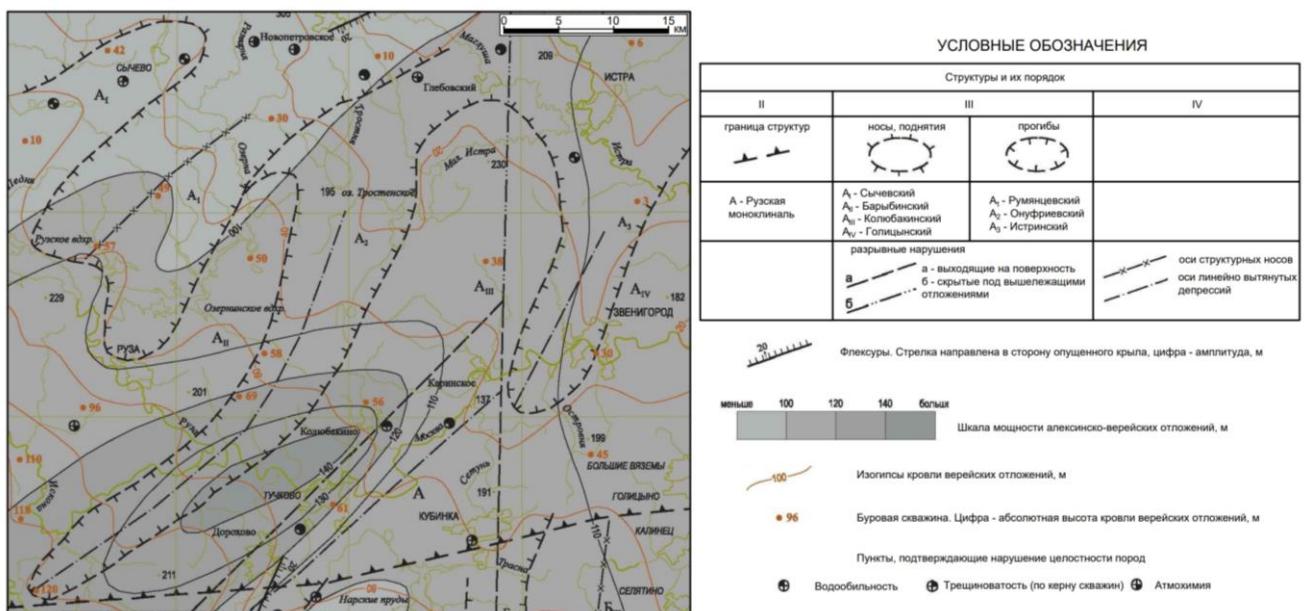


Рисунок 11. Структурно-тектоническая схема визейско-серпуховского СФК района

Тростенской впадины [2]

По строению юрско-мелового СФК основная часть района исследования приурочена к Сычевско-Звенигородской моноклинали (структуре II порядка), осложненной структурой III порядка — Истринским прогибом, в пределах которого происходит увеличение мощности глинистых отложений юры до 20 м (Рисунок 12).

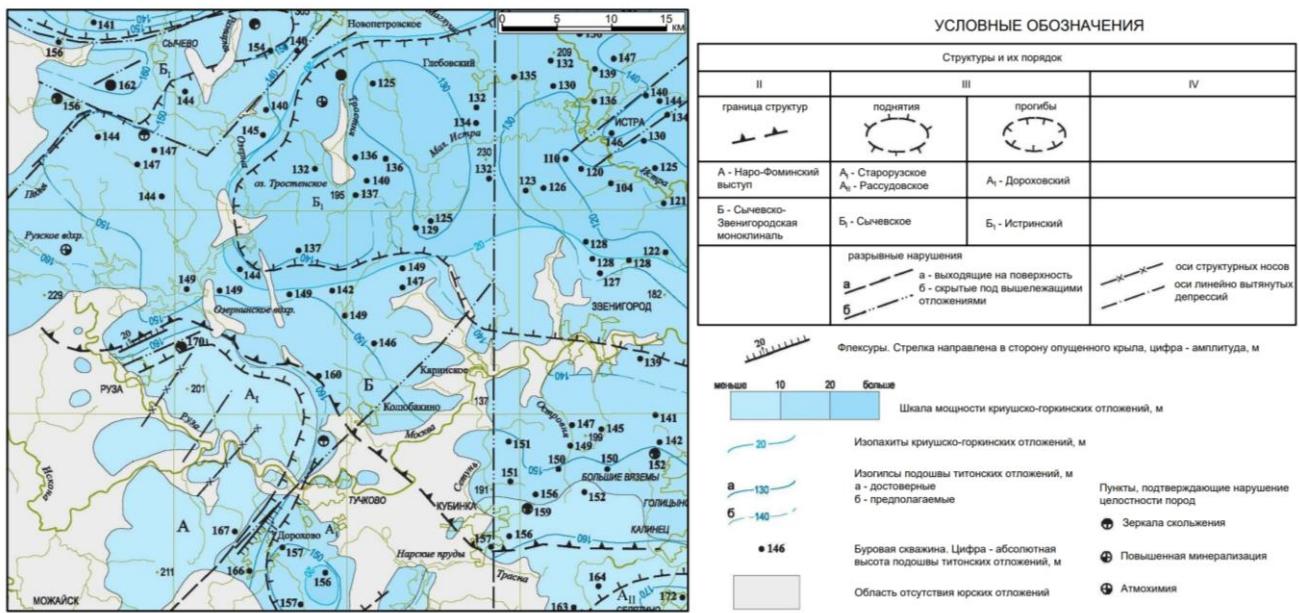


Рисунок 12. Структурно-тектоническая схема юрского СФК района Тростенской впадины [2]

По неотектоническому строению участок исследования расположен в пределах Новейшего Московско-Дмитровского поднятия [52]. В соответствии с неотектонической схемой [2] участок Тростенской впадины находится в пределах Истринского блока (структуры II порядка), характеризующимся преобладанием нисходящих движений в домосковское время и современными восходящими движениями (Рисунок 13). При этом южная часть Тростенской впадины пространственно совпадает с выделенной локальной отрицательной структурой — Мерской впадиной (структурой IV порядка).

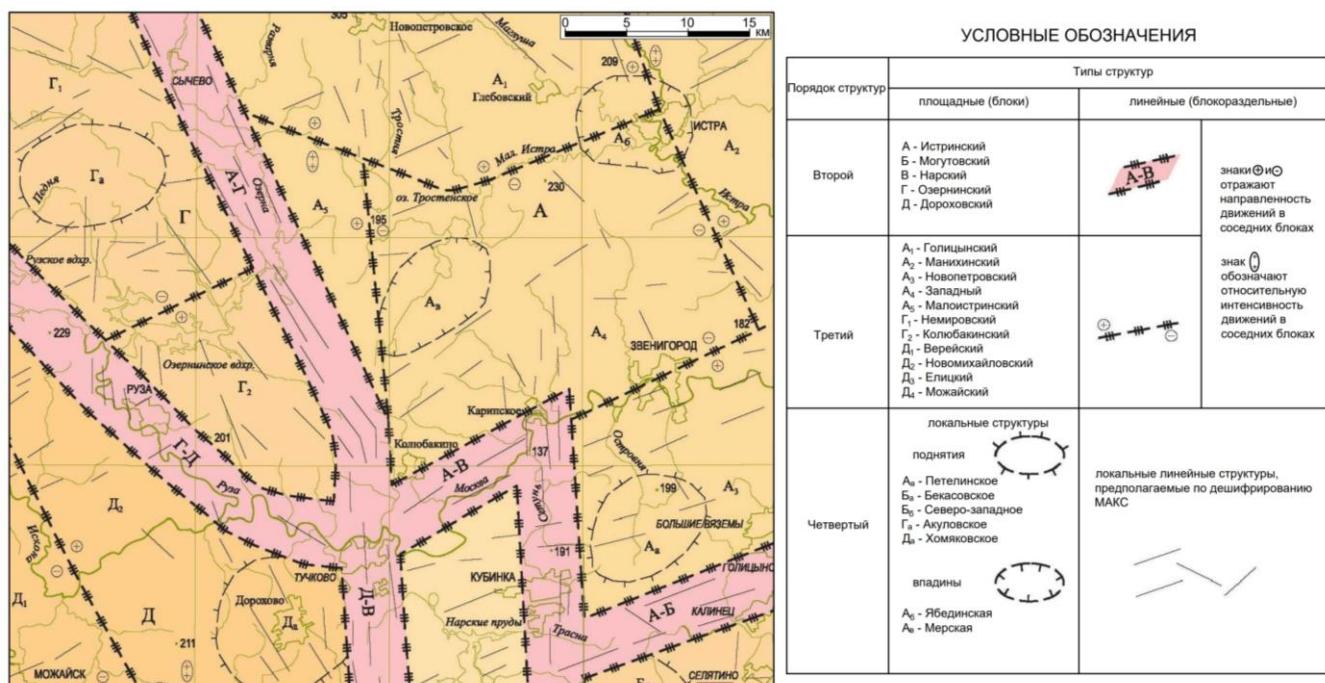


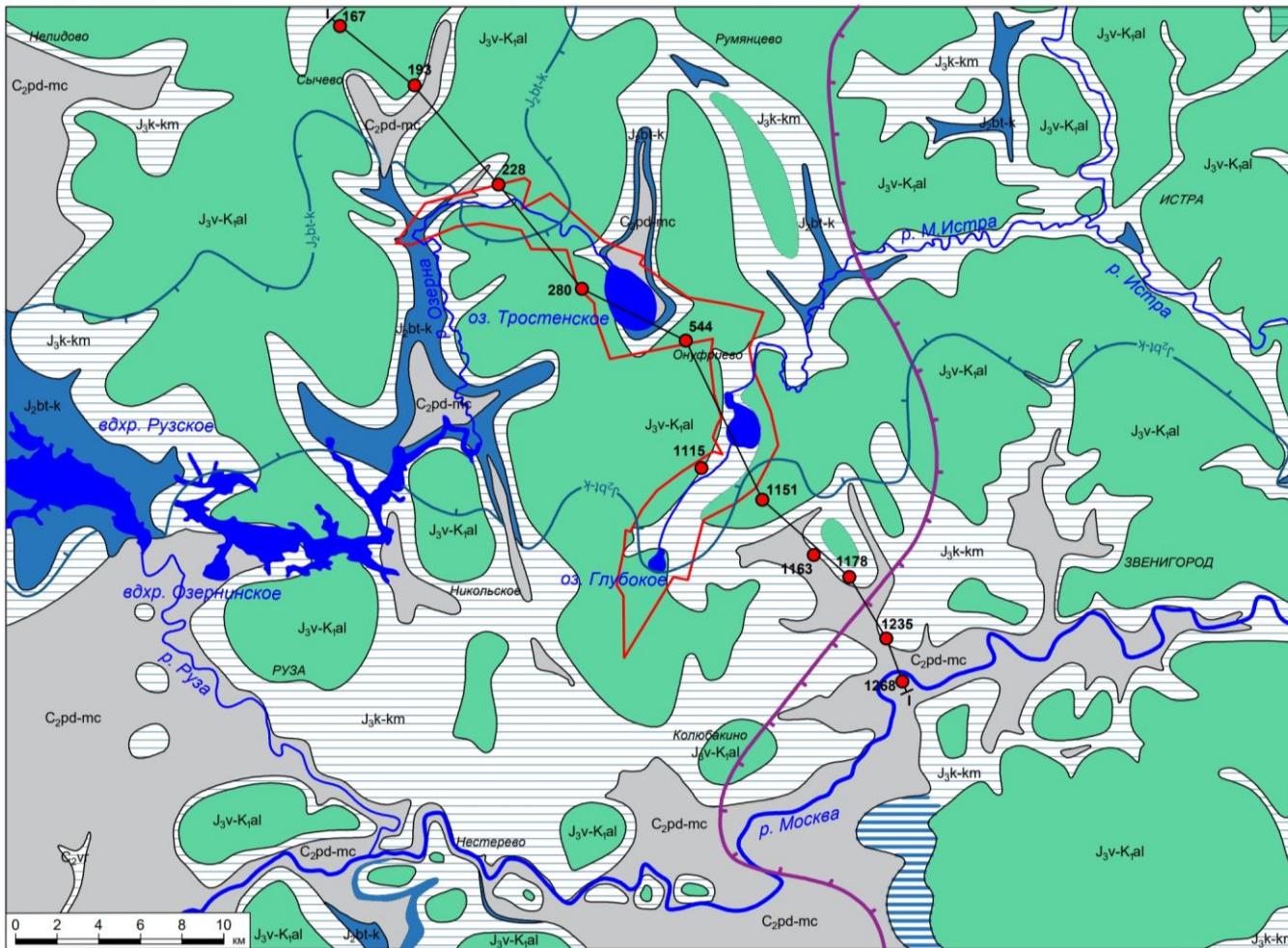
Рисунок 13. Неотектоническая схема района Тростенской впадины [2]

2.2.1.3. Гидрологические условия

Водоносный комплекс четвертичных отложений (Q_{I-IV}) распространен повсеместно в пределах исследуемой территории и приурочен к отложениям различного генезиса. Глинистая составляющая представлена моренными, флювиогляциальными, а также болотными глинами и суглинками, песчаная — разнозернистыми водно-ледниковыми и аллювиальными песками с включением гравия и гальки. Комплекс характеризуется напорно-безнапорным режимом фильтрации из-за развития глинистых моренных образований, перекрывающих или разделяющих водноледниковые пески. Мощность обводненных интервалов комплекса изменяется от 5–10 м до 30–50 м. Глубина залегания обводненных интервалов изменяется от нескольких метров (в долинах рек) до 50–60 м (на водоразделах). Абс. отм. уровня подземных вод снижаются от водоразделов к долинам рек. Коэффициенты фильтрации песков в зависимости от степени однородности и примеси глинистых частиц изменяются от 0,5 м/сут до 10–12 м/сут, удельные дебиты скважин достигают 1–3 л/с·м. Питание водоносного комплекса осуществляется в основном через инфильтрацию атмосферных осадков. Разгрузка происходит в поверхностные водоемы и водотоки, а также при перетекании подземных вод в нижезалегающие водоносные горизонты на водораздельных пространствах. По химическому составу воды четвертичного водоносного комплекса пресные, гидрокарбонатные, преимущественно кальциево-магниевые, с минерализацией 0,3–0,5 г/л. Подземные воды используются частными пользователями и для сельскохозяйственного водоснабжения.

Водоносный (слабоводоносный) волжско-альбский терригенный комплекс ($J_{3v-K_{1al}}$) приурочен к готерив-барремским отложениям нижнего мела и волжским отложениям верхней юры (Рисунок 14, Рисунок 15). Распространен фрагментарно в пределах исследуемой территории, занимая возвышенные участки дочетвертичного рельефа. Водовмещающие породы представлены переслаиванием песков, алевритов, песчаников и глин мощностью 10–45 м, в среднем около 15 м. Воды комплекса имеют тесную связь с подземными водами четвертичного водоносного комплекса, образуя, как правило, единую пьезометрическую поверхность. Водообильность комплекса весьма низкая, удельные дебиты скважин достигают 0,005–0,19 л/с·м. Питание комплекс получает за счет перетекания из вышезалегающих горизонтов, разгрузка — по долинам рек. По химическому составу воды пресные, с минерализацией 0,3–0,5 г/л, гидрокарбонатные, кальциево-магниевые или кальциево-натриевые. Водоносный комплекс в целях водоснабжения не используется.

Слабопроницаемая келловей-киммериджская терригенная толща (J_{3k-km}) широко распространена в пределах исследуемой территории, за исключением южной части, а также в местах переуглубления палеодолин. Представлена глинами черными, серыми и светло-серыми, жирными, алевритистыми, плотными, слюдистыми мощностью от 5 до 26 м. Толща разделяет



Условные обозначения

Гидрогеологические подразделения

- | | |
|---------------------------------------|--|
| J₃v-K₁al | Водоносный (слабоводоносный) волжско-альбский терригенный комплекс |
| J₃k-km | Слабопроницаемая келловей-киммериджская терригенная толща |
| J₂bt-k | Слабоводоносный бат-келловейский терригенный комплекс |
| C₂pd-mc | Водоносный подольско-мячковский карбонатный комплекс |
| C₂vr | Слабопроницаемая верейская терригенная толща |

Водопроявления

- | | |
|----|--|
| 10 | Скважина гидрогеологическая и ее номер |
| 10 | Скважина геологическая и ее номер |

Прочие знаки

- | | |
|---|---|
| — | Линия гидрогеологического разреза |
| — | Граница воронки депрессии Московского региона |
| — | Границы Тростенской впадины |

Рисунок 14. Гидрогеологическая карта дочетвертичных отложений района Тростенской впадины [127]

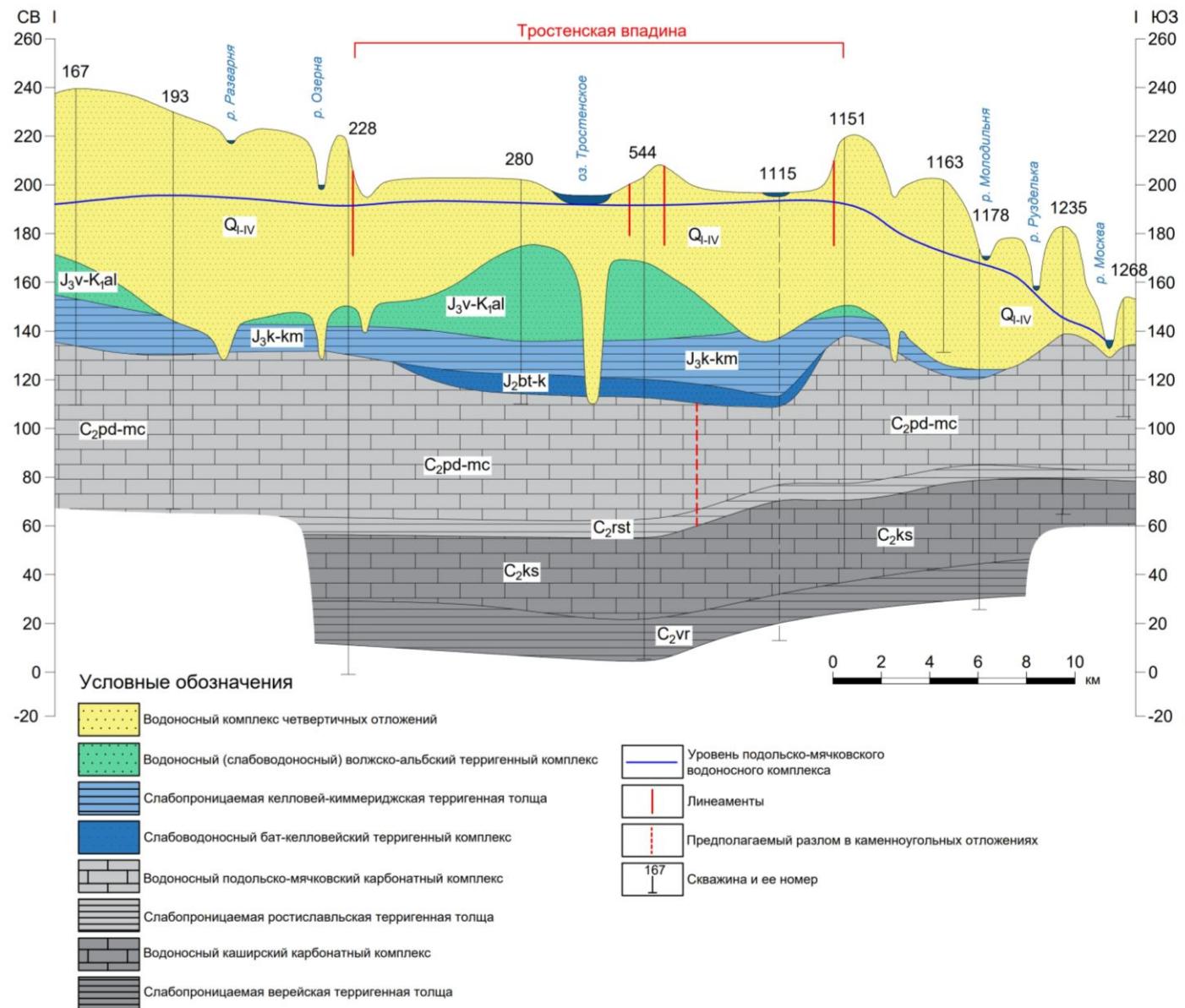


Рисунок 15. Гидрогеологический разрез района Тростенской впадины (составлено автором по данным [127, 130])

подземные воды четвертичных и волжско-меловых комплексов от бат-келловейского и подольско-мячковского водоносных комплексов.

Слабоводоносный бат-келловейский терригенный комплекс (J_2bt-k) залегает на отложениях среднего отдела каменноугольной системы в переуглублениях доюрского палеорельефа. Водовмещающие отложения представлены переслаиванием глин, алевролитов и песков бат-келловейских ярусов средней юры. Мощность комплекса в среднем около 15 м (максимально до 36 м). Водоносный комплекс напорный и образует единую пьезометрическую поверхность с водами нижезалегающего подольско-мячковского комплекса. Фильтрационные свойства комплекса низкие, удельный дебит скважин составляет 0,1–0,7 л/с·м. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые, с минерализацией 0,4 г/л. Для водоснабжения комплекс не используется.

Водоносный подольско-мячковский карбонатный комплекс (C_2pd-mc) приурочен к мячковским, подольским отложениям среднего отдела каменноугольной системы, а также к кревякинским отложениям (нижняя часть верхнекаменноугольных отложений). Широко распространен в районе исследования и представлен известняками с прослойями доломитов, мергелями и глинами. Мощность комплекса достигает 50–85 м, в среднем составляя около 60 м. Комплекс напорный, высота напора изменяется от первых метров (в долине р. Москва) до 90–105 м (на водоразделах). Абс. отм. уровня подземных вод в пределах участка исследования изменяются от 121 до 208,8 м. Максимальные абс. отм. 190–208,8 м приурочены к центральной и северо-западной части. Минимальные абс. отм. 121–140 м приурочены к югу, где р. Москва частично дренирует комплекс, а также к востоку — к району расположения водозабора г. Истра. Водоносный комплекс отличается высокой водообильностью: удельный дебит 0,1–10 л/с·м, преобладающая водопроводимость 100–500 м²/сут (максимально до 1150 м²/сут). Питание комплекса осуществляется на водораздельных пространствах за счет перетока из вышезалегающего мезокайнозойского комплекса через слабопроницаемую келловей-кимериджскую толщу, а также через гидрогеологические окна в местах отсутствия юрских глин. Разгрузка комплекса происходит в реках Москва, Руза, Истра, частичная разгрузка осуществляется в пределах палеодолин. По химическому составу подземные воды гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-магниевые, пресные с минерализацией 0,2–0,6 г/л. Водоносный комплекс является основным источником водоснабжения на изучаемой территории. В районе исследования существуют свыше 100 одиночных эксплуатационных скважин и крупных 4 водозабора (гг. Истра, Звенигород, Волоколамск, Руза). Восточную часть района исследования захватывает региональная воронка депрессии Московского региона.

Слабопроницаемая ростиславльская терригенная толща (C_2rst) широко распространена на участке исследования, разделяет подольско-мячковский и каширский водоносные

комплексы. Приурочена к ростиславльской толще каширского горизонта. Сложена глинами, мергелями и известняками мощностью от 4 до 15 м, в среднем около 12 м.

Водоносный каширский карбонатный комплекс (C_{2ks}) приурочен к каширским отложениям среднего отдела каменноугольной системы. Широко распространен на участке исследования и представлен доломитами с прослойми известняков и мергелей мощностью 16–51 м, в среднем около 25 м. Горизонт слабоводообилен, коэффициенты фильтрации изменяются от 0,007 до 7,2 м/сут (средний 0,25 м/сут), удельные дебиты скважин в интервале 0,008–1,34 л/с·м (в среднем 0,25 л/с·м), водопроводимость составляет 40–50 м²/сут. Пьезометрическая поверхность каширского водоносного комплекса расположена, как правило, ниже пьезометрической поверхности подольско-мячковского. Питание комплекса осуществляется за счет перетока из вышелегающего подольско-мячковского комплекса на водораздельных пространствах, разгрузка — в долине р. Москва. По химическому составу воды горизонта пресные, гидрокарбонатные, кальциевые или магниевые с минерализацией 0,3–0,4 г/л. Водоносный комплекс эксплуатируется редко, как правило, скважины оборудованы совместно с подольско-мячковским комплексом.

Слабопроницаемая верейская терригенная толща (C_{2vr}) приурочена к верейским отложениям среднего отдела каменноугольной системы и характеризуется повсеместным распространением, разделяя каширский и нижезалегающий противинский водоносные комплексы. Литологический состав представлен глинами мощностью от 15 до 25 м (в среднем 20 м).

2.2.2. Клепиковский прогиб

В пределах изучаемого участка основной эксплуатируемый водоносный касимовский комплекс верхнего отдела каменноугольной системы отделен от вышелегающего комплекса мезокайнозоя, содержащего безнапорные воды, юрской слабопроницаемой толщей. Соответственно глубина изучаемого разреза ограничивается подошвой ростиславльских глин, подстилающих нижезалегающий смежный с касимовским подольско-мячковский водоносный комплекс.

2.2.2.1. Стратиграфия

Каменноугольная система в пределах изучаемой территории представлена средним и верхним отделами. Средний отдел состоит из московского яруса и характеризуется повсеместным распространением в пределах изучаемой территории. Верхний отдел состоит из касимовского и гжельского ярусов, распространенных в центральной и северной частях участка исследования.

Московский ярус представлен глинистыми отложениями *ростиславльской толщи* (C_2rst) мощностью 4,5–10,5 м и известняками и доломитами с прослойми мергелей и глин *подольской* и *мячковской свит* (C_2pd-mc) мощностью около 55–85 м.

Касимовский ярус включает отложения кревякинского, хамовнического и дорогомиловского горизонтов общей мощностью около 60 м. Граница распространения касимовского яруса проходит по южной окраине Великих Мещерских озер. *Кревякинский горизонт* (C_3kr) сложен глинами пестроцветными, переслаивающимися с мергелями известковистыми и сильно глинистыми доломитами и известняками общей мощностью до 11 м. *Хамовнический горизонт* (C_3hm) в нижней части разреза представлен известняками, местами пористыми с прослойми мергелей мощностью 4–7 м, в верхней части — красноцветными вязкими глинами мощностью 3–4 м. В верхней части разреза *дорогомиловский горизонт* (C_3dr) сложен известняками доломитизированными мощностью 12–20 м и в нижней части — глинами и мергелями мощностью 7–12 м.

Гжельский ярус представлен русавкинской, щелковской, амеревской и павловопосадской толщами. Граница распространения проходит по северной окраине Великих Мещерских озер. *Русавкинская толща* (C_3rs) сложена почти чистыми известняками и доломитами с редкими прослойми пестроцветных глин мощностью от 10 до 15–20 м. *Щелковская толща* (C_3sc) представлена глинами пестроцветными с редкими прослойми песчаников или известняковой муки общей мощностью до 18 м. *Амеревская толща* (C_3at) — известняками и доломитами мощностью 22–30 м. *Павловопосадская толща* (C_3p-p) развита на северо-востоке Мещеры, к ней относятся доломиты с прослойми глин общей мощностью до 35–40 м.

Отложения **пермской системы** развиты на северо-востоке района исследования и включают *ассельский ярус* (P_1a) приуральского отдела перми, представленный известковисто-мергелистыми отложениями мощностью до 40–45 м.

Юрская система залегает с резким угловым и стратиграфическим несогласием на отложениях каменноугольной или пермской системы, характеризуется широким распространением в пределах изучаемого участка. Представлена средним и верхним отделами. Отложения *бат-келловейского комплекса* (J_2bt-k) в пределах исследуемой территории распространены локально в углублениях в кровле каменноугольных отложений. Литологический состав представлен серыми или буровато-серыми глинами с прослойми песка, содержащих щебень и гальку кремния и известняка, прослои угля мощностью от 5 до 35 м. *Келловейский ярус* (J_2k) и *оксфордский ярусы* (J_3ox) широко распространены в пределах участка исследования, залегая на размытой поверхности средне- и верхнекаменноугольных отложений, или на пермских отложениях. Отсутствуют в пределах древних палеодолин или на структурных поднятиях каменноугольных отложений. Представлены глинами темно-серыми и серыми,

жирными, слюдистыми и известковистыми, содержащими прослои песков, алевритов и песчаников. Мощность отложений изменяется от 2 до 36–40 м, преобладает 15–20 м. Отложения *волжского яруса* (*J_{3v}*) распространены на западе и северо-западе Мещеры, залегая на отложениях келловей-кимериджского комплекса, перекрыты несогласно отложениями четвертичной системы. Сложенены переслаиванием песков, алевритов и глин мощностью от 3–8 до 12 м.

Отложения **меловой системы** представлены нижним отделом и включают валанжинский, готерив-барремский и апт-альбский ярусы, преимущественно распространенные в северной части участка исследования. *Валанжинский ярус* (*K_{1v}*) сложен песками, песчаниками, алевритами, иногда глинами мощностью 8–14 м. К *готерив-барремскому ярусу* (*K_{1g-br}*) относится переслаивание глин и песков мощностью до 25–30 м. *Апт-альбский ярусы* (*K_{1a-al}*) представлены тонкозернистыми песками мощностью до 20 м.

Комплекс отложений **четвертичной системы** в пределах исследуемой территории имеет повсеместное распространение. Залегает несогласно на отложениях мезозоя, пермской или каменноугольной систем. По возрасту отложения подразделяются на нижнечетвертичные (окский горизонт), среднечетвертичные (лихвинский, днепровский, одинцовский и московский горизонты), верхнечетвертичные отложения (валдайский надгоризонт) и современные четвертичные отложения. Наиболее распространены песчаные водно-ледниковые, аллювиальные, озерные отложения, образовавшиеся при таянии днепровского или московского ледника. По окраинам Мещерской низменности встречаются суглинки днепровского горизонта. Вдоль рек распространены песчаные пойменные отложения или отложения надпойменных террас. Мощность комплекса в среднем составляет 15–20, максимально до 35 м.

2.2.2.2. Тектоника и неотектоника

Участок Клепиковского прогиба расположен в центральной части Восточно-Европейской платформы, в строении которой выделяются два структурных этажа. Нижний этаж слагает кристаллический фундамент, представленный сложнодислоцированными и интенсивно метаморфизованными породами архей-раннепротерозойского возраста, прорванными интрузиями различного состава. Верхний этаж представлен вулканогенно-осадочным чехлом, сложенным слабодислоцированными, субгоризонтально залегающими, преимущественно осадочными породами позднепротерозойского, фанерозойского и четвертичного возраста [41].

По строению фундамента участок исследования находится над Тумско-Шатурским выступом, разделяющим Московский и Пачелмский авлакогены (Рисунок 16). Средние отметки залегания поверхности фундамента в центральной части участка составляют -1500 м, снижаясь к авлакогенам до -3500 м [41].



Рисунок 16. Схема строения фундамента района Клепиковского прогиба [41]

В строении осадочного чехла на фоне общего падения слоев палеозоя с юго-запада на северо-восток к центру Московской синеклизы с уклоном 1,5 м/км на территории наблюдаются валообразные поднятия и разделяющие их прогибы. Участок исследования приурочен к Владимиро-Шиловскому прогибу (структуре II порядка), выполненному осадочными отложениями палеозойско-мезозойского возраста (Рисунок 17). Западный борт прогиба пологий с уклонами слоев порядка 2–2,5 м/км, восточный по границе с Окско-Цнинским валом крутой до 20–25 м/км. По данным съемочных работ [36] в центральной части выделена структура III порядка — Бужинский прогиб, пространственной приуроченный к Великим Мещерским озерам. Он имеет меридиональное простижение, амплитуду 10–15 м, ширина его на юге 9–10 км, а к северу увеличивается до 15 км. Формирование прогиба началось на рубеже палеозоя и мезозоя, и продолжалось в мезозойское время, образовав древнюю юрскую палеодолину.

Северо-восточное падение слоев Владимиро-Шиловского прогиба нарушается отдельными флексурообразными поднятиями (структурами III порядка): Шатурское, Гусь-Хрустальное, Зворковское и др. Своды поднятий лишены мезозойского глинистого перекрытия и являются участками гидравлической взаимосвязи между поверхностными водами и водоносными горизонтами каменноугольной системы [30].

В неотектоническом отношении участок исследования приурочен к Новейшей Мещерской впадине, являющейся северной частью Окско-Донского субмеридионального прогиба [52].

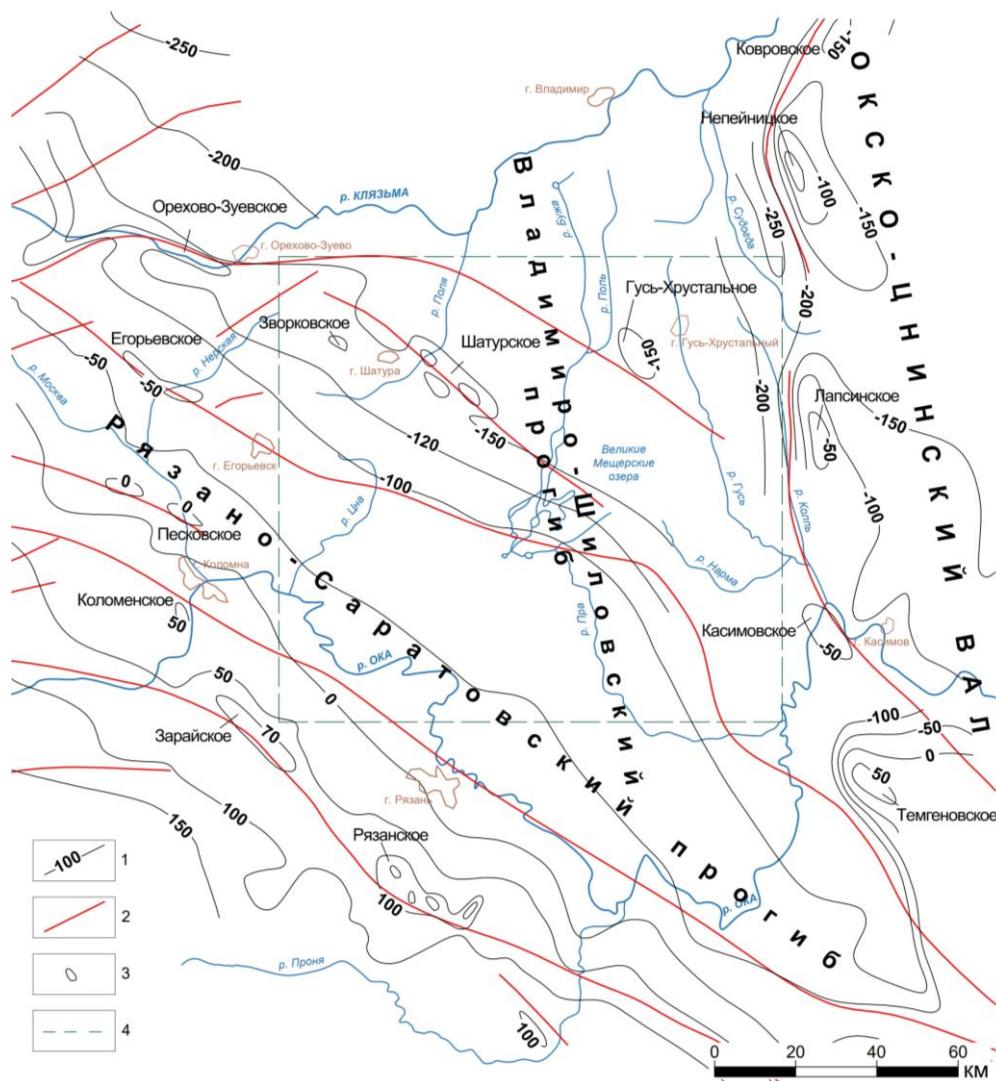


Рисунок 17. Структурна схема осадочного чехла района Клепиковского прогиба: 1 — изолинии кровли верейских глин; 2 — разломы фундамента; 3 — локальные поднятия каменноугольных отложений; 4 — граница района Клепиковского прогиба (составлено автором по данным [30, 32, 36, 41, 45])

2.2.2.3. Гидрогеологические условия

Водоносный комплекс четвертичных отложений (Q_{I-IV}) распространен повсеместно в пределах участка исследования, приурочен к четвертичным отложениям различного генезиса. Встречаются моренные, флювиогляциальные, болотные, озерные и аллювиальные отложения. Литологический состав водовмещающих отложений крайне разнообразен и зависит от генезиса отложений, включает в основном глины, суглинки, разнозернистые пески с включением гравия и гальки. Комплекс напорно-безнапорный, напор образуется локально при перекрытии моренными суглинками водноледниковых песчаных отложений. Участок исследования характеризуется плоским рельефом и высокой степенью заболоченности, что обуславливает неглубокое залегание грунтовых вод. Мощность обводненных интервалов комплекса

изменяется от 1–10 до 20–30 м. Глубина залегания обводненных интервалов комплекса изменяется от нуля до 5–10 м. Коэффициенты фильтрации песков в зависимости от степени однородности и примеси глинистых частиц или включения гравийного материала изменяются в широких пределах от 0,75 до 31 м/сут, в среднем составляя около 1–7 м/сут. Питание водоносного комплекса осуществляется через инфильтрацию атмосферных осадков. Разгрузка происходит в болота, поверхностные водоемы и водотоки, а также при перетекании подземных вод в нижезалегающие водоносные горизонты на водораздельных пространствах. По химическому составу воды четвертичного водоносного комплекса пресные, гидрокарбонатные, преимущественно кальциево-магниевые, с минерализацией 0,02–0,8 (в среднем 0,1–0,4) г/л. Подземные воды используются частными пользователями и для сельскохозяйственного водоснабжения.

*Водоносный (слабоводоносный) волжско-альбский терригенный комплекс (*J_{3v}-K_{1al}*)* приурочен к альбским, аптским, готерив-барремским и валанжинским отложениям нижнего мела и волжским отложениям верхней юры, имеет широкое распространение в районе исследования (Рисунок 18, Рисунок 19). Литологический состав водовмещающих отложений представлен мелко- и тонкозернистыми глауконитовыми глинистыми песками с прослоями алевритов, песчаников, реже глин. Коэффициент фильтрации изменяется от 0,2 до 3 м/сут, очень редко до 15 м/сут. Преобладающая мощность водовмещающих отложений 10–15 м, максимальная достигает 69 м, увеличивается в северном направлении. Воды безнапорные, часто имеют единое зеркало с водами четвертичных отложений. Напор носит местный характер при перекрытии отложений моренными суглинками. Уровень залегает на глубине от 0,6 до 14,5 м, напор изменяется от 3,0 до 6,6 м. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков через вышележащие водопроницаемые породы, а разгружается в реках и оврагах. Воды пресные с минерализацией 0,05–0,7 г/л, гидрокарбонатные магниевые, кальциевые. Комплекс эксплуатируется колодцами, для крупного водоснабжения непригоден из-за малой водообильности.

*Слабопроницаемая келловей-киммериджская терригенная толща (*J_{3k}-km*)* имеет практически повсеместное распространение, приурочена к оксфордским и келловейским отложениям верхней юры. Отсутствует в глубоких частях древних долин рек Судогда и Гусь (г. Гусь-Хрустальный, д. Аксеново), а также на участках поднятия пород каменноугольного возраста. Толща сложена плотными, тонкослоистыми, алевритистыми глинами, с прослоями песков, песчаников, реже мергелей общей мощностью от 2 до 36–40 м (преобладает 15–20 м).

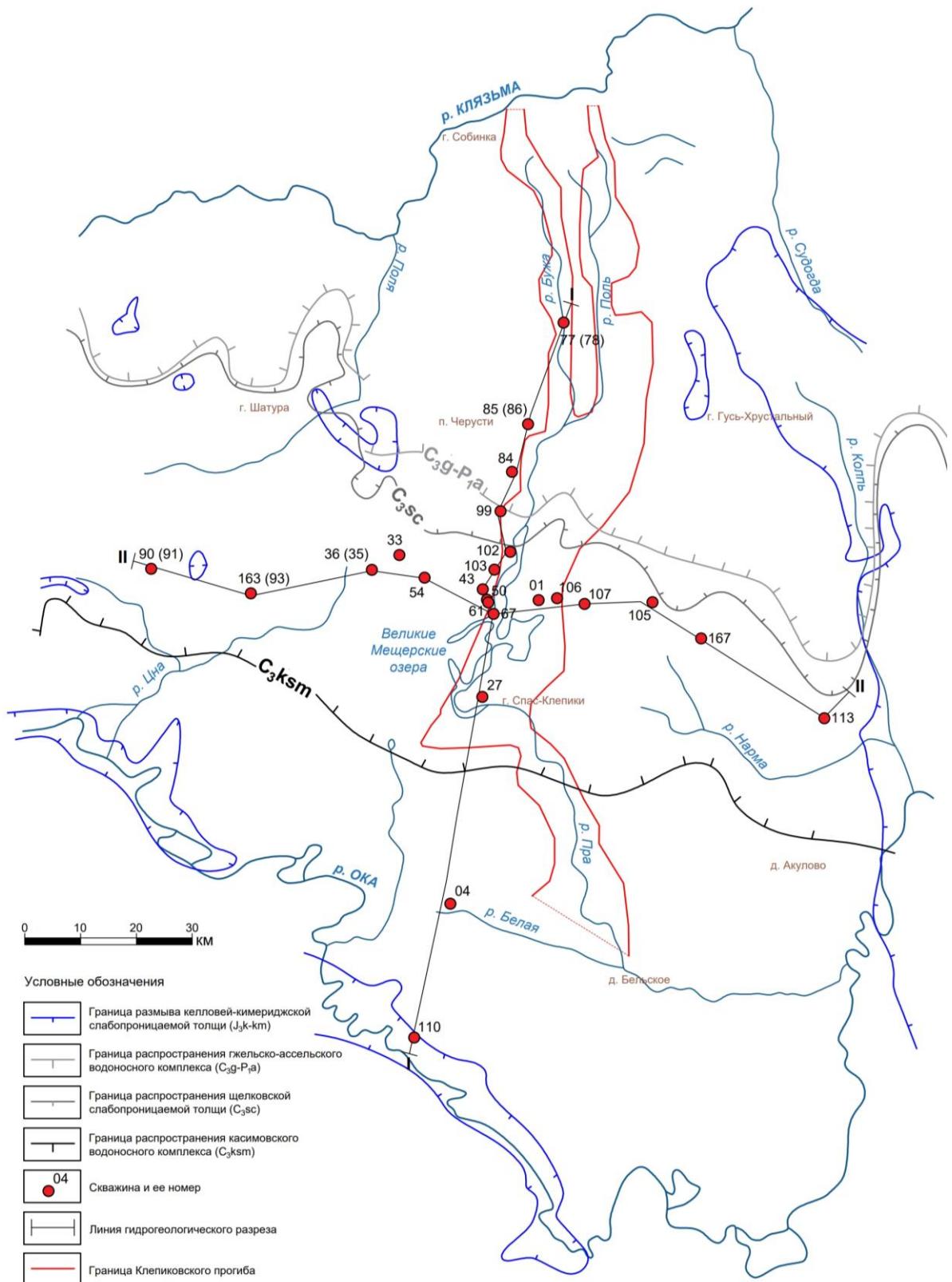


Рисунок 18. Схема распространения каменноугольных гидрогеологических подразделений района Клепиковского прогиба (составлено автором по данным [30])

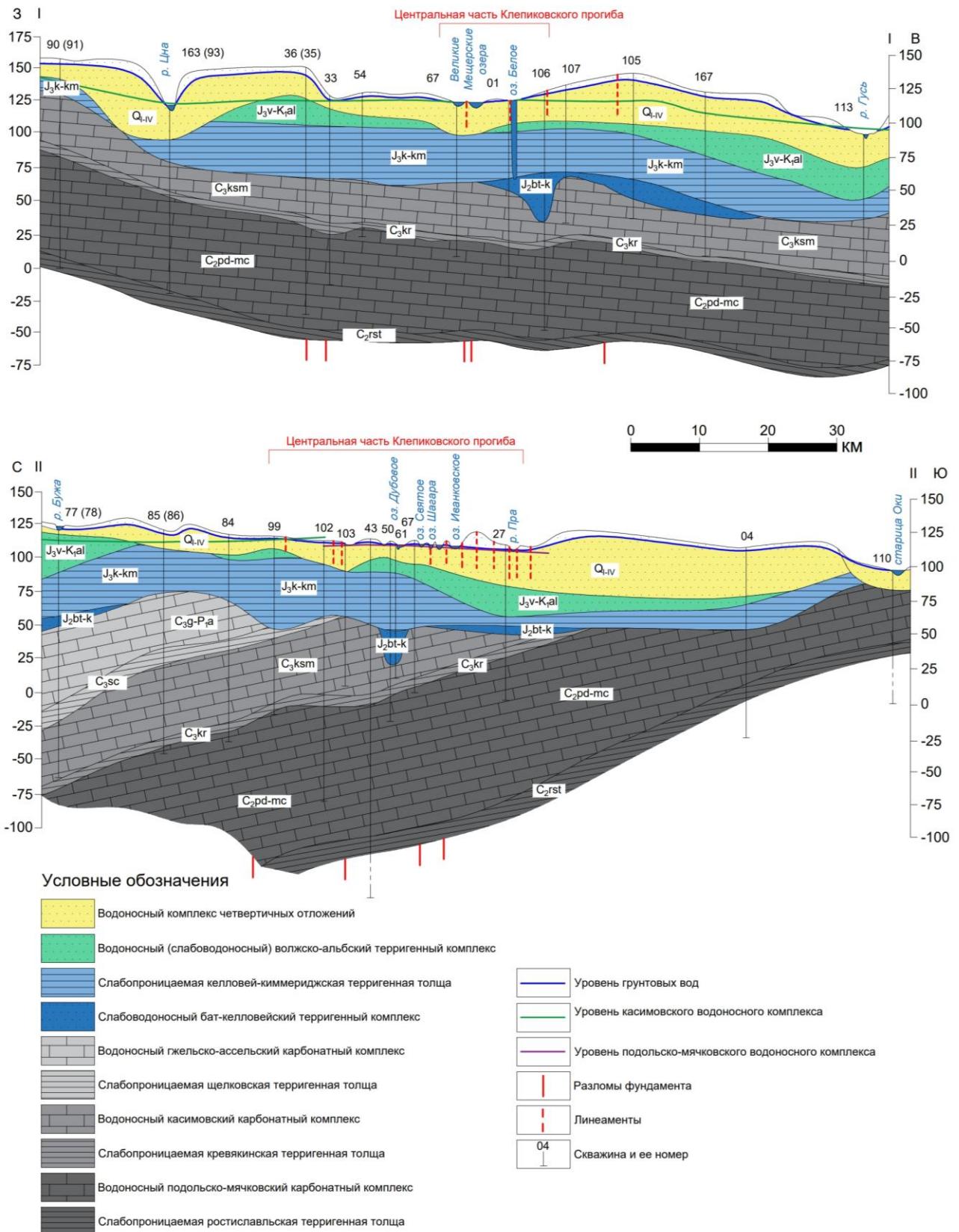


Рисунок 19. Гидрологические разрезы к схеме распространения каменноугольных гидрологических подразделений района Клепиковского прогиба (составлено автором по данным [30])

Слабоводоносный бат-келловейский терригенный комплекс (J_2bt-k) распространен по узким полосам вдоль древних ложбин в каменноугольных породах. Состав водовмещающих отложений представлен песками с небольшими прослойками глин и алевритов. Мощность комплекса достигает 30–35 м при глубине залегания 60–65 м, напор 45–60 м. Водообильность горизонта низкая, удельные дебиты скважин изменяются от 0,1 до 0,3 л/с·м, водопроводимость 10–40 м²/сут. Основное питание комплекса происходит за счет подпитывания водами каменноугольных отложений. Воды пресные, с минерализацией 0,1–0,7 г/л, гидрокарбонатные магниево-кальциевые. В целях водоснабжения не используется ввиду низкой водообильности.

Водоносный гжельско-ассельский карбонатный комплекс (C_3g-P_1a) приурочен к карбонатным отложениям асельского яруса приуральского отдела пермской системы и гжельского яруса верхнекаменноугольных отложений. Распространен в центральной и северной частях участка исследования. Водовмещающие отложения представлены трещиноватыми, местами кавернозными известняками и доломитами, с прослойками красных глин и мергелей. Комплекс залегает в среднем на глубине 30–40 м. Мощность увеличивается в северном направлении, достигая у г. Гусь-Хрустальный 100 м. К востоку и северо-востоку от г. Гусь-Хрустальный, на водоразделе рек Гусь и Колпь, комплекс выходит на дневную поверхность или перекрыт маломощной (0,5–5,0 м) днепровской мореной. Воды комплекса в основном напорные. Напор увеличивается с юга на север по мере погружения комплекса до 60–80 м (в среднем 30–40 м). Исключением является водораздельное пространство г. Гусь-Хрустальный, где комплекс выходит на поверхность и воды становятся безнапорными или слабонапорными (менее 5 м). Абс. отм. уровня подземных вод для данного комплекса изменяются от 93 до 131 м, региональное снижение уровня происходит к северу. Водообильность комплекса значительна, но достаточно изменчива по площади: изменяется от менее 200 до 3000 м²/сут в среднем составляя 400–700 м²/сут. Питание комплекса осуществляется атмосферными осадками в основном на площади развития грунтовых вод в районе г. Гусь-Хрустальный, а также за счет перетока из вышележащего комплекса мезокайнозоя на участках гидрологических окон. Разгрузка происходит в современную речную сеть (р. Колпь), а также в древние долины рек Судогда, Клязьма и Гусь). Воды комплекса по химическому составу пресные преимущественно гидрокарбонатные или сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые, с минерализацией от 0,2–0,3 до 0,7–0,9 г/л. Водоносный комплекс в пределах исследуемой территории широко используется в целях водоснабжения населением.

Слабопроницаемая щелковская терригенная толща (C_3sc) распространена в центральной и северной частях участка исследования. Граница распространения проходит на расстоянии около 3 км севернее Великих Мещерских озер параллельно границе распространения гжельско-ассельского карбонатного комплекса, отделяя его от нижезалегающего касимовского

комплекса. Представлена плотными глинами с прослойми мергелей и известняков, иногда встречаются прослои мергелей и известняков. Залегает на глубине от 32 м и постепенно погружается в северном направлении до 200 м. Мощность толщи изменяется от долей м в районе выклинивания до 18 м, преобладает 6–16 м.

Водоносный касимовский карбонатный комплекс (C₃ksm) приурочен к хамовническому и дорогомиловскому горизонтам касимовского яруса и русавкинской толще речицкой свиты гжельского яруса верхнего отдела каменноугольной системы. В центральной части участка исследования является первым от поверхности комплексом каменноугольных отложений, к северу погружается под гжельско-ассельский карбонатный комплекс. Состав водовмещающих отложений представлен в верхней части известняками и доломитами сильнокавернозными, трещиноватыми, в нижней части — толщей известняков и доломитов, переслаивающихся с глинами и мергелями. Глубина залегания комплекса составляет в центральной Мещере 35–45 м, увеличиваясь до 60–80 м к востоку. На отдельных участках в переуглубленных древних ложбинах глубина увеличивается до 90–100–110 м, на куполовидных поднятиях отложений каменноугольной системы горизонт приближается к поверхности до 10–15 м. По мере погружения под гжельско-ассельский карбонатный комплекс глубина залегания увеличивается, составляя в районе г. Гусь-Хрустальный 120 м. Местами, где юрские глины размыты или замещены песками, комплекс связан с грунтовыми водами и атмосферой. Величина напора изменяется от 30–40 м в центральной части до 80–90 м и более к северо-востоку. В изучаемом районе абс. отм. уровня подземных вод изменяются от 93 до 129 м. Подобно гжельско-ассельскому комплексу общее снижение уровня также происходит к северу. Водообильность комплекса крайне неравномерна и изменяется от 20–50 до 15 000 м²/сут по площади, однако, в среднем, значительно выше гжельско-ассельского комплекса.

Питание комплекса осуществляется за счет перетока из вышележащих водоносных комплексов, а также на участках гидрогеологических окон. На значительной части территории уровенная поверхность грунтовых вод залегает выше пьезометрической поверхности касимовского комплекса. Разгрузка происходит в районе Великих Мещерских озер и в долине р. Гусь. Воды касимовского комплекса пресные, гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые или магниево-кальциевые с минерализацией 0,2–0,6 г/л. В целях водоснабжения комплекс широко используется в районе исследования.

Слабопроницаемая кревякинская терригенная толща (C₃kr) распространена на значительной части участка исследования, разделяет касимовский и подольско-мячковский водоносные комплексы. Граница распространения проходит южнее Великих Мещерских озер параллельно границе касимовского комплекса. Сложена доломитизированными глинами и мергелями с прослойми известняков общей мощностью до 11 м (в среднем 6–8 м).

Водоносный подольско-мячковский карбонатный комплекс (C_2pd-mc) приурочен к мячковским, подольским отложениям среднего отдела каменноугольной системы, а также к кревякинским отложениям (нижняя часть верхнекаменноугольных отложений). В пределах исследуемой территории распространен повсеместно. В южной части он является первым от поверхности водоносным комплексом каменноугольных отложений, погружаясь в северном направлении под верхние горизонты каменноугольного возраста. Состав водовмещающих отложений представлен известняками и доломитами кавернозными, загипсованными, трещиноватыми, с прослойями глин. Мощность комплекса на территории залегания под мезозойскими и четвертичными отложениями в среднем составляет 30–40–50 м. Под верхнекаменноугольными породами мощность комплекса довольно выдержана и составляет 55–60 м на западе и 75–85 м в центральной части Мещеры. Глубина залегания изменяется по мере погружения комплекса от 35–45 в бассейне нижнего течения р. Цны до 200 м в районе г. Гусь-Хрустальный. Горизонт напорный, высота напора изменяется с юга на северо-восток от 0 (в долине р. Ока) до 150–190 м. На обширной территории распространения комплекса в районе среднего и нижнего течения р. Пры абс. отм. пьезометрического уровня составляют 105–110 м, в долине р. Оки и в центре крупного водозабора в г. Егорьевске понижаются до 85–90 м. Водообильность, по сравнению с комплексами верхнего отдела каменноугольной системы, невысокая: на территории залегания под мезокайнозойскими породами водопроводимость не превышает 300–400 м²/сут (наиболее часто 200 м²/сут), в центральной части Мещеры с погружением комплекса под касимовский уменьшается до 50–60 и даже 20 м²/сут. На юге территории, в пределах участков неглубокого залегания от поверхности и слабой загипсованности водовмещающих пород воды пресные, гидрокарбонатные, кальциево-магниевые, с минерализацией 0,4–0,7 г/л, общей жесткостью до 7,8 мг-экв/л. Питание комплекса осуществляется за счет перетока из вышележащих водоносных комплексов, а также на участках гидрологических окон. Разгрузка происходит в районе Великих Мещерских озер и в долине р. Ока. С погружением пород на северо-восток и увеличением их загипсованности минерализация вод быстро возрастает до 3–4 г/л, а состав изменяется на гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатный, магниево-кальциевый. Водоносный комплекс используется в целях водоснабжения в южной части исследуемой территории.

Слабопроницаемая ростиславльская терригенная толща (C_2rst) приурочена к ростиславльской толще среднего отдела каменноугольной системы, представлена в северной части доломитами и мергелями с прослойями глин и глинистых известняков, в южной части — глинами с редкими маломощными прослойями мергелей. Мощность толщи изменяется от 4,5 до 10,5 м.

2.3. Результаты ранее выполненных исследований

Ключевые участки, к которым приурочены Тростенская впадина и Клепиковский прогиб, характеризуются высокой степенью геолого-гидрогеологической изученности. В пределах изучаемой территории проведены многочисленные региональные гидрогеологические исследования [13, 109, 120, 123, 132], Государственные геологические и гидрогеологические съемки различных масштабов [2, 12, 32, 39, 41, 45, 84, 86, 126, 127, 133], а также геологоразведочные работы, выполненные с целью поисков, разведки и оценки запасов подземных вод [106–108, 110–119, 124–125, 128–131, 134]. По результатам изучения опубликованных и фондовых материалов для участка *Тростенской впадины* не было выявлено сведений об установлении в ее пределах структурно-тектонического гидрогеологического окна. Вместе с тем обнаружены факты, указывающие на возможное его формирование в пределах изучаемой структуры.

Как было представлено в Главе 1, при проведении в 2008 году геологоразведочных работ в Истринском г.о. [130] на основании данных геолого-гидрогеологической съемки была уточнена карта гидроизопресс подольско-мячковского водоносного комплекса, на который выделена изометрическая куполообразная область питания площадью около 200 км² (по гидроизопрессу 190 м). По результатам морфоструктурного и геолого-структурного анализов материалов дистанционных исследований была выявлена неотектоническая структура — Тростенская впадина, пространственно совпадающая с куполом питания. Сделано заключение, что выделенную структуру условно можно рассматривать в качестве области питания подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса. Однако в работе отсутствует всесторонний анализ, обосновывающий взаимосвязь между выявленной структурой и куполом питания, за исключением их пространственного близкого расположения и анализа уровней. Формирование куполообразной поверхности в свою очередь может быть обусловлено, кроме тектонического, и другими факторами, такими как фильтрационная неоднородность водовмещающих отложений, работа крупных водозаборов и т.д. А образование области питания должно отражаться не только гидродинамически в виде купола, но также и подтверждаться гидрогеохимическими данными.

По результатам наиболее актуальной гидрогеологической съемки масштаба 1:200 000 [127] северо-западнее Тростенской впадины выделяется куполообразная поверхность с абс. отм. 200–210 м, приуроченная к водораздельному пространству рек Руза и Озерна (Рисунок 20). Максимальная абс. отм. уровня подземных вод в скважине составляет здесь 202 м, абс. отм. поверхности рельефа водораздела — 270–285 м. Согласно материалам предшествующих съемочных работ, где была получена аналогичная схема гидроизопресс, этот

участок является местной областью питания подольско-мячковского водоносного комплекса за счет фильтрации вод из вышележащих водоносных отложений мезокайнозоя.

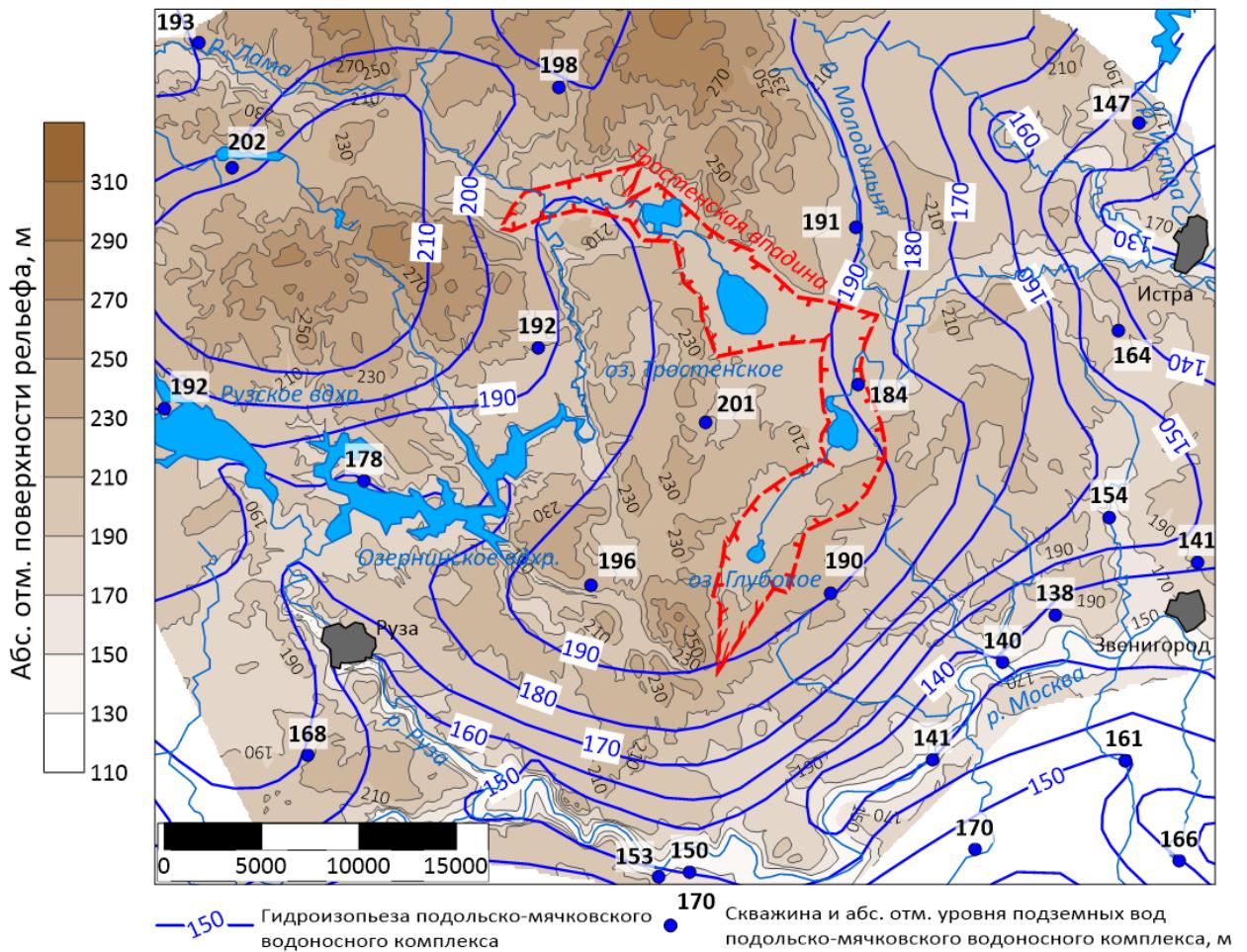


Рисунок 20. Схема гидроизопьез подольско-мячковского водоносного комплекса в области развития Тростенской впадины» ([127] с дополнением автора)

Также можно отметить наличие пьезометрической поверхности подольско-мячковского водоносного комплекса с абс. отм. 190 м, пространственно оконтуривающей изучаемую структуру (Рисунок 20). При этом если западная часть пьезометрической поверхности тяготеет к локальному водораздельному пространству рек Руза и Малая Истра с абс. отм. поверхности рельефа 230 (максимально 250 м), то восточная часть купола — к пониженному в рельефе заболоченному участку Тростенской впадины с абс. отм. рельефа 195–205 м. Максимальная абс. отм. уровня в пределах гидроизопльзы 190 м составляет 201 м, при этом отметка не совпадает с максимальными отметками поверхности рельефа локального водораздела, а находится ближе к заболоченному участку структуры. Стоит отметить, что пьезометрическая поверхность купола почти достигает уреза оз. Глубокое 203,7 м. В материалах съемочных работ высокое положение пьезометрической поверхности в области пониженного рельефа, соизмеримое с водораздельным куполом питания на северо-западе, остается без объяснения.

Учитывая возможную тектоническую природу Тростенской впадины, можно предположить, что положение относительно высокой пьезометрической поверхности с абс. отм. более 190 м в районе структуры обусловлено поступлением питания подземных вод из мезокайнозойского водоносного комплекса в подольско-мячковский через ослабленную зону в келловей-кимериджской слабопроницаемой толще.

Возможность образования купола за счет вертикальной фильтрации из нижезалегающего каширского водоносного комплекса, отделенного от подольско-мячковского ростиславльской слабопроницаемой толщей, исключается, поскольку пьезометрическая поверхность каширского комплекса в районе структуры залегает ниже поверхности подольско-мячковского [127].

На модели Московского региона [120] также на водоразделе северо-западнее Тростенской впадины фиксируется область питания подземных вод подольско-мячковского комплекса с максимальными абс. отм. уровня 200–202 м. Гидроизопьеза с абс. отм. 190 м ограничивает центральную часть изучаемой структуры в районе оз. Тростенское. В южной части впадины в районе оз. Глубокое расчетные абс. отм. уровня подземных вод снижаются до 180–185 м. Значения уровня в скважинах, подтверждающие высокое положение уровня в этой части, на модельной карте не обнаружены. Анализ модельной карты коэффициента перетока келловей-кимериджской слабопроницаемой толщи не выявил областей повышенной проницаемости в пределах Тростенской впадины. Соответственно результаты моделирования свидетельствуют об отсутствии купола питания в южной части Тростенской впадины в условиях ненарушенности юрских глин, тем самым показывая, что образование купола зависит от фактора, не учтенного на модели. Таким фактором может являться структурно-тектоническое гидрогеологическое окно.

Важно отметить, что максимальные абс. отм. для купола, превышающие 200 м, подтверждаются результатами геологоразведочных работ, выполненными разными организациями и в разное время: геолого-гидрогеологическими съемками, проведенными в конце 80-х и 90-х годов, а также одиночным замером уровня подземных вод в водозаборной скважине АО «Крокус Интернэшнл». Водозабор расположен в д. Житянино, в 0,5 км западнее границы Тростенской впадины и в 2,6 км севернее оз. Глубокое, абс. отм. устья составляет 222 м, абс. отм. уровня подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса на 2018 г. — 202,2 м [121]. Соответственно полученные разными исследованиями замеры уровня не являются ошибочными.

В материалах кандидатской диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук под названием «Закономерности перетекания через верхнеюрскую глинистую толщу и его роль в формировании эксплуатационных запасов подземных вод Московского артезианского бассейна» Субботиной Л.А. [72] отмечено, что

особенностью гидрогеологических условий Истринского месторождения подземных вод, расположенного в северо-восточной части исследуемого участка, являются врезанные в поверхность каменноугольных отложений доюрские палеодолины рек Истра и Малая Истра. Современная долина р. Истры частично унаследовала древние палеодолины, в результате чего оказались частично размыты верхнеюрские породы, причем на отдельных участках палеодолины р. Истры отсутствуют оксфордские и верхнекелловейские глины, и верхнеюрские отложения представлены только среднекелловейскими песчано-глинистыми осадками [72]. В пределах участка Тростенской впадины области размыва юрских глин и бат-келловейские песчаные отложения прослеживаются от долины р. Озерна на западе, в районе оз. Тростенское и восточнее по направлению к р. Истра. Южная часть Тростенской впадины, где находится оз. Глубокое, приурочена к истокам р. Малая Истра, где также залегают бат-келловейские отложения. Оценка запасов подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса проведена методом моделирования по результатам разведочных работ по расчетной схеме с учетом взаимодействия с мезокайнозойским водоносным комплексом через разделяющие верхнеюрские отложения [112]. По результатам моделирования кустовой откачки и опыта эксплуатации действующих водозаборов величина коэффициента фильтрации юрских глин, как в долинах рек, так и на водоразделах составила $3,0 \cdot 10^{-5}$ м/сут. Для среднекелловейских песчано-глинистых отложений в пределах гидрогеологических окон коэффициент фильтрации составил $1,5 \div 2 \cdot 10^{-2}$ м/сут. Один из вариантов моделирования кустовой откачки был выполнен с увеличенным коэффициентом фильтрации юрских глин, где они были частично размыты ($6,0 \cdot 10^{-4}$ м/сут). При реализации повышенного значения коэффициента фильтрации юрских глин было получено превышение фактических понижений над модельными в два раза, и на этом основании сделан вывод о несущественном отличии сопротивлений верхнеюрских глин в долинах рек и на водоразделах [72, 112]. Несмотря на это, Субботин Л.А. отмечает, что приуроченность современных и древних палеодолин к осевым частям приподнятых структур чехла может указывать на тектонически ослабленные зоны и, следовательно, зоны повышенной проницаемости. По результатам построения схематической карты коэффициента фильтрации верхнеюрских глинистых отложений в центральной части МАБ участок долины рек Истра и Малая Истра выделен в качестве области с относительно повышенным значением, составляющим $1 \div 5 \cdot 10^{-4}$ м/сут. Таким образом, результаты исследования о приуроченности палеодолины к ослабленным зонам указывают на возможное формирование области повышенной проницаемости юрских глин и образование структурно-тектонического гидрогеологического окна в пределах Тростенской впадины.

В 1965 г. на территории центральной части Мещерской низменности, к которой приурочен Клепиковский прогиб, были начаты работы по изысканию дополнительных

источников водоснабжения г. Москвы за счет подземных вод [36]. В период с 1966 по 1970 гг. в районе Великих Мещерских озер была проведена разведка «Восточного» водозабора [131]. По результатам выполненных работ на участке водозабора выявлена высокая водопроводимость целевого касимовского водоносного комплекса. Также установлена гидравлическая взаимосвязь водоносного комплекса с водами рек, озер (Иванковское, Шагара, Дубовое, Великое и др.) и болот. Доказано, что питание глубоких замкнутых озер связано с разгрузкой подземных вод касимовского водоносного комплекса. Основным источником восполнения запасов подземных вод являются озера и низинные болота. Общие эксплуатационные запасы подземных вод касимовского водоносного комплекса оценены в количестве 460 тыс. м³/сут, в том числе по категории А — 160 тыс. м³/сут, В — 140 тыс. м³/сут, С — 100 тыс. м³/сут.

По данным Государственной гидрогеологической съемки листа N-37-XI [36], охватывающего центральную и юго-восточную часть участка исследования, отмечено, что на отдельных участках в районе Великих Мещерских озер, состав подземных вод касимовского водоносного комплекса меняется с гидрокарбонатного кальциево-магниевого или магниево-кальциевого на гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый. Там же отмечаются наибольшие значения минерализации (от 0,5 до 0,7 г/л) и общей жесткости (до 8,8 мг-экв/л) для касимовского водоносного комплекса. Предполагается, что в этих местах происходит подпитывание касимовского комплекса из нижезалегающего подольско-мячковского.

В 1967–1970 гг. Мещерским отрядом Гидрогеологической партии Московской комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической станции Гидрорежимной экспедиции Министерства геологии РСФСР проведены работы по изучению режима и баланса подземных вод переувлажненных и заболоченных земель Мещерской низменности, включая территорию Клепиковского прогиба [106]. В отчете представлена детальная характеристика природных условий Мещерской низменности, освещены условия взаимосвязи водоносных горизонтов, составлен баланс подземных вод, разработана методика оценки гидрогеологических параметров, оценены естественные ресурсы пресных подземных вод. Используя материалы карт пьезоизогипс, карты термоизогипс, гидрогеологических и гидротермических разрезов, данных о соотношении уровней, и главным образом, опираясь на результаты моделирования, была составлена схематическая карта областей питания и разгрузки водоносных комплексов каменноугольных отложений. Доказано, что основной дреной касимовского комплекса на территории Мещерской низменности являются Великие Мещерские озера (38 тыс. м³/сут), что связано с повышенной проницаемостью юрских глин. По результатам моделирования и термометрических исследований выявлено, что коэффициент фильтрации

юрских глин достигает максимальных для территории Мещерской низменности значений ($1,6 \div 3,5 \cdot 10^{-2}$ м/сут) непосредственно в районе Великих Мещерских озер.

В 1972 году Ефремовым Д.И., являющимся одним из авторов работы по изучению режима и баланса подземных вод Мещерской низменности [106], была защищена кандидатская диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук под названием «Вопросы формирования и методики оценки ресурсов пресных подземных вод Восточной части Московского артезианского бассейна (Мещерская низменность)» [30]. В работе сделан вывод, что наличие в юрских глинах гидравлических окон (участков размыва), а также вероятная их относительная проницаемость на отдельных участках, связанная с их трещиноватостью в центральной Мещере и сильной опесчаненностью на юго-востоке, могут благоприятствовать связи подземных вод каменноугольных отложений с грунтовыми и поверхностными водами. При этом участок центральной Мещеры, занятый Великими озерами, по мнению Автора является примером четкой связи проницаемости юрских глин с тектоническим фактором. Здесь, как отмечено ранее, коэффициент фильтрации юрских глин достигает максимальных значений. Также на данной территории скважинами в касимовских известняках зафиксированы крупные пустоты (до 2–3 м) и разрывы в слоях. Водопроводимость касимовского комплекса достигает здесь $10 \div 15$ тыс. м²/сут. В скважине, где уровень подземных вод касимовского комплекса установился выше поверхности земли, обнаружена положительная температурная аномалия, связанная с разгрузкой подземных вод каменноугольных отложений в вышезалегающий комплекс мезокайнозоя. Так, температура 8,5°C была замерена на глубине 45 м, хотя в обычных условиях данная температура характерна для глубин 95–100 м, а на глубине 15 м температура составила 7,5°C (при обычной 6,8–7,0°C). В скважине встречены щелковские глины, в то время как граница их распространения, установленная многочисленными скважинами на этом участке, проходит значительно севернее в 6–7 км. В других скважинах, расположенных на расстоянии 20–30 м друг от друга, зафиксировано резкое вертикальное смещение в юрских глинах, по керну обнаружены тонкие вертикальные трещины. С удалением от Великих Мещерских озер во все стороны отмечается довольно плавное уменьшение коэффициента фильтрации юрских глин, которое прослеживается на фоне более резкого падения величин водопроводимости касимовского водоносного комплекса.

2.4. Выводы к главе 2

Исследуемый участок Тростенской впадины находится на западе Московской области в пределах Рузского, Истринского и Одинцовского городских округов, участок Клепиковского прогиба расположен на востоке Московской области в зоне ее сочленения с Рязанской и Владимирской областями.

По геологическому строению изучаемые участки расположены в центральной части Восточно-Европейской платформы и приурочены к юго-восточному крылу Московской синеклизы. По гидрогеологическим условиям участки относятся к центральной части Московского артезианского бассейна. Расположение территории в зоне достаточного увлажнения создает благоприятные условия питания подземных вод атмосферными осадками, что приводит к формированию мощной (около 250 м) зоны активного водообмена.

В пределах исследуемых участков основные эксплуатируемые водоносные комплексы каменноугольных отложений отделены от вышележащего комплекса мезокайнозоя келловей-кимериджской слабопроницаемой толщей.

Результаты ранее выполненных исследований на участке Тростенской впадины позволили выявить куполообразную пьезометрическую поверхность подольско-мячковского комплекса, пространственно совпадающую с Тростенской впадиной, образование которой возможно за счет наличия ослабленной зоны в келловей-кимериджской слабопроницаемой толще. Таким образом, Тростенскую впадину можно рассматривать в качестве потенциального структурно-тектонического гидрогеологического окна.

Анализ результатов ранее выполненных исследований на участке Клепиковского прогиба показывает, что несмотря на убедительные доказательства проявления тектонического фактора в центральной части прогиба, в работах отсутствует объяснение механизма образования области повышенной проницаемости юрских глин и ее роли в формировании разгрузки подземных вод каменноугольных отложений. Приуроченность Клепиковского прогиба к относительно пониженному современному рельефу, высокая заболоченность и наличие карстовых озер позволили предположить, что структура, также как и Тростенская впадина, может быть образована в условиях сдвиговых деформаций. Таким образом, дальнейшее исследование направлено на установление причин формирования структурно-тектонического гидрогеологического окна в центральной части Клепиковского прогиба.

Глава 3. Методы и методика исследований¹

На участках развития гидрогеологических окон интенсивность перетекания через слабопроницаемые отложения увеличивается по сравнению с соседними участками, что приводит к изменению гидродинамических и гидрохимических условий. При поступлении подземных вод из мезокайнозойского комплекса в первом водоносном комплексе каменноугольных отложений может сформироваться некоторое поднятие уровенной поверхности. Также на формирование окна может указывать уменьшение разности напоров подземных вод мезокайнозойского и первого от поверхности водоносного комплекса каменноугольного возраста [65]. Гидрохимическим признаком окна может быть наличие компонентов в подземных водах, свойственным смежным водоносным комплексам. Для структурно-тектонических гидрогеологических окон характерно изменение сплошности слабопроницаемых отложений за счет трещиноватости, обусловленной проявлением тектонического фактора. Потенциально возможно также изменение и фильтрационных свойств самих водовмещающих отложений.

Для участков Тростенской впадины и Клепиковского прогиба изучение влияния структурно-тектонических окон на формирование гидрогеологических условий выполнено на основании применения комплексного анализа, включающего:

- линеаментный структурно-тектонический анализ;
- изучение особенностей фильтрационного строения водовмещающих и слабопроницаемых отложений;
- анализ закономерностей пространственного распределения напоров подземных вод;
- изучение общего химического и изотопного состава подземных вод смежных водоносных комплексов;

¹При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Глухова С.А., Пинигин О.В., Растворгувев А.В. Роль присдвиговых структур растяжения в субвертикальной фильтрации водонапорной системы Московского артезианского бассейна // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. — 2023. — № 1. — С. 97–109.

Глухова С.А., Суханова Т.В., Пинигин О.В., Харитонова Н.А. Гидрогеологические условия Мещерской впадины и их связь с новейшей тектонической структурой региона // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. — 2024. — Т. 63. — № 4. — С. 25–34.

Глухова С.А., Харитонова Н.А., Ермаков А.В. Связь химического и изотопного состава природных вод с новейшей тектонической структурой в районе оз. Глубокое (Московская область) // Известия Томского политехнического университета. Инженеринг георесурсов. — 2024. — Т. 335. — № 12. — С. 173–183.

- проведение моделирования формирования гидрогеологических условий на участках структурно-тектонических гидрогеологических окон.

3.1. Линеаментный структурно-тектонический анализ

Приуроченность исследуемых участков к платформенной территории обуславливает «закрытость» в изучении тектонических условий. Линеаментный анализ является одним из распространенных методов изучения тектонических условий для подобных территорий. В большинстве случаев линеаменты проявляют зоны трещиноватости пород, разрывные нарушения в осадочном чехле и фундаменте. Большая часть линеаментов дешифрируется по эрозионной сети и другим ландшафтным особенностям (по прямолинейным очертаниям побережий озер, уступов склонов и др.).

Линеаментный структурно-тектонический анализ применялся для выявления новейших тектонических структур, характеристики их строения, определения условий формирования и установления наличия возможной зоны повышенной трещиноватости пород.

Также на основании фондовой и архивной информации проводилось изучение вещественного состава разных горизонтов и разновозрастных структурных планов, разрывных нарушений фундамента (с использованием геофизических материалов), анализ рельефа.

Для ключевого участка Тростенской впадины анализ выполнен геологом Пинигиным О.В. Космические снимки и топографическая основа были использованы для выявления линеаментов района, а для определения кинематики выделенных разрывов применялось дешифрирование цифровых моделей рельефа, во многом придерживаясь методики определения кинематики разрывов на основе синтезированного дешифрирования, подробно освещенной в гл. 3 монографии М.Л. Коппа [49]. Для дешифрирования была использована топографическая карта масштаба 1:100 000 [79].

Для ключевого участка Клепиковского прогиба анализ выполнен геологом Пинигиным О.В. и к.г.-м.н., доцентом кафедры динамической геологии МГУ имени М.В. Ломоносова Сухановой Т.В. С целью выделения линеаментов, определения кинематического типа некоторых из них и современных геодинамических условий развития территории автором настоящей работы построена цифровая модель рельефа масштаба 1:100 000 [75], также была использована топографическая карта масштаба 1:500 000 [76].

Проведенный анализ структур, линеаментов и разрывных нарушений позволил оценить современные геодинамические условия, тенденции развития структур и их взаимосвязь со структурами осадочного чехла и фундамента.

3.2. Анализ закономерностей пространственного распределения напоров подземных вод

Для участка Клепиковского прогиба первым от поверхности напорным водоносным комплексом каменноугольных отложений является касимовский, отделенный от вышезалегающего комплекса мезокайнозоя, содержащего безнапорные воды, келловей-кимериджской слабопроницаемой толщей. Снизу комплекс отделен слабопроницаемой кревякинской терригенной толщей от подольско-мячковского водоносного комплекса.

С целью установления закономерностей направления движения, областей питания и разгрузки подземных вод для участка построена карта гидроизопльз касимовского водоносного комплекса. Построение карты выполнено на основании материалов Государственной гидрогеологической съемки масштаба 1:200 000, выполненной в пределах листов N-37-IV, N-37-V и N-37-XI в 1960-70 гг. [14] При построении схемы гидроизопльз касимовского водоносного комплекса использованы данные 127 замеров подземных вод в скважинах. Построение карты выполнено методом линейной интерполяции с шагом 10 м.

Данные по замерам уровня подземных вод, полученные при проведении съемочных работ, носят наиболее полный и широкомасштабный характер для участка исследования, что позволяет использовать именно их для анализа закономерностей формирования пьезометрической поверхности на региональном уровне. В пределах области развития Клепиковского прогиба отсутствуют крупные водозаборы подземных вод. Район является заболоченным, слабозаселенным, эксплуатация подземных вод осуществляется одиночными скважинами.

По данным съемочных работ на фоне общего изменения уровенной поверхности касимовского водоносного комплекса выделяются локальные депрессии в районе гг. Егорьевск, Рошаль, Шатура, Орехово-Зуево, расположенных по периферии области развития Клепиковского прогиба [32]. Воронка депрессии, развитая в пределах Московского региона в касимовском водоносном комплексе, не охватывает область развития Клепиковского прогиба [67]. Таким образом, в пределах изучаемой структуры режим подземных вод касимовского водоносного комплекса можно отнести к стационарному.

Анализ соотношения пьезометрической поверхности касимовского водоносного комплекса со смежными водоносными комплексами и поверхностными водами выполнен по результатам замеров уровня подземных вод в гидрогеологических скважинах, выполненных при изучении режима и баланса подземных вод Мещерской низменности [106].

Для участка Тростенской впадины характеристика пьезометрической поверхности подольско-мячковского водоносного комплекса и ее соотношение со смежными водоносными комплексами и поверхностными водами представлена на основании ранее выполненных исследований и рассмотрена в Главе 2.

3.3. Изучение общего химического и изотопного состава природных вод

Изучение общего химического и изотопного состава природных вод выполнено с целью определения формирования области питания подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса на участке развития Тростенской впадины и области разгрузки на участке Клепиковского прогиба. Изотопный и химический состав подземных вод отражает условия их питания и циркуляции, поэтому данные о составе воды активно применяются для решения подобных задач [48, 74, 79, 80, 93, 94, 96–99].

При анализе производилось выявление плановой неоднородности формирования состава подземных вод водоносных комплексов каменноугольных отложений, потенциально обусловленной поступлением вод из смежных водоносных комплексов через предполагаемое структурно-тектоническое гидрогеологическое окно.

При изучении микрокомпонентного состава природных вод отдельное внимание уделялось содержанию редкоземельных элементов (РЗЭ) или лантаноидов, группе 15 элементов от La до Lu с атомными номерами от 57 до 71 [81]. Их подразделяют на легкие (LREE) – La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu и тяжелые (HREE) – Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. РЗЭ характеризуются близкими химическими и физическими свойствами, связанными с уменьшением ионных радиусов по мере увеличения атомного номера (лантаноидное сжатие) [25]. Изучение содержания РЗЭ может быть использовано в качестве чувствительных маркеров процессов взаимодействия вода-порода для выяснения процессов происхождения и эволюции вод [66, 81].

Мониторинговые исследования природных вод районов расположения тектонических структур были проведены в течении 2022 и 2023 гг. (Рисунок 21).



Рисунок 21. Опробование родников в июне 2023 г.: СНТ «Каскад Плюс» (г.о. Истра, Московская область) (а), д. Ивойлово (Рузский г.о., Московская область) (б)

Для района *Тростенской впадины* было отобрано 24 пробы подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса (C_2pd -mc) из водозаборных скважин, 12 проб подземных вод четвертичного водоносного комплекса (Q_{I-IV}) из родников, 7 проб из поверхностных водных объектов (Рузское и Озернинское вдхр., оз. Глубокое, р. Москва) и 1 пробы атмосферных осадков (снег) (Рисунок 22).

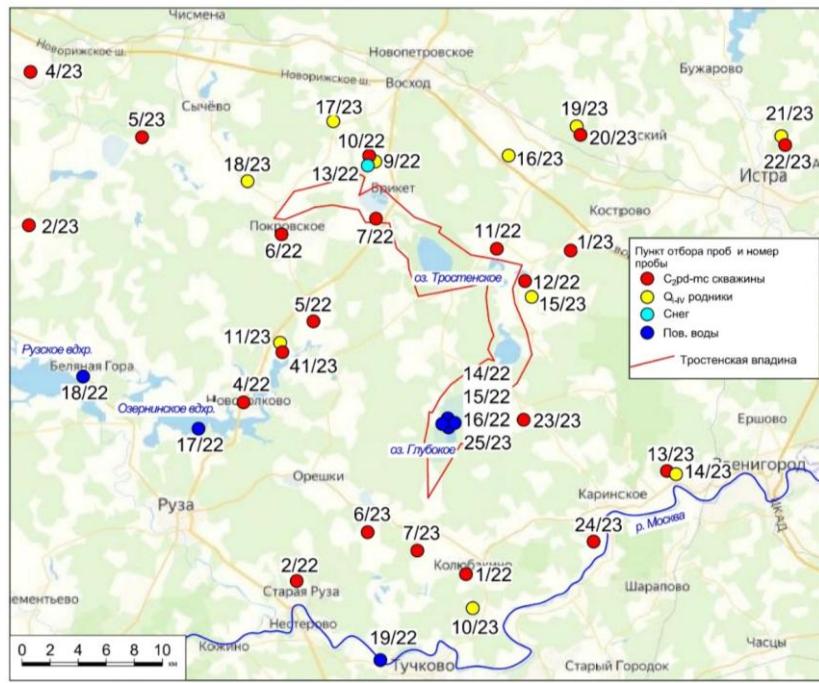


Рисунок 22. Схема отбора проб природных вод участка Тростенской впадины

В районе расположения *Клепиковского прогиба* всего было отобрано 5 проб подземных вод гжельско-ассельского водоносного комплекса (C_3g-P1a), 4 пробы подземных вод касимовского водоносного комплекса (C_3ksm) из водозаборных скважин, и 6 проб из поверхностных водных объектов (р. Пра, оз. Дубовое, оз. Святое, оз. Иванковское, оз. Белое) (Рисунок 23).

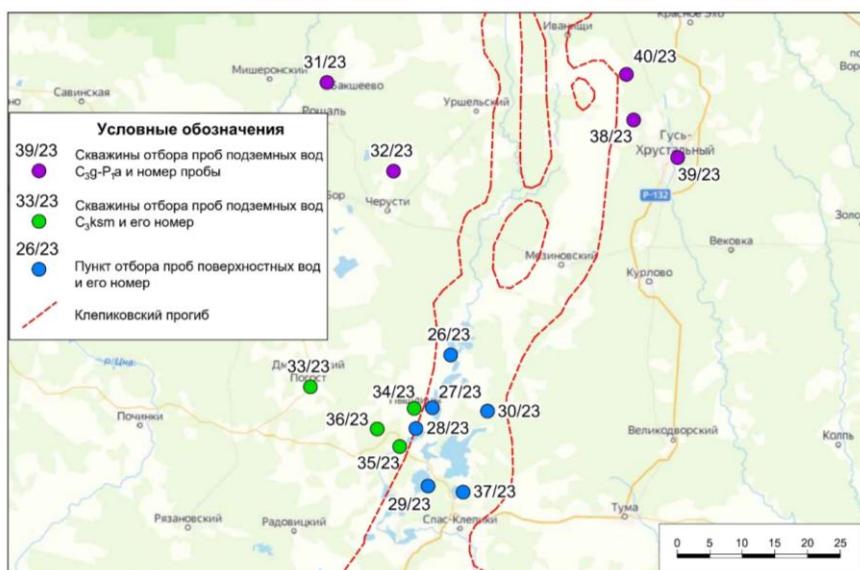


Рисунок 23. Схема отбора проб природных вод участка Клепиковского прогиба

Нестабильные параметры (температура, pH) определяли непосредственно на месте отбора проб с помощью анализатора жидкости Milwaukee (США). Определение гидрокарбоната (HCO₃) проводилось также на месте отбора проб титриметрическим методом. Пробы воды для определения концентраций основных ионов отбирали объемом 1,0 л в пластиковые бутылки, предварительно трижды промытые исследуемой водой. Для определения микрокомпонентного состава отбирали пробы воды в стерильные пластиковые пробирки объемом 20 мл. Пробы воды, предназначенные для выполнения лабораторных химических анализов, отфильтровывали через целлюлозный фильтр (0,45 мкм) на месте отбора. Образцы для анализа на металлы были подкислены (HNO₃) до pH≈2, в то время как пробы для анионного анализа не консервировались. Пробы воды, предназначенные для анализа на стабильные изотопы кислорода и водорода ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{17}\text{O}$) отбирались в стеклянные пробирки объемом 10 мл без фильтрования.

Химический состав воды (52 компонента) был определен в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН. Макрокомпоненты определялись методом ионной хроматографии на высокоэффективном ионном жидкостном хроматографе LC-20 (Shimadzu, Япония). Определение содержание микрокомпонентов, включая редкоземельные элементы, выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой на спектрометре Agilent 7700 x (Agilent Techn., США). При определении концентраций микроэлементов использовались спектры следующих изотопов: ⁷Li, ⁹Be, ¹¹B, ²⁷Al, ³¹P, ³⁴S, ⁴⁵Sc, ⁴⁷Ti, ⁵¹V, ⁵²Cr, ⁵⁵Mn, ⁵⁶Fe, ⁵⁹Co, ⁶⁰Ni, ⁶³Cu, ⁶⁶Zn, ⁷¹Ga, ⁷²Ge, ⁷⁵As, ⁷⁸Se, ⁸⁵Rb, ⁸⁸Sr, ⁸⁹Y, ⁹⁰Zr, ⁹³Nb, ⁹⁸Mo, ¹⁰⁷Ag, ¹¹⁴Cd, ¹¹⁸Sn, ¹²¹Sb, ¹²⁵Te, ¹³³Cs, ¹³⁷Ba, ¹³⁹La, ¹⁴⁰Ce, ¹⁴¹Pr, ¹⁴⁶Nd, ¹⁴⁷Sm, ¹⁵¹Eu, ¹⁵⁷Gd, ¹⁵⁹Tb, ¹⁶³Dy, ¹⁶⁵Ho, ¹⁶⁶Er, ¹⁶⁹Tm, ¹⁷²Yb, ¹⁷⁵Lu, ¹⁷⁸Hf, ¹⁸¹Ta, ¹⁸⁴W, ²⁰⁸Pb, ²⁰⁹Bi, ²³²Th и ²³⁸U.

Содержание кремния определялось методом атомно-эмиссионной спектрометрии с точностью определения не менее 10% RSD. Содержания РЗЭ оценивались напрямую без преконцентрирования, а при обработке полученных аналитических данных применялся путь математического устранения оксидных и гидроксидных интерференций при помощи математической модели внешней корректировки, для бария — оригинальной математической модели внутренней корректировки [27]. Точность определения всех редкоземельных элементов, за исключением европия, не превышала 5% RSD. Точность определения Eu составляла 10% RSD.

Изотопный состав определялся методом лазерной спектроскопии по затуханию света с кольцевой многоходовой кюветой на анализаторе Picarro L2140i в лаборатории тепломассопереноса ГИН РАН. Ошибка измерения составила в среднем ±0,03‰, ±0,02‰ и ±0,1‰ для $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, соответственно.

Проверка результатов химических анализов проб природных вод на электронейтральность проводилась по следующей формуле (1):

$$\varepsilon = \frac{\sum r_k - \sum r_a}{\sum r_a + \sum r_k} * 100 \quad (1)$$

где r_k — суммарное содержание катионов, мг-экв/л;

r_a — суммарное содержание анионов, мг-экв/л;

ε — ошибка анализа (%).

Величина ошибки анализа устанавливалась в зависимости от величины $\sum r_a$ (мг-экв/л) в соответствии с [1].

С целью установления влияния процессов испарения и влажности на изотопный состав природных вод выполнен анализ изменения ^{17}O , а также расчет дейтериевого эксцессов (D-excess) и ^{17}O [26, 100]:

Эксцесс дейтерия (D-excess) определялся по формуле (2):

$$D - excess = \delta D - 8\delta^{18}\text{O} \quad (2)$$

где δD — содержание дейтерия, ‰;

$\delta^{18}\text{O}$ — содержание ^{18}O , ‰.

Эксцесс ^{17}O определялся по формуле (3):

$$\frac{^{17}\text{O}-excess}{10^6} = \ln \left(\frac{\delta^{17}\text{O}}{1000} + 1 \right) - 0,528 \ln \left(\frac{\delta^{18}\text{O}}{1000} + 1 \right) \quad (3)$$

где $\delta^{17}\text{O}$ — содержание ^{17}O , ‰;

$\delta^{18}\text{O}$ — содержание ^{18}O , ‰;

$$\ln' = \ln(\delta + 1).$$

Для более детального изучения состава природных вод в районе расположения Тростенской впадины была использована фоновая информация, полученная при проведении геологоразведочных работ с целью оценки запасов подземных вод, а также результаты проведения геолого-экологических исследований и гидрогеологического, инженерно-геологического и геоэкологического картографирования масштаба 1:200 000 на территории листов N-37-I, II и O-37-XXXII (Московская и Тверская области РФ), выполненных «Геоцентр-Москва» в 1999 г. [45]. На основании результатов гидрохимического опробования подземных вод при проведении картографирования была построена карта изменения сухого остатка четвертичного (Q_{I-IV}) водоносного комплекса.

Характеристика макрокомпонентного состава природных вод участка Клепиковского прогиба приводится на основании авторских проб и данных химического опробования, выполненного для разведки Восточного водозабора с целью водоснабжения г. Москвы в 1966–1970 гг. [106, 131] и данных Государственной гидрогеологической съемки [32, 36, 45].

Данные этих работ носят широкомасштабный площадной характер, охватывая прилегающую к прогибу территорию, что позволило использовать их для оценки качества природных вод.

3.4. Анализ особенностей формирования фильтрационных свойств слабопроницаемых и водовмещающих отложений

С целью установления особенностей формирования фильтрационных свойств слабопроницаемых и водовмещающих отложений в области развития тектонических структур были изучены фоновые и архивные материалы участков исследования.

Для центральной части *Клепиковского прогиба*, где выявлено проявление тектонического фактора, были использованы карты водопроводимости гжельско-ассельского, касимовского и подольско-мячковского водоносных комплексов и коэффициента фильтрации юрских глин, полученные в результате проведения работ [30, 106]. При анализе изучалась пространственная изменчивость фильтрационных параметров, отмечались области повышенных значений и их приуроченность к центральной части Клепиковского прогиба. Для касимовского водоносного комплекса и келловей-кимериджской слабопроницаемой толщи по результатам работы установлены области относительно повышенных фильтрационных свойств, сформированные в пределах тектонически ослабленной зоны.

Для участка *Тростенской впадины* сведения об изменении фильтрационных свойств слабопроницаемой келловей-кимериджской толщи в литературе не были обнаружены. Для характеристики фильтрационных свойств подольско-мячковского водоносного комплекса наиболее детальными являются результаты работ, полученные при проведении съемочных гидрогеологических исследований масштаба 1:200 000 в 1992-95 гг. [127]. Однако на основании полученных данных не получилось выявить закономерностей, приуроченных к области сдвига, что, вероятно, связано с детальностью постановки работ по сравнению с материалами, полученными для района Клепиковского прогиба.

3.5. Моделирование особенностей формирования гидрогеологических условий

Для участка Тростенской впадины выполнена разработка имитационной разведочной гидрогеологической модели с целью проверки гипотезы, на основании которой ранее выявленный купол питания подольско-мячковского водоносного комплекса обусловлен поступлением подземных вод из мезокайнозойского водоносного комплекса через ослабленную зону в келловей-кимериджской слабопроницаемой толще, сформированной за счет тектонического фактора. С позиций гидрогеодинамики образование купола питания также могло быть обусловлено и другими природными или техногенными факторами: фильтрационной неоднородностью водовмещающих отложений, развитием участка размыва юрских глин в районе оз. Тростенское, неравномерностью инфильтрационного питания и т.д.

Возможно, работа крупных водозаборов, также могла привести к снижению уровней подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса на периферии участка исследования, в то время как в пределах заболоченной Тростенской впадины за счет низкой величины добычи подземных вод положение уровня близко к ненарушенным условиям.

Геофильтрационная модель разработана в классической версии Visual MODFLOW.

На первом этапе построена геофильтрационная модель участка исследования, учитывающая основные факторы формирования гидрологического режима участка. На модели реализована фильтрационная неоднородность водовмещающих отложений, перераспределение величины инфильтрационного питания, работа водозаборных сооружений и т. д. Основная задача моделирования на первом этапе — воссоздать на модели природные и техногенные условия района исследования и оценить степень их влияния на характер пьезометрической поверхности подольско-мячковского водоносного комплекса.

На втором этапе на основании полученной модели реализована ослабленная область для юрской слабопроницаемой толще и выполнена оценка ее влияния на полученную на первом этапе пьезометрическую поверхность подольско-мячковского водоносного комплекса.

Для построения геофильтрационной модели были собраны, систематизированы и проанализированы различные метеорологические, гидрологические, геологические и гидрогеологические данные региональных исследований, а также материалы производственных отчетов по оценке запасов подземных вод.

3.6. Выводы к главе 3

Для оценки влияния тектонического фактора на гидрологические условия необходимо использовать комплексный подход, включающий различные виды исследований. С целью изучения влияния структурно-тектонических гидрогеологических окон, сформированных на участках Тростенской впадины и Клепиковского прогиба, выполнены комплексные исследования, включающие: линеаментный структурно-тектонический анализ; изучение особенностей фильтрационного строения водовмещающих и слабопроницаемых отложений; анализ закономерностей пространственного распределения напоров подземных вод; изучение общего химического и изотопного состава подземных вод смежных водоносных комплексов.

Глава 4. Влияние Тростенской впадины на гидрогеологические условия²

4.1. Новейшая структура Тростенской впадины

Результаты выполненного линеаментного структурно-тектонического анализа показывают, что Тростенская впадина протягивается в субмеридиональном направлении от истоков рек Малиновка и Жуковка на юге до стрелки рек Озерна и Разварня на севере (Рисунок 24). Структура характеризуется относительно пониженным современным рельефом с абс. отм. 195–205 м. Длина ее составляет 32 км при ширине 0,5–5,0 км. Дно впадины заболочено и имеет слабый наклон с юго-востока (абс. отм. 205 м) на северо-запад (абс. отм. 195 м).

Результаты выполненного анализа показывают, что Тростенская впадина ограничена линеаментами на всем своем протяжении, а также сегментирована линеаментами северо-восточной ориентировки. Учитывая, что линеаменты могут проявлять разрывные нарушения в осадочном чехле, было выдвинуто предположение, что выявленная структура имеет тектоническое происхождение. Морфологически Тростенская впадина разделена на два сегмента гипсометрически выраженной перемычкой в районе с. Онуфриево, в пределах которых расположены озера Тростенское и Глубокое. Перемычка делит впадину на приблизительно равные южный и северный сегменты. Первый в южном ограничении подворачивается на восток в сторону долины р. Москва, а второй — заворачивается на запад, замыкаясь в долину р. Озерна. В плане структура имеет Z-образную конфигурацию. Слоны впадины асимметричны: в северном сегменте восточный склон выше западного не менее чем на 30 м, а в южном — западный склон выше восточного в среднем на 30 м. В целом склоны впадины возвышаются над ее днищем на 20–70 м (Рисунок 24).

Сочетание таких признаков, как ограничение впадины дугообразными разрывными нарушениями, Z-образная форма, кулисообразное внутреннее строение и асимметрия бортов, указывает на то, что Тростенская впадина может быть отнесена к структурам присдвигового раздвига. По данным анализа структурной карты, построенной по подошве ростиславльской

²При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Глухова С.А., Пинигин О.В., Растворгусев А.В. Роль присдвиговых структур растяжения в субвертикальной фильтрации водонапорной системы Московского артезианского бассейна // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. — 2023. — № 1. — С. 97–109.

Глухова С.А., Харитонова Н.А., Ермаков А.В. Связь химического и изотопного состава природных вод с новейшей тектонической структурой в районе оз. Глубокое (Московская область) // Известия Томского политехнического университета. Инженеринг георесурсов. — 2024. — Т. 335. — № 12. — С. 173–183.

толщи [130], в каменноугольных отложениях намечен правосторонний сбросо-сдвиг, ориентированный в северо-восточном направлении (Рисунок 24).

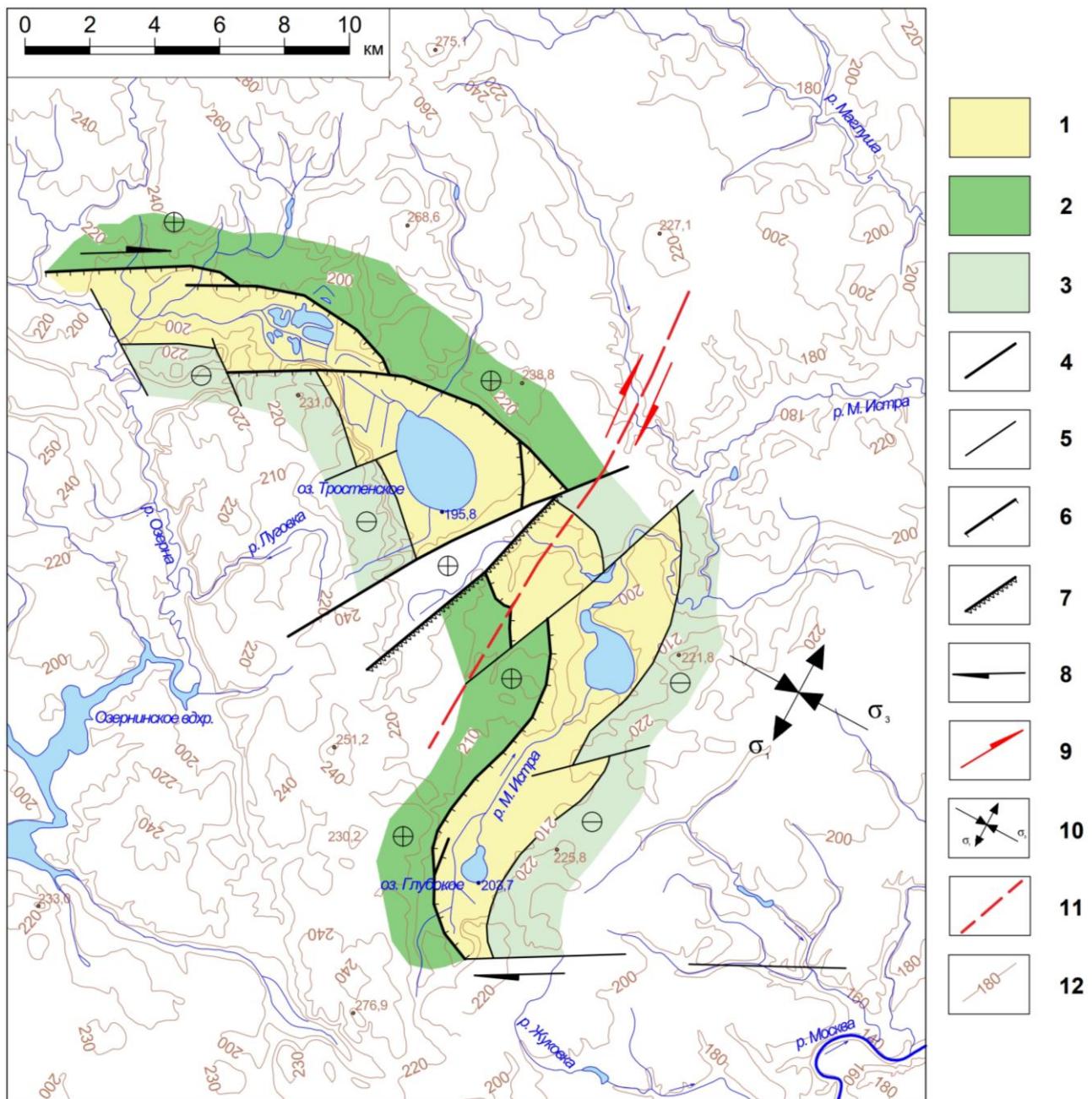


Рисунок 24. Новейшая структура Тростенской впадины с элементами геодинамики:
 1 — Тростенская впадина; 2 — поднятый борт впадины; 3 — опущенный борт впадины;
 4 — главный бортовой разрыв; 5 — прочие разрывы; 6—7 кинематика разрывов: 6 — сброс;
 7 — взброс; 8 — направление поверхностного сдвига; 9 — направление предполагаемого
 сдвига в каменноугольных отложениях; 10 — направление кинематических осей
 (в горизонтальной плоскости): σ_1 — максимального растяжения; σ_3 — максимального сжатия;
 11 — предполагаемый тектонический разрыв в каменноугольных отложениях (показан по
 положению подошвы ростиславльской толщи); 12 — абс. отм. поверхности рельефа, м

Приуроченность впадины к доюрской палеодолине и выделенная в кристаллическом фундаменте меридиональная зона разломов также указывают на возможное формирование структуры в тектонически ослабленной зоне.

Результаты математического и физического моделирования деформирования тектонических структур в слое над движущимися блоками фундамента свидетельствуют о возникновении двух групп разрушений: одной — у выхода разлома фундамента под подошву слоя, другой — приблизительно над ним у поверхности (Рисунок 25). В начальный момент возникновения структуры в деформируемом слое над движущимися блоками фундамента в области над разломом у поверхности модели возникает второй, незначительный максимум напряжений, который инициирует развитие сколовых трещин от поверхности модели по направлению к зоне повышенной концентрации напряжений в основании слоя. В дальнейшем эти две системы разрывов, прорастающие одна — снизу, а другая — сверху навстречу друг другу, объединяются, формируя так называемую область разрушения [60, 61].

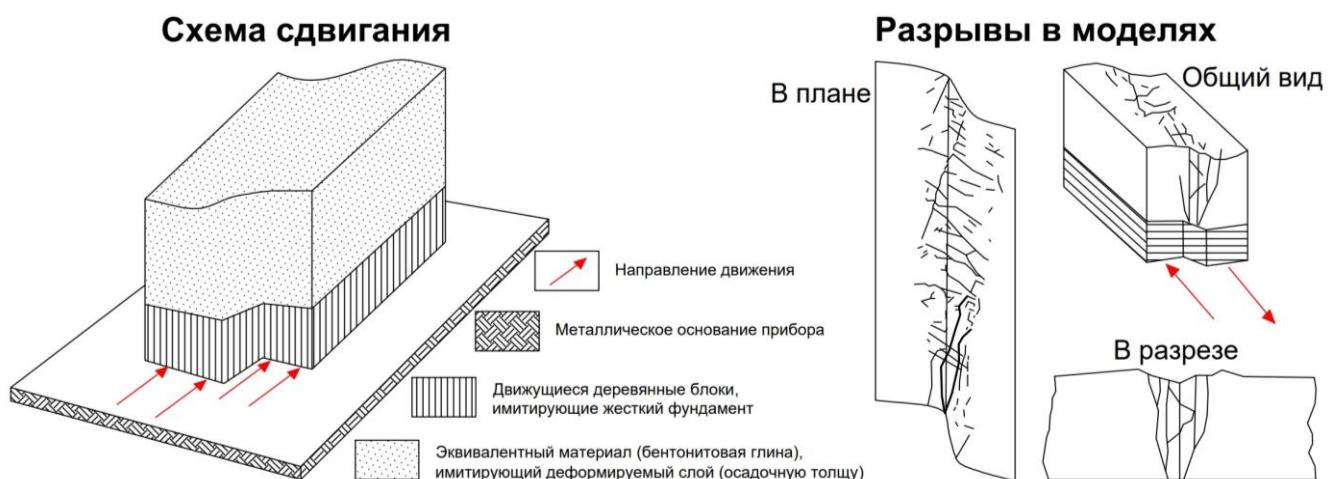


Рисунок 25. Результаты физического моделирования продольного сдвига (оцифровано автором по данным [60])

Проводя аналогию с моделью деформирования тектонических структур в слое над движущимися блоками фундамента для участка Тростенской впадины в качестве фундамента рассматриваются известняки подольско-мячковского комплекса, а деформируемого слоя — терригенная толща мезокайнозоя. Формирование области разрушения над сдвигом в известняках могло привести к развитию трещин в юрских глинах и как следствие, к образованию структурно-тектонического гидрогеологического окна (Рисунок 26).

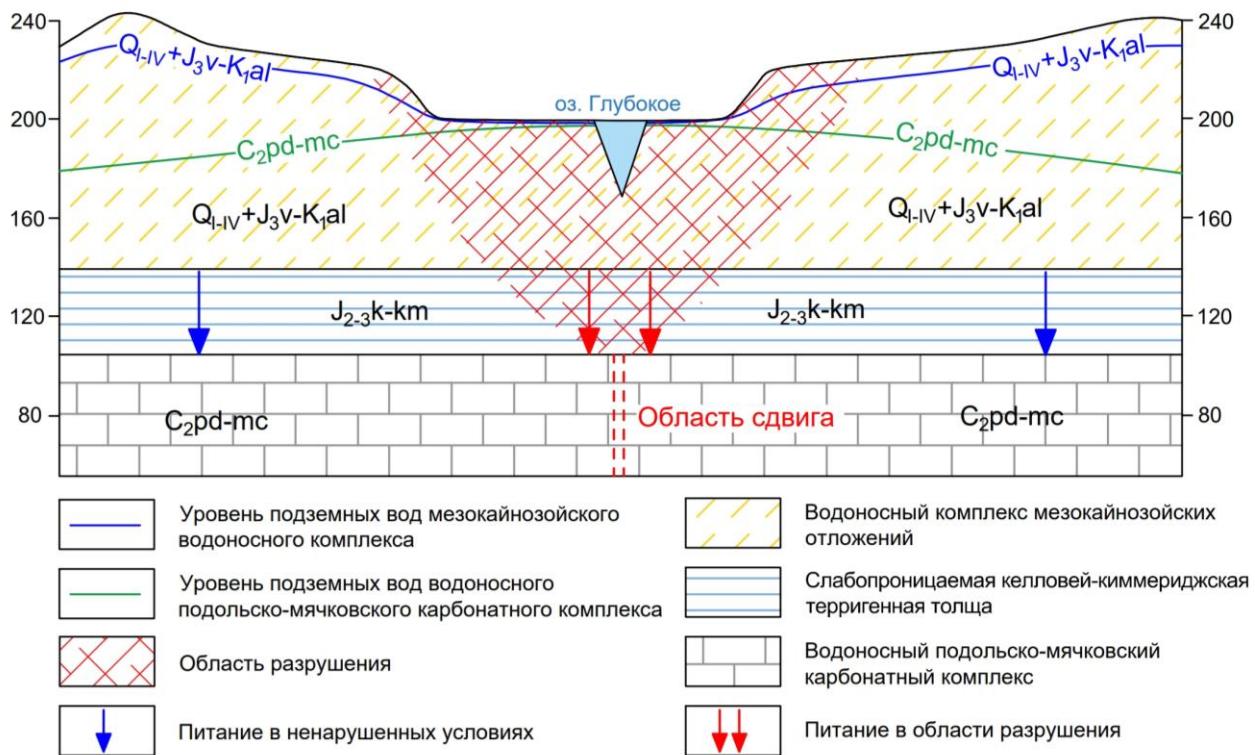


Рисунок 26. Схема формирования куполообразной уровенной поверхности подольско-мячковского водоносного комплекса в области развития Тростенской впадины

В южном сегменте впадины находится оз. Глубокое, являющееся самым глубоким среди озер на Смоленско-Московской возвышенности. Озеро состоит из двух котловин — основной центральной воронкообразной глубиной 32 м и малой котловины глубиной 4 м. Известны сведения о ледниковом и карстовом происхождении озера [9]. Особо интересным представляется вывод о происхождении озера, полученный на основании комплексного анализа, включающего проведение батиметрии, изучение колонок донных отложений и берегов озера [69], а также результаты палинологического и хирономидного анализов [62]. По данным исследования формирование озерной котловины произошло в гляциодепрессии во время московского оледенения, которая наполнилась водой в период последней стадии оледенения, и оз. Глубокое представляло собой более крупный водоем. В голоцене формирование озера осложнялось карстовыми процессами, иногда практически до полного спуска малой котловины и обмеления основной [69].

Активизация карстового процесса в голоцене может являться одним из признаков современной тектонической активности южного сегмента Тростенской впадины. В районе озера мощность мезокайнозойских отложений составляет около 60 м, а максимальная глубина озера — 32 м. Следовательно, котловина оз. Глубокое образовалась не в карстующихся известняках, а в перекрывающих мезокайнозойских отложениях в результате механического вымывания («просасывания») рыхлого материала в растворенные карстовыми процессами

трещины и может являться воронкой просасывания [37]. Аналогом оз. Глубокое является карстовое оз. Белое, расположенное на участке Клепиковского прогиба, второго объекта настоящего исследования.

4.2. Моделирование особенностей формирования гидрогеологических условий на участке Тростенской впадины

Для участка Тростенской впадины выполнена разработка имитационной разведочной гидрогеологической модели с целью проверки гипотезы, на основании которой ранее выявленный купол питания подольско-мячковского водоносного комплекса обусловлен поступлением подземных вод из мезокайнозойского водоносного комплекса через ослабленную зону в келловей-кимериджской слабопроницаемой толще, сформированную за счет тектонического фактора.

Разработка модели проводилась в следующей последовательности:

1. Сбор, анализ и систематизация данных.
2. Проведение схематизации и определение границ расчетной области.
3. Создание картографической и текстовой базы данных. Картографическая база данных, созданная в программном комплексе MapInfo, включала построение карты рельефа, определения местоположения основных водотоков и водоемов, населенных пунктов, водозаборов области моделирования. Текстовая база данных, созданная в программном комплексе MS Excel, включала сведения по скважинам района работ: номера скважин, положение устья, абс. отм. кровли и подошвы слоев, а также уровня подземных вод.
4. Построение геометрической модели кровель-подошв слоев. Перенос (интерполяция) точечных данных из текстовой базы данных в ячейки модельной сетки.
5. Задание внутренних границ — инфильтрационного питания, речной сети.
6. Задание фильтрационных параметров.
7. Верификации модели. Проведение вариантовых расчетов и выбор параметров таким образом, чтобы модельные напоры подольско-мячковского водоносного комплекса, соответствовали фактическим данным.

На основе анализа гидрогеологических условий района исследования в модели выделено три расчетных слоя (Рисунок 27). Первый расчетный слой соответствует водоносному комплексу четвертичных отложений (Q_{I-IV}) и водоносному волжско-альбскому терригенному комплексу (J_3v-K_{1al}) ввиду отсутствия между ними выдержанной слабопроницаемой толщи, близкого литологического состава и единой уровенной поверхности. Второй расчетный слой соответствует келловей-кимериджской слабопроницаемой толще (J_3k-km). Третий расчетный

слой соответствует подольско-мячковскому водоносному комплексу ($C_2pd\text{-}mc$) и слабоводоносному бат-келловейскому терригенному комплексу ($J_2bt\text{-}k$). Слабоводоносный бат-келловейский терригенный комплекс, как правило, образует единую уровенную поверхность с подольско-мячковским водоносным комплексом и не имеет выдержанной слабопроницаемой толщи.

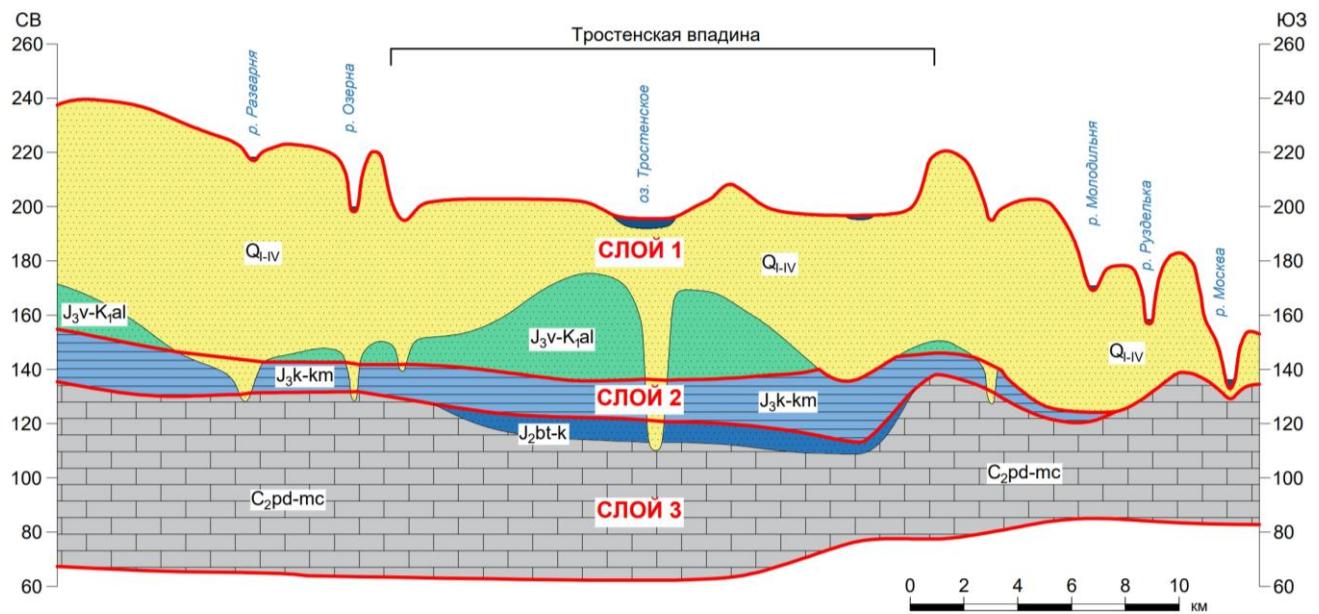


Рисунок 27. Дискретизация расчетной области в разрезе

Для обоснования внешних гидродинамических границ расчетной области, в частности участков севернее и западнее Тростенской впадины, было выполнено дополнительное построение карты гидроизопльез подольско-мячковского водоносного комплекса. В основу данных легли сведения по статическим уровням подземных вод, замеренные в гидрогеологических скважинах при проведении геолого-съемочных работ, где впервые был выделен купол питания [130]. Ввиду ограниченности по площади участка съемочных работ, в дополнении использованы сведения по статическим уровням по состоянию на 2002 год, полученные по материалам модели Московского региона [120]. Возможность использования разновременных замеров уровня подтверждается анализом опыта эксплуатации действующих водозаборов и режимных наблюдений, выполненных на территории исследования. Участок Тростенской впадины расположен вне границы региональной депрессии подземных вод Московского региона, которая проходит восточнее изучаемой структуры, а крупные водозаборы городов Руза, Истра и Звенигород приурочены к периферийной части района исследования (Рисунок 28).

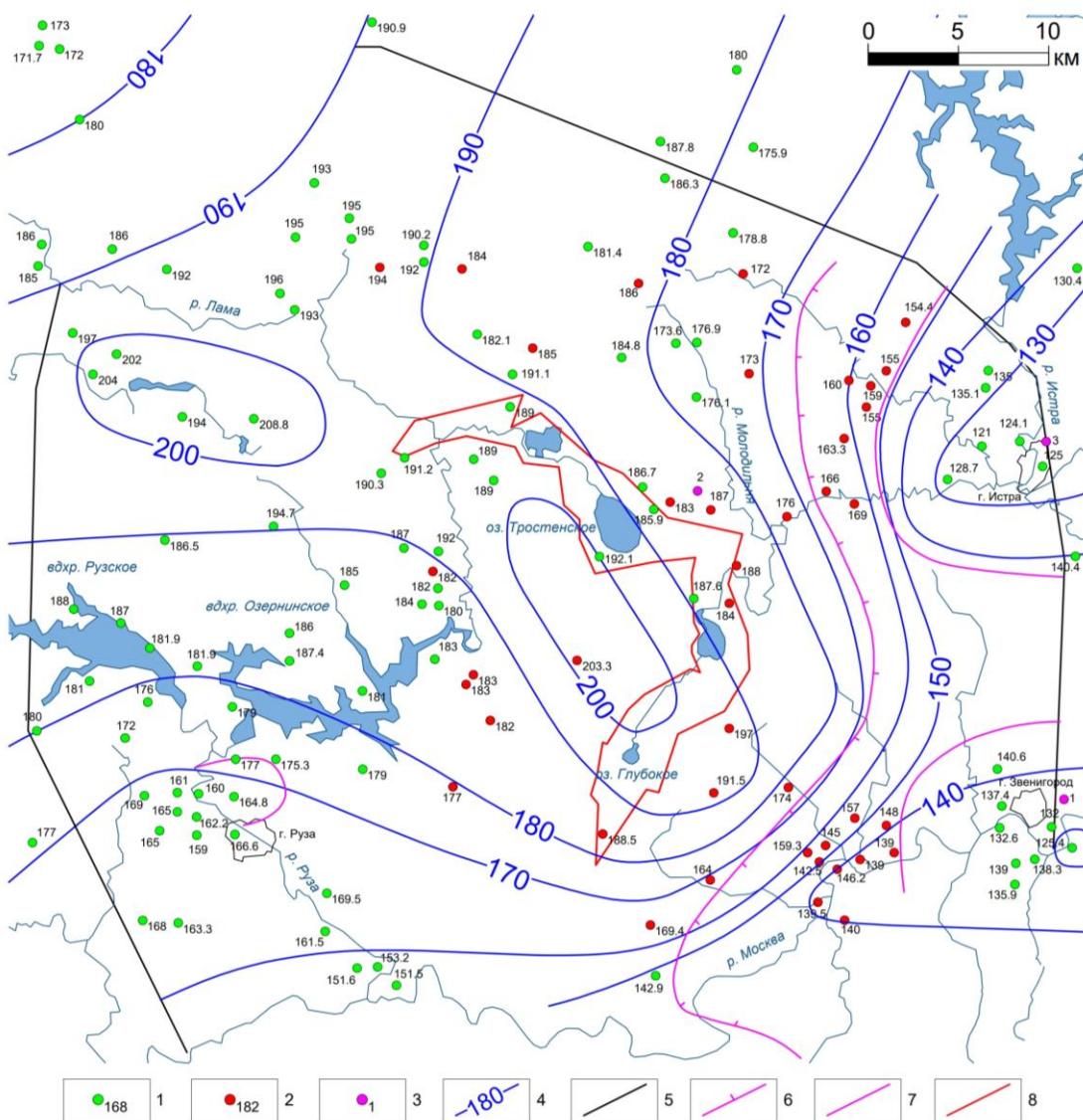


Рисунок 28. Карта гидроизопьез подольско-мячковского водоносного комплекса в области развития Тростенской впадины. Абс. отм. уровня подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса: 1 — на 2002 год, 2 — на 1984-1987 гг., 3 — водозаборные и режимные скважины (1 — ФГУП «Пансионат Звенигородский», 2 — ЗАО «Мансуровское карьераоуправление», 3 — 101349), 4 — гидроизопьезы подольско-мячковского водоносного комплекса, 5 — граничное условие II рода, 6 — граница воронки депрессии Московского региона, 7 — схематичные области влияния отдельных водозаборов, 8 — Тростенская впадина (составлено автором по данным [114, 115, 120, 127, 130])

По результатам анализа эксплуатации водозаборов г. Руза с 1954 по 2011 гг. уровни подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса снизились на 5–10 м в соответствии с возросшим водоотбором до 5–6 тыс. м³/сут. При этом развитие депрессии ограничено контуром питания — р. Рузой [107]. Таким образом, можно сделать вывод, что влияние водоотбора г. Руза носит локальный характер и не оказывает влияние на участок Тростенской впадины, расположенный восточнее на расстоянии 18 км (Рисунок 28).

Анализ уровенного режима по скважине государственной сети №101349 (Рисунок 28), расположенной в г. Истре, показывает снижение уровня на 16 м с 1965 по 2009 гг., причем

отчетливо прослеживается уменьшение темпа снижения уровней с начала 80-х годов. Водоотбор по г. Истра для данного периода изменялся 15,5 до 23,4 тыс. м³/сут, составляя в среднем около 18 тыс. м³/сут. Начиная с 1989 г. и по настоящее время происходит стабилизация уровня в подольско-мячковском горизонте [114]. Вероятно, граница воронки депрессии, сформированной за счет водоотбора в г. Истра, не превышает границы депрессии Московского региона, а возможно совпадает с ней (Рисунок 28). Соответственно, водоотбор г. Истра не оказывает влияния на характер уровенной поверхности в районе Тростенской впадины, расположенной западнее в 20 км.

По данным наблюдений за уровнем подземных вод на водозаборе ФГУП Пансионат с лечением «Звенигородский» УД РАН, расположенным в г. Звенигороде (Рисунок 28), за период с 1971 по 1998 гг. произошло снижение уровня на 3 м, затем по 2002 г. отмечено незначительное повышение уровня на 0,8 м и по 2010 г. уровень характеризуется стабильным положением [115]. Таким образом, снижение уровня подземных вод от работы водозабора г. Звенигорода носит локальный характер и не превышает границы депрессии Московского региона, соответственно не оказывает влияния на район Тростенской впадины, расположенный западнее в 18,5 км.

На остальной части исследуемой территории добыча подземных вод осуществляется одиночными водозаборами, водоотбор по которым не превышает 1000 м³/сут. Непосредственно участок Тростенской впадины является заболоченным, слабозаселенным, эксплуатация подземных вод осуществляется одиночными водозаборами в близрасположенных небольших населенных пунктах (с. Онуфриево, д. Мансурово, рп. Сычево, д. Орешки, п. Колюбакино, с. Покровское и др.). По результатам замеров уровня подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса в эксплуатационных скважинах одиночного водозабора Мансуровского карьера (Рисунок 28) в 1978-79 гг., в 2006 г. и в 2008 г. абс. отм. уровня составила 186–187 м, что указывает на отсутствие существенных изменений уровня [130]. Таким образом, в пределах изучаемой структуры режим подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса можно отнести к стационарному.

Построение карты гидроизопльез выполнено методом линейной интерполяции с шагом 10 м. При построении производилась единичная отбраковка точек, расположенных вблизи одиночных водозаборов, несоответствие уровней которых, вероятно, обусловлено нарушением методики проведения замеров. Всего для построения карты был использован 181 замер уровня подземных вод. Анализ полученной карты гидроизопльез подольско-мячковского водоносного комплекса в области развития Тростенской впадины (Рисунок 28), показывает, что абс. отм. уровня подземных вод в пределах исследуемой территории изменяются от 121 до 208,8 м. Максимальные абс. отм. 190–208,8 м приурочены к центральной и северо-западной части

района исследования. Минимальные абс. отм. 121–140 м приурочены к югу, где р. Москва частично дренирует изучаемый водоносный комплекс, а также к востоку — к району расположения водозабора г. Истра. В центральной части района исследования можно отметить наличие куполообразной пьезометрической поверхности с максимальной абс. отм. 200 м и средней 190–195 м. При этом центральная часть купола пространственно тяготеет к Тростенской впадине.

Полученный характер уровенной поверхности и закономерности направления движения подземных вод соответствуют рассмотренной в Главе 2 схеме гидроизопьез [127], что свидетельствует о представительности полученных результатов. Анализ сопоставления полученной карты гидроизопьез с поверхностью рельефа (Рисунок 29) также показывает, что северо-западнее Тростенской впадины выделяется куполообразная поверхность с абс. отм. 200 м, приуроченная к водораздельному пространству рек Руза и Озерна (абс. отм. поверхности рельефа водораздела 270–285 м). Западная часть купола, приуроченного к Тростенской впадине, пространственно тяготеет к локальному водоразделу рек Руза и Малая Истра с абс. отм. поверхности рельефа 230 (максимально 250 м), а восточная часть купола — к пониженному в рельефе заболоченному участку Тростенской впадины с абс. отм. рельефа 195–205 м. Соответственно формирование восточной части купола не может быть обусловлено наличием области питания, приуроченной к водораздельному пространству.

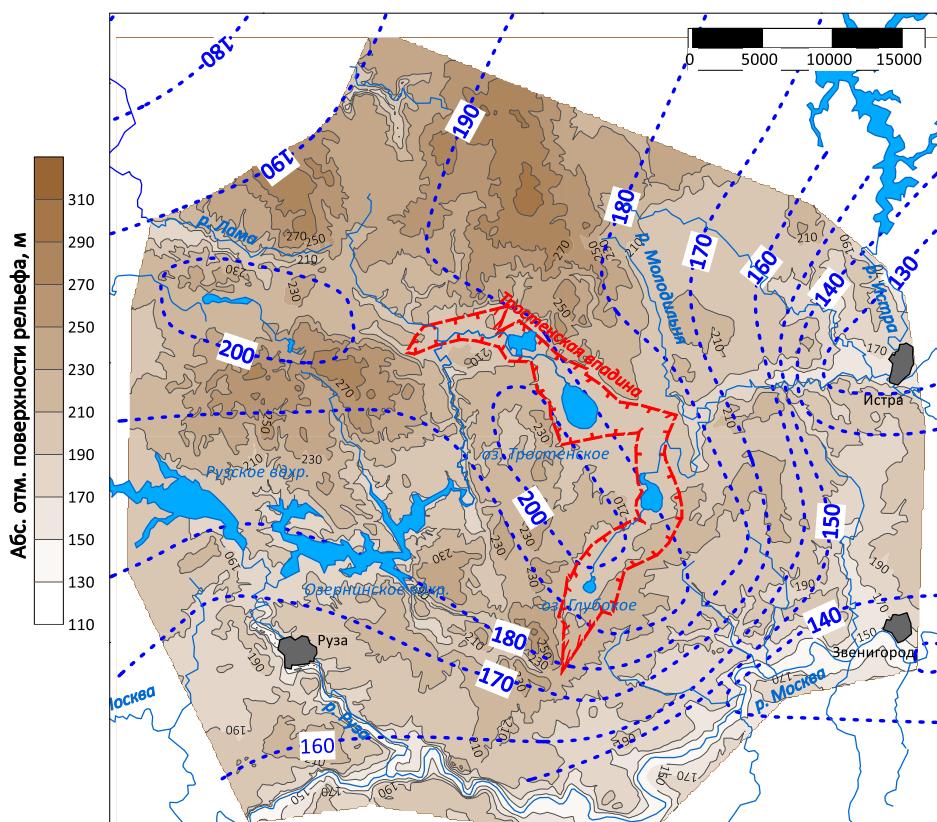


Рисунок 29. Сопоставление схемы гидроизопьез подольско-мячковского водоносного комплекса с поверхностью рельефа

На основании анализа карты гидроизопьез определены внешние гидродинамические границы модели (Рисунок 28):

- на северо-западе реализовано граничное условие I рода по гидроизопьезе подольско-мячковского водоносного комплекса с абс. отм. 190 м;
- на юге граничным условием III рода является р. Москва, дренирующая подольско-мячковский водоносный комплекс;
- западные и восточные границы проведены по линиям тока и представлены граничным условием II рода.

Размер области моделирования, определенный принятыми гидродинамическими границами потока подземных вод, в плане составил 3900 км² (65x60 км по осям х и у, соответственно). Размер одного блока принят равным 500x500 м.

Для первого модельного слоя границы модели проведены в соответствии с водоразделами рек, дренирующих четвертичный водоносный комплекс.

Поверхности кровель и подошв модельных слоев построены методом интерполяции на основании разрезов 96 гидрогеологических и геологических скважин, сведения по которым получены на основании фондовых материалов.

Поверхностные водоемы и водотоки реализованы на модели через граничное условие III рода. Значения коэффициента фильтрации и мощности донных отложений приняты на основании данных фондовых и архивных материалов. Уровни поверхностных вод в реках и водоемах получены по данным топографических карт района исследования (Рисунок 30).

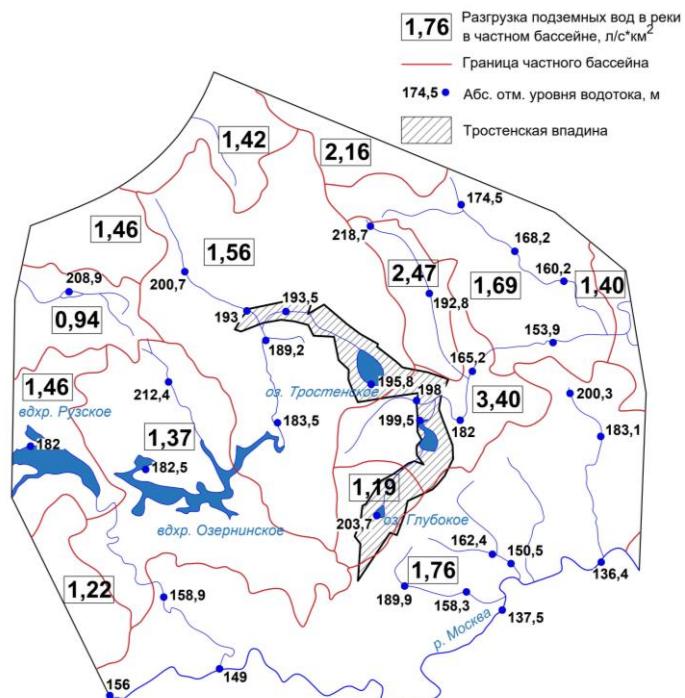


Рисунок 30. Карта разгрузки подземных вод в реки по частным бассейнам (составлена автором по данным [120])

Фильтрационные свойства первого модельного слоя характеризуются высокой степенью неоднородности, литологический состав зависит от генетического типа четвертичных отложений. На большей части района залегают моренные отложения, представленные суглинками, песчаными глинами, супесями, иногда песками. В долинах рек встречаются аллювиальные пески, характеризующиеся относительно высокими фильтрационными свойствами. Локально распространены болотные и флювиогляциальные отложения московской и московско-днепровской морен. Болотные отложения представлены торфом и суглинками, флювиогляциальные — песками с прослойями суглинков и гравийно-галечниковых отложений. Четвертичный водоносный комплекс в районе исследования в целях водоснабжения используется редко, в основном частными пользователями. Фильтрационная неоднородность на модели реализована в соответствии с площадью распространения водоносных горизонтов по данным Гидрогеологической карты четвертичных отложений масштаба 1:200 000 [126], значения коэффициентов фильтрации приняты по данным обобщения фондовых материалов (Рисунок 31а).

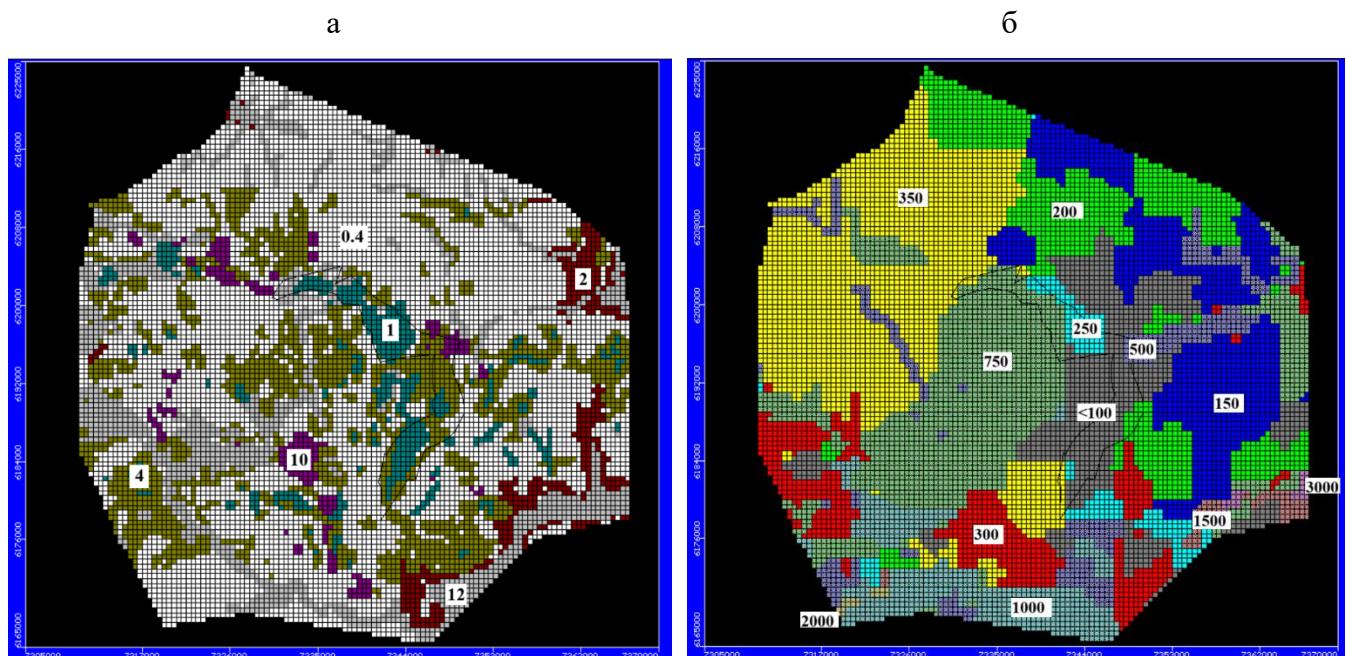


Рисунок 31. Карта коэффициента фильтрации первого модельного слоя, м/сут (а) и водопроводимости третьего модельного слоя, м²/сут (б)

Для второго модельного слоя коэффициент фильтрации юрских глин принят равным $3,0 \cdot 10^{-5}$ м/сут в соответствии с результатами моделирования кустовых откачек и опыту эксплуатации действующих водозаборов на Истринском месторождении [112]. Участкам размыва юрских глин присвоен коэффициент фильтрации, как в соответствующих ячейках в первом модельном слое. По результатам реализации фильтрационной неоднородности для области распространения юрских глин получены значения коэффициента перетока $10^{-6} \div 10^{-4}$ сут⁻¹, на участках развития юрских глин в области гидрогеологических окон — более

10^{-3} сут $^{-1}$ (Рисунок 32а). Полученные значения соответствуют данным модели Московского региона [120] и выявленным закономерностям, рассмотренным в Главе 1.

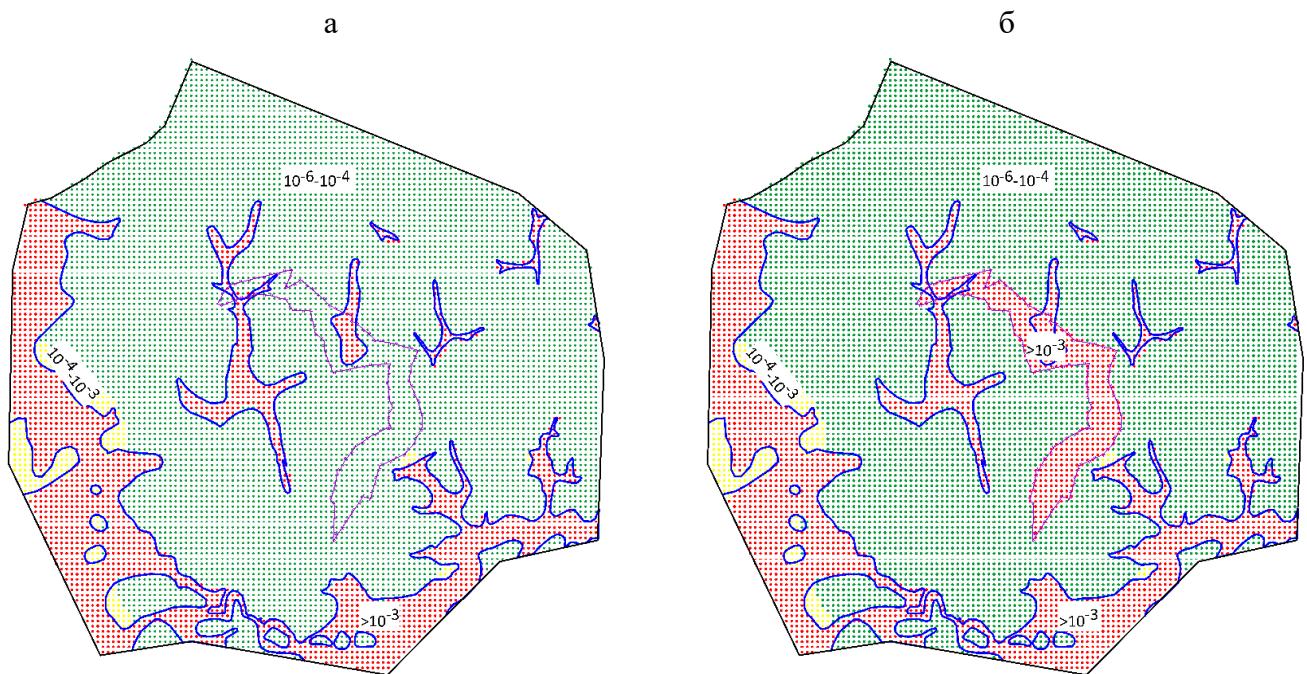


Рисунок 32. Коэффициент перетока (сут $^{-1}$) второго модельного слоя без учета области повышенной проницаемости (а) и с учетом области повышенной проницаемости (б) юрских глин в районе развития Тростенской впадины

Области фильтрационной неоднородности третьего модельного слоя определялись по анализу карты водопроводимости подольско-мячковского водоносного комплекса, полученной для региональной модели Московского региона [120] (Рисунок 31б). Для области модели значения водопроводимости изменяются в широком диапазоне от 100 до 3000 м 2 /сут. Приуроченности области максимальных значений водопроводимости к участку Тростенской впадины не выявлено, что, вероятно, обусловлено детальностью выполненных работ.

В соответствии с картой разгрузки подземных вод в реки по частным бассейнам масштаба 1:500 000, полученной при разработке модели Московского региона [120], разгрузка подземных вод 50%-обеспеченности в районе исследования изменяется от 1,19 л/с·км 2 (верховье р. М. Истра) до 3,4 л/с·км 2 (среднее течение р. Малая Истра) (Рисунок 30). В качестве среднемноголетней величины инфильтрационного питания принято значение 1,76 л/с·км 2 , соответствующее разгрузке в р. Москва, дренирующей в районе исследования как четвертичный, так и подольско-мячковский водоносный комплекс. Остальные же реки района исследования дренируют только четвертичный водоносный комплекс. Данной величине разгрузки подземных вод соответствует величина инфильтрационного питания 55,5 мм/год.

В реальных условиях величина инфильтрации зависит от ряда условий, таких как форма рельефа, тип растительности, экспозиция склона, тип почв, глубина залегания уровня

грунтовых вод и т.д. Для модели выполнен расчет перераспределения средней величины инфильтрации в зависимости от типа растительности, характера крутизны и экспозиции склона и характера типа почв зоны аэрации на основе результатов исследования, полученных Гриневским С.О. [21] в следующей последовательности:

Сначала построены матрицы для области моделирования размерами 130x120 (в соответствии с разбивкой модели) с индикаторными показателями, значения в которых принимаются в зависимости от критериев изменения величины относительной инфильтрации (Таблица 1). В пределах исследуемой территории преобладают суглинистые почвы, поэтому критерий «состав почв и пород зоны аэрации» в построении не учитывался. Крутизна склона была рассчитана в программе Surfer, полученные значения оказались менее 5°, поэтому критерий «крутизна склона» также не учитывался при расчете относительного изменения инфильтрации.

Таблица 1 — Критерии и величина изменения относительной инфильтрации

№ условия	Критерии			Величина относительного изменения инфильтрации, Δw
	растительность 1 – лес 2 – поле	экспозиция склонов 1 – южная 2 – северная	участок склона 1 – верх 2 – подножие	
1	1	1	1	0,09
2	1	2	1	0,09
3	1	1	2	2,44
4	1	2	2	3,69
5	2	1	1	0,28
6	2	2	1	-0,04
7	2	1	2	1,2
8	2	2	2	3,36

Затем для каждой ячейки сопоставлены значения в матрицах, определенные на предыдущем этапе. В зависимости от соотношения значений критериев каждой ячейке матрицы присваивается значение относительного изменения инфильтрации по данным [21] (Таблица 1).

3. Далее из формулы (4) была получена величина перераспределения инфильтрации:

$$F * w_{cp} = \sum(F_{yсл} * w_p * \Delta w) \quad (4)$$

где F — площадь моделируемой области, m^2 ;

w_{cp} — средняя величина инфильтрационного питания (55,5 мм/год);

$F_{yсл}$ — площадь, удовлетворяющая определенному условию, m^2 ;

w_p — искомая величина перераспределения инфильтрации, мм/год;

Δw — величина относительного изменения инфильтрационного питания, удовлетворяющая определенному условию.

Учитывая условие, что размер ячеек модели одинаков (500x500 м), уравнение (4) сводится к виду (5):

$$n * w_{cp} = \sum(n_{ysl} * w_p * \Delta w) \quad (5)$$

где n — суммарное количество ячеек в модели направлениям x и y , шт.;

n_{ysl} — количество ячеек, удовлетворяющих определенному условию, шт.

Решая данное уравнение относительно w_p , получим величину перераспределения инфильтрации, равную 81 мм/год.

4. Заключительным шагом является пересчет членов матриц с учетом относительного изменения инфильтрации по формуле (6) и реализация на модели модулем «Recharge» (Рисунок 33):

$$w = \Delta w * w_p \quad (6)$$

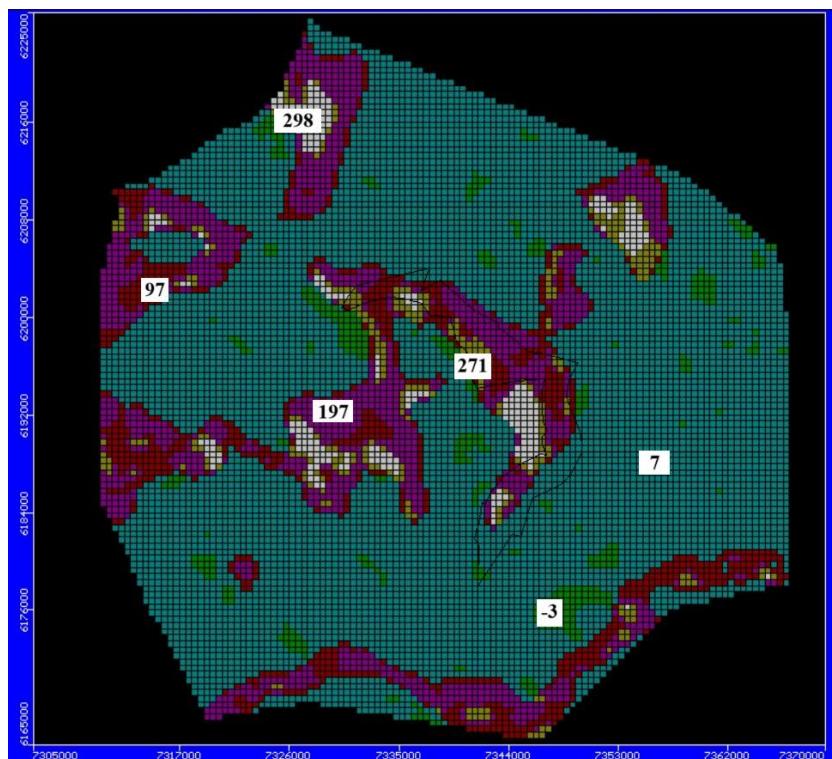


Рисунок 33. Карта модельного инфильтрационного питания (мм/год)

Результаты моделирования представлены с учетом калибрации модели по уровням подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса. В процессе калибрации подбирались значения коэффициента фильтрации модельных слоев. При этом было отмечено, что получаемые результаты наиболее чувствительны к значениям параметров для второго слоя, соответствующему келловей-кимериджской слабопроницаемой толще. Изменения исходных

данных для первого и третьего слоев показывали только худшие результаты, поэтому было принято решение оставить значения фильтрационных параметров без изменения.

По результатам моделирования получена карта напоров подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса в естественных условиях (Рисунок 34а). Абс. отм. уровня подземных вод уменьшаются от 210 м на северо-западе на водораздельном пространстве до 140 м на юго-востоке в долине р. Москва. Гидроизопьеза 190 м ограничена в центральной части Тростенской впадины на уровне оз. Тростенское. В южной части впадины происходит снижение абс. отм. уровня от 190 до 160 м. Купол питания с абс. отм. уровня 200 м на модели отсутствует. Следовательно, учет основных природных факторов на модели, и в частности, участков размыва юрских глин, не обуславливает образование купола питания в районе оз. Глубокое с абс. отм. 190–200 м.

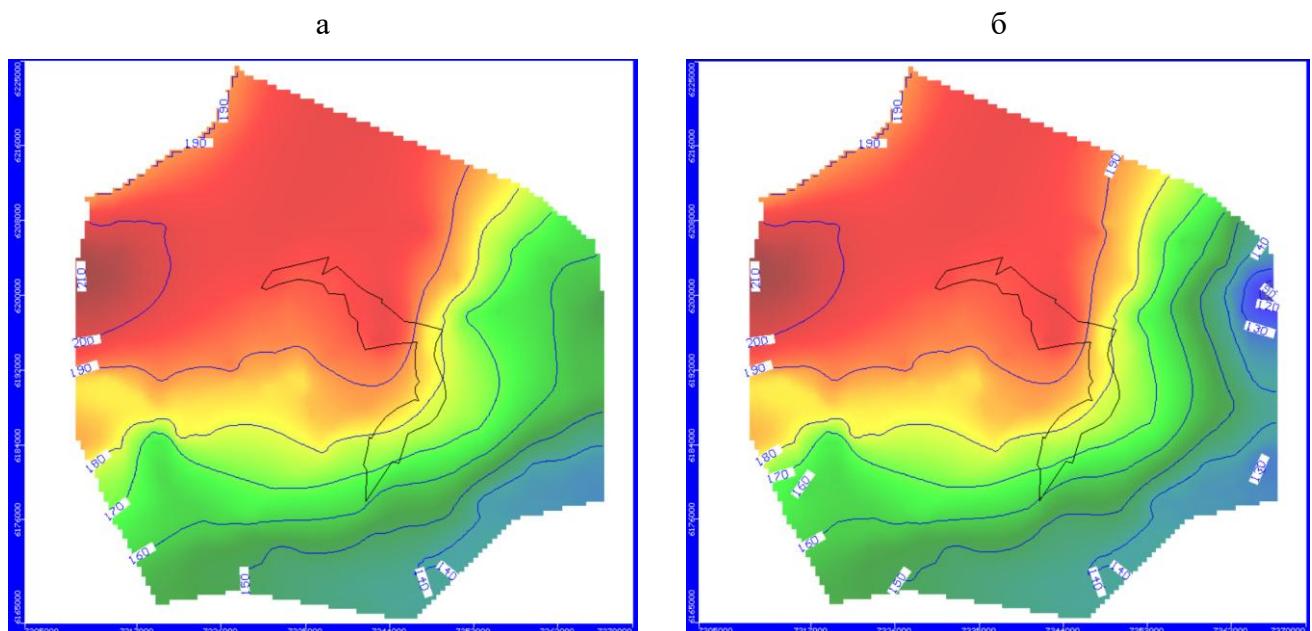


Рисунок 34. Модельная карта напоров подземных вод подольско-мячковского водоносного без учета Тростенской впадины в естественных условиях (а) и при работе водозаборов (б)

На следующем этапе на модели реализована работа крупных водозаборов подземных вод, учтенных при региональной переоценке запасов подземных вод в Московском регионе [120], суммарной производительностью 64,97 тыс. $\text{m}^3/\text{сут}$ по состоянию на 2001 год для оценки их влияния на формирования уровенной поверхности (Рисунок 35). По результатам моделирования работа водозаборов приводит к образованию воронки депрессии с минимальной абс. отм. 100 м на востоке в районе г. Истра, где сконцентрирован значительный водоотбор (Рисунок 34б). Локально произошло снижение уровня на юго-востоке в районе г. Звенигорода, где уровень снизился на 10 м, что соответствует фактическому снижению уровня. Влияние

работы водозаборов на остальную часть области моделирования не оказало существенного воздействия, пьезометрическая поверхность подобна естественным условиям. Следовательно, положение купола питания в районе оз. Глубокое не обусловлено сработкой уровней при работе крупных водозаборов. Полученная пьезометрическая поверхность подобна результатам модели Московского региона [120].

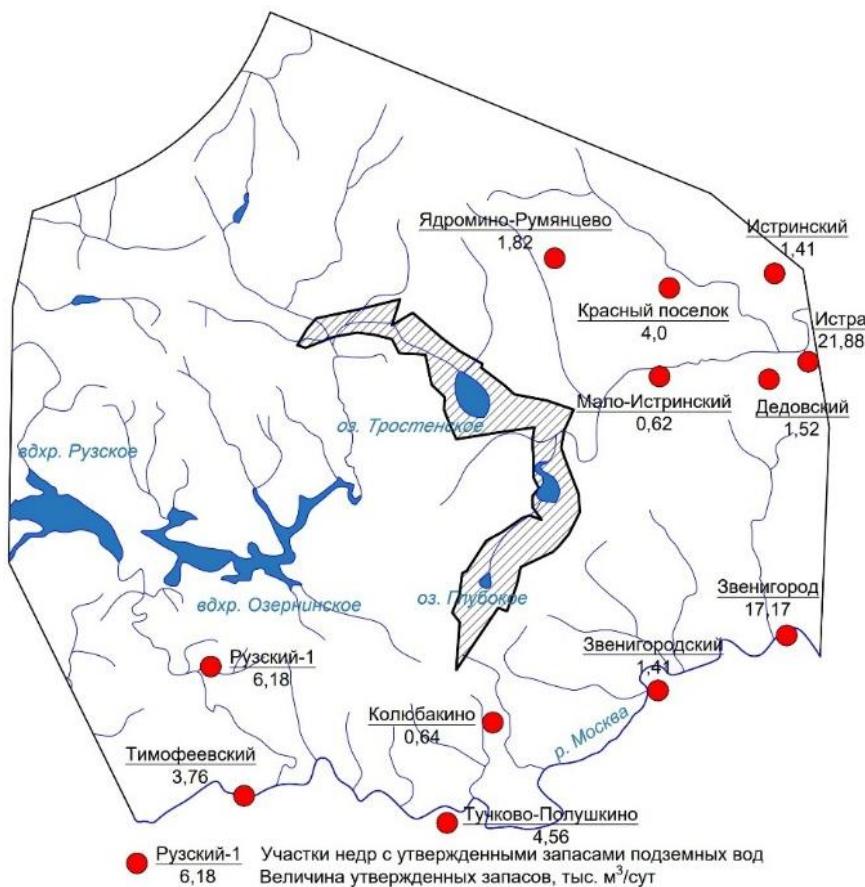


Рисунок 35. Схема расположения участков с утвержденными запасами подземных вод
(составлено автором по данным [120])

На следующем этапе в модели была реализована область повышенной проницаемости келловей-кимериджской слабопроницаемой толщи в границах Тростенской впадины. В ручном режиме постепенно увеличивался коэффициент фильтрации и анализировалось изменение характера пьезометрической поверхности. Так, при увеличении коэффициента фильтрации на три порядка ($0,03 \text{ м/сут}$) в районе оз. Глубокое была зафиксирована куполообразная поверхность с абс. отм. 200 м, соответствующая фактическим данным (Рисунок 36). Коэффициент корреляции модельных уровней с фактическими в варианте, учитывающем работу водозаборов, увеличился с 0,921 до 0,933 (Рисунок 37). Значение коэффициента перетока в пределах структуры составило более 10^{-3} сут^{-1} (Рисунок 32б), что соответствует значениям параметра в области отсутствия юрских глин.

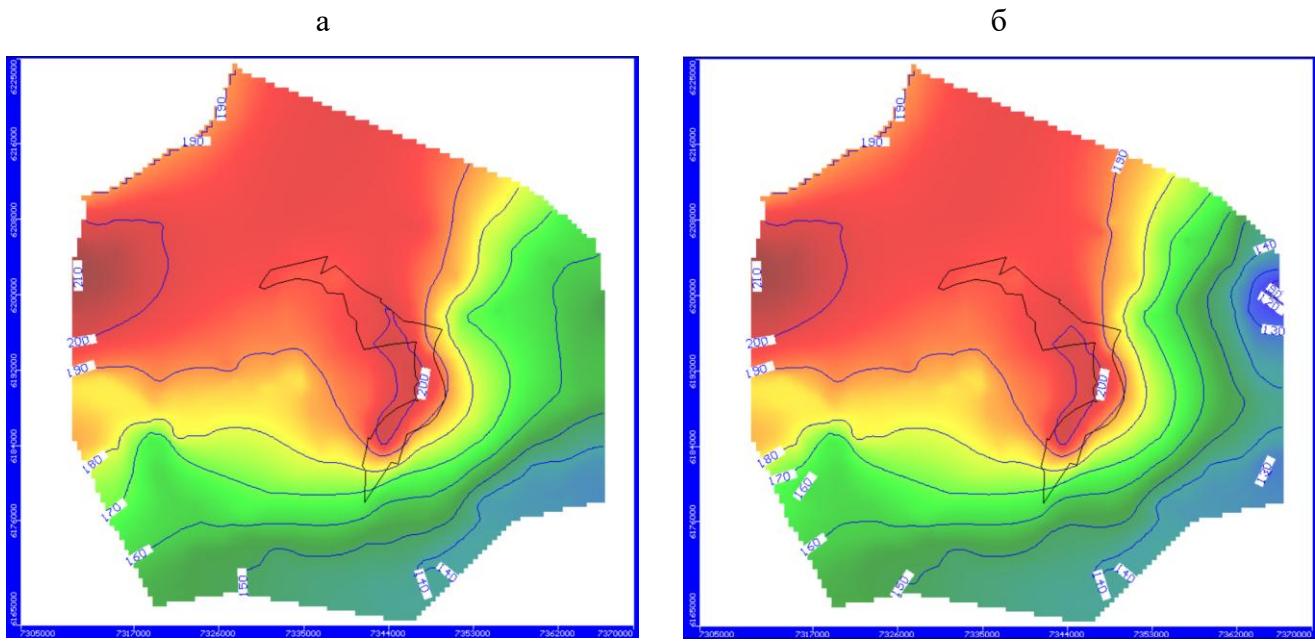


Рисунок 36. Модельная карта напоров подземных вод подольско-мячковского водоносного с учетом Тростенской впадины в естественных условиях (а) и при работе водозаборов (б)

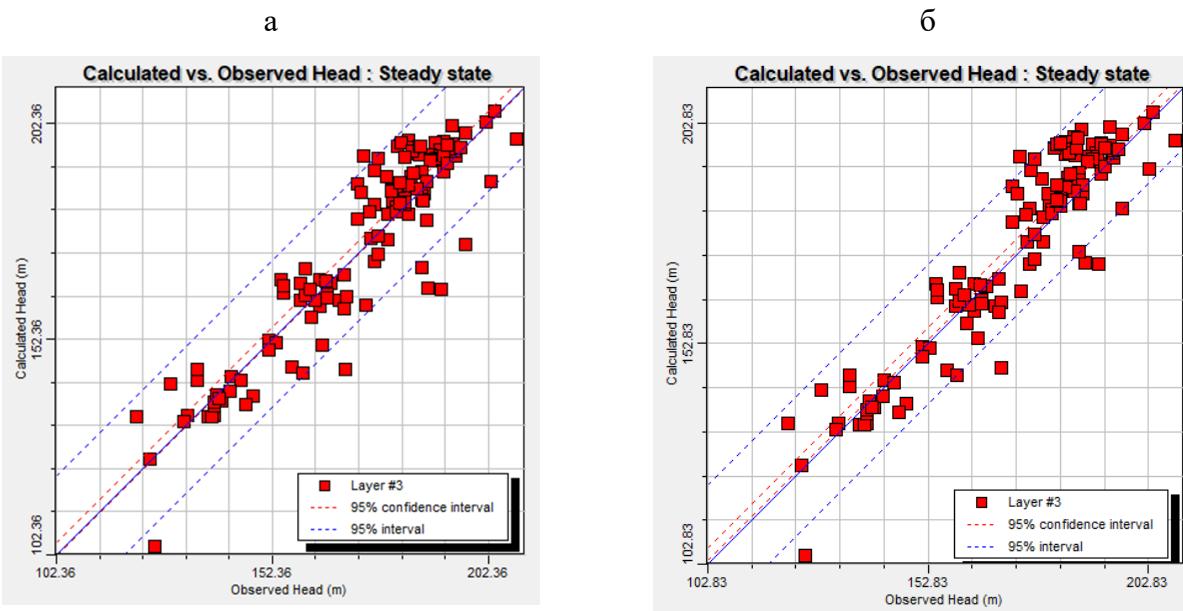


Рисунок 37. График корреляции модельных уровней с фактическими без учета области повышенной проницаемости юрских глин (а) и с ее учетом (б)

Результаты выполненного моделирования показывают, что формирование купола питания подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса в районе Тростенской впадины возможно только за счет области повышенной проницаемости юрских глин. Следовательно, Тростенская впадина является структурно-тектоническим гидрогеологическим окном, через которое происходит питание подольско-мячковского водоносного комплекса за счет перетока подземных вод из водоносного комплекса мезокайнозоя.

4.3. Особенности химического и изотопного состава природных вод

4.3.1. Макрокомпонентный состав

По результатам гидрогоеохимического опробования водозаборных скважин, а также анализа фоновых материалов, в районе исследования подземные воды подольско-мячковского водоносного комплекса (C₂pd-mc) характеризуются близким макрокомпонентным составом. Подземные воды преимущественно гидрокарбонатные магниево-кальциевые, пресные с минерализацией 441–631 мг/л (Таблица 2, Рисунок 38). Оценка качества подземных вод по макрокомпонентному составу по отношению к ПДК СанПиН 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания» [68] показывает, что в целом для участка исследования превышений не выявлено. Однократно зафиксировано превышение содержания магния в пробе ФГУП Пансионат «Звенигородский» УД РАН в концентрации 52,9 мг/л, близкое к ПДК 50 мг/л.

Пробы, отобранные в области развития Тростенской впадины характеризуются значениями минерализации 512–631 мг/л при среднем — 560 мг/л. Содержание гидрокарбонатов изменяется от 388 до 458 мг/л, при среднем — 416 мг/л. Содержание кальция составило 72,8…114,0 мг/л (при среднем — 89,2 мг/л), магния 24,3…35,8 мг/л (при среднем — 26,3 мг/л).

Таблица 2 — Химический состав подземных вод в районе Тростенской впадины, мг/л

№ пробы	Место отбора проб	M	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Формула Курлова
ПДК СанПиН 1.2.3685-21		1000	-	500	350	-	50	200	-	
1/22	п. Колюбакино	481	355	9,7	2,0	79,3	21,9	5,9	2,6	M _{0,48} ^{HCO₃96} _{Ca 65Mg30}
2/22	д. Глухово	441	330	3,6	1,0	74,6	17,7	6,5	1,9	M _{0,44} ^{HCO₃98} _{Ca 68Mg26}
4/22	д. Нововолково	465	345	9,0	1,5	73,9	21,3	8,3	3,7	M _{0,47} ^{HCO₃96} _{Ca 63Mg30}
5/22	д. Михайловское	538	404	7,5	0,9	82,8	25,2	11,5	3,9	M _{0,54} ^{HCO₃97} _{Ca 61Mg30}
6/22	с. Покровское	525	391	10,1	1,3	83,5	25,0	8,5	3,1	M _{0,53} ^{HCO₃96} _{Ca 63Mg31}
7/22	с. Никольское	550	415	2,1	1,3	88,7	24,8	7,5	3,8	M _{0,55} ^{HCO₃99} _{Ca 64Mg30}
10/22	д. Мамошино	516	388	3,3	1,7	76,8	24,3	12,7	3,8	M _{0,52} ^{HCO₃98} _{Ca 59Mg31}
11/22	ЗАО «Мансуровское карьераоуправление»	574	430	<0,1	9,1	96,5	25,2	7,7	3,3	M _{0,57} ^{HCO₃96} _{Ca 66Mg28}
12/22	д. Петрово	512	389	1,0	3,5	72,8	26,5	13,1	4,5	M _{0,51} ^{HCO₃98} _{Ca 56Mg33}
-	*ООО «Газпром»	611	451	16,0	4,3	87,2	35,8	9,9	5,4	M _{0,61} ^{HCO₃94} _{Ca 55Mg37}
-	*СНТ «Совет»	557	409	14,0	3,2	96,2	23,1	7,4	2,5	M _{0,56} ^{HCO₃95} _{Ca 68Mg27}
-	*ЗАО «Богаевский карьер»	475	350	12,0	4,0	80,0	22,0	4,1	1,7	M _{0,48} ^{HCO₃94} _{Ca 66Mg30}
-	*ООО «ОКНСМ»	450	315	25,1	5,1	74,8	21,9	6,0	1,4	M _{0,45} ^{HCO₃89} _{Ca 64Mg31}

№ пробы	Место отбора проб	M	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Формула Курлова
ПДК СанПиН 1.2.3685-21		1000	-	500	350	-	50	200	-	
-	*ООО «РотаК»	579	409	26,0	13,0	91,0	33,0	5,5	-	M _{0,58} ^{HCO₃88} _{Ca 61Mg36}
-	*г. Руза	502	336	29,6	16,7	87,2	22,5	7,8	1,8	M _{0,50} ^{HCO₃83} _{Ca 66Mg28}
-	*ООО «Белая Руза»	582	415	19,3	7,1	100,2	24,3	10,5	3,3	M _{0,58} ^{HCO₃92} _{Ca 66Mg26}
-	*ЗАО «Компания «Нутритек»	494	354	20,0	4,3	64,1	31,6	8,0	8,4	M _{0,49} ^{HCO₃92} _{Ca 50Mg41}
-	*ФГУП Пансионат «Звенигородский» УД РАН	610	427	27,2	16,5	71,1	52,9	10,0	2,9	M _{0,61} ^{HCO₃87} _{Mg52Ca 42}
-	*КП «Приозерье»	631	458	12,8	9,2	114,0	26,0	6,6	2,7	M _{0,63} ^{HCO₃93} _{Mg70Ca 26}
-	*ОАО «РЖД»	591	432	20,0	1,5	90,8	23,6	18,0	3,0	M _{0,59} ^{HCO₃94} _{Mg62Ca 26}

Примечание: «*» на основании фондовых материалов ФГБУ «Росгеолфонд»; красным цветом выделены значения, превышающие ПДК

По направлению движения подземных вод к долине р. Москва значения минерализации снижаются до 441–502 мг/л, при среднем — 469 мг/л. Также отмечаются более низкие значения содержания гидрокарбонатов 315–355 мг/л (при среднем 338 мг/л), кальция от 73,9 до 87,2 мг/л (при среднем — 78,3 мг/л) и магния 17,7...22,0 мг/л (среднее — 21,2 мг/л) (Рисунок 38).

В восточном направлении в районе г. Истра минерализация подземных вод составила 494 мг/л, содержание гидрокарбонатов — 354 мг/л и кальция — 64,1 мг/л, что также ниже значений, полученных в области развития структуры. Содержание магния на востоке в количестве 31,6 мг/л несколько выше среднего значения для центральной части впадины.

Северо-западнее структуры минерализация подземных вод составляет 557–591 мг/л, что близко к значениям в центральной части Тростенской впадины. Содержание гидрокарбонатов в количестве 409–432 мг/л, кальция 90,8...96,2 мг/л и магния 23,1...33,0 мг/л также близко со значениями, полученными в центральной части области развития Тростенской впадины.

В юго-восточном направлении в районе г. Звенигород минерализация подземных вод составила 610 мг/л. Следует отметить, что подземные воды в данной пробе характеризуются гидрокарбонатным кальциево-магниевым составом и отличаются по катионному составу от остальных проб в районе исследования, что, возможно, связано с высоким содержанием доломита в водовмещающих отложениях, на что также указывает высокое содержание магния в количестве 52,9 мг/л.

Таким образом, можно сделать вывод, что по результатам макрокомпонентного анализа подземные воды подольско-мячковского водоносного комплекса в центральной части Тростенской впадины, север-северо-западнее и восточнее нее характеризуются относительно повышенной минерализацией и более высоким содержанием гидрокарбонатов и кальция, по сравнению с подземными водами, распространенными в периферийных частях.

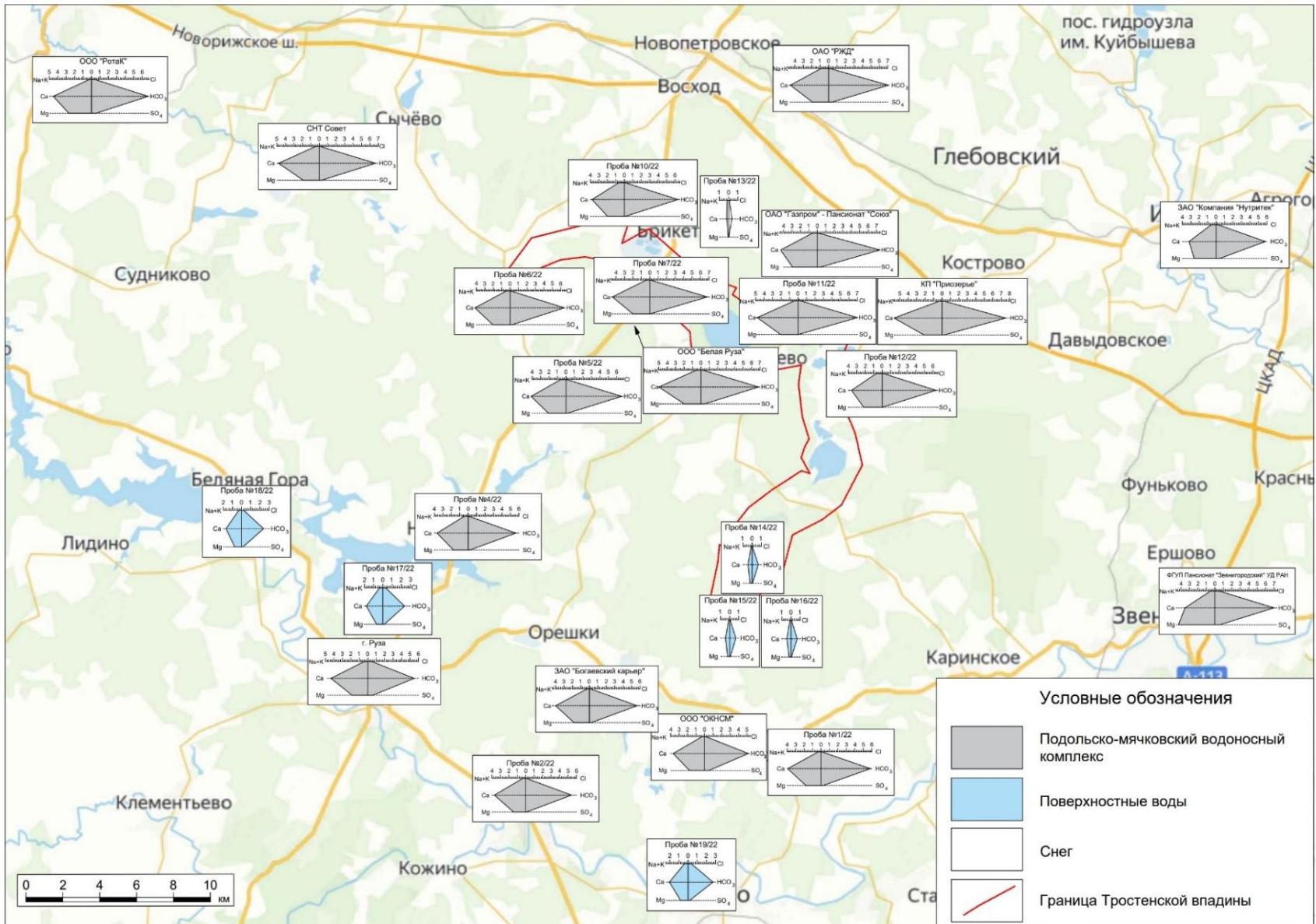


Рисунок 38. Химический состав поверхностных и подземных вод района Тростенской впадины

Анализ карты изменения сухого остатка четвертичного водоносного комплекса (Q_{I-IV}), опробованного в родниках и колодцах [127], показывает, что значения показателя изменяются от 314 до 986 мг/л (Рисунок 39). В северной части Тростенской впадины значения сухого остатка изменяются от 440 до 502 мг/л, а в центральной и южной от 590 до 710 мг/л. Учитывая сложные процессы, от которых зависит формирование макрокомпонентного состава подземных вод, и относительно близкие значения исследуемых показателей в смежных водоносных комплексах, выявить закономерности, обусловливающие наличие перетока между комплексами, не представляется возможным.

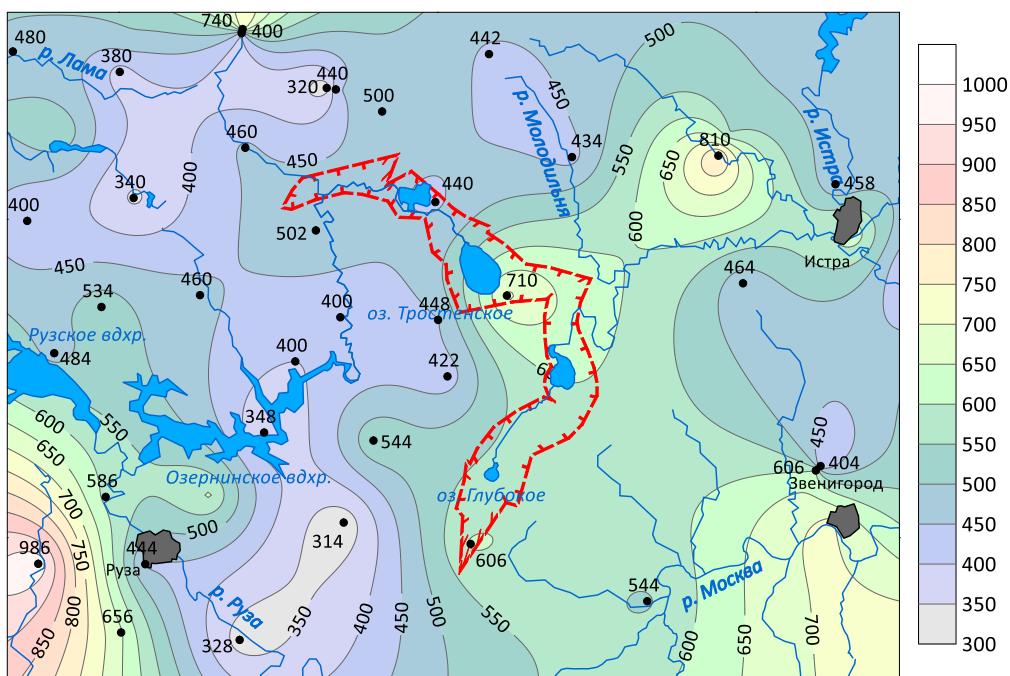


Рисунок 39. Карта изменения сухого остатка в родниках и колодцах подольско-мячковского водоносного комплекса; на шкале справа — величина сухого остатка в мг/л (составлена автором по данным [127])

Нижезалегающий каширский водоносный комплекс (C_{2ks}), отделенный от подольско-мячковского водоносного комплекса ростиславльской слабопроницаемой толщой, в ходе гидрогеохимического опробования не был изучен. Анализ материалов гидрологической съемки [14] показывает, что каширский водоносный комплекс характеризуется схожим химическим составом подземных вод с подольско-мячковским. Так, подземные воды каширского комплекса гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией 0,2–0,6 г/л. Соответственно сделать вывод о возможности перетока подземных вод в подольско-мячковский водоносный комплекс из нижезалегающего каширского комплекса по данным анализа макрокомпонентного состава не представляется возможным.

По результатам опробования поверхностных водных объектов р. Москва, Озернинского и Рузского вдхр. и оз. Глубокое воды по химическому составу гидрокарбонатные магниево-кальциевые (Таблица 3). Однако поверхностные воды р. Москва, Озернинского и Рузского

вдхр. характеризуются минерализацией 215–251 мг/л, а поверхностные воды оз. Глубокое имеют минерализацию 56–62 мг/л, что в свою очередь может свидетельствовать о том, что роль подземного питания при формировании оз. Глубокое значительно ниже, чем в других водных объектах. Результаты опробования снега показывают, что по химическому составу воды гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией 37 мг/л.

Поверхностные воды оз. Глубокое также характеризуются относительно низким отношением Na/K (1,49–1,82) по сравнение с другими поверхностными водными объектами (2,76–3,95) и подземными водами (1,84–6,0 при среднем 3,0). Содержание натрия в водах оз. Глубокое составляет 1,6–2,0 мг/л, калия 1,0–1,1 мг/л. По результатам опробования снега содержание натрия составляет 3,3 мг/л, калия — 1,4 мг/л, отношение Na/K — 2,43. По данным многолетних наблюдений химического состава осадков г. Москвы за 1982–2017 гг. [28] для теплого периода среднее содержание натрия составляет 0,22 мг/л, калия — 0,18 мг/л, при этом отношение Na/K снижается до 1,22. Таким образом, с учетом относительно низкой минерализации вод оз. Глубокое можно сделать вывод о его преобладающем питании атмосферными осадками преимущественно летнего периода.

Таблица 3 — Химический состав поверхностных вод в районе Тростенской впадины, мг/л

№ пробы	Место отбора проб	M	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Формула Курлова
13/22	Снег	38	21	0,9	2,8	4,3	0,6	3,3	1,4	M _{0,04} $\frac{HCO_378}{Ca\ 48Na32}$
14/22	оз. Глубокое	60	41	2,7	1,1	9,0	2,6	1,6	1,1	M _{0,06} $\frac{HCO_389}{Ca\ 59Mg28}$
15/22	оз. Глубокое	63	41	3,2	1,4	9,2	2,6	1,9	1,0	M _{0,06} $\frac{HCO_386}{Ca\ 59Mg28}$
16/22	оз. Глубокое	62	41	2,9	1,5	9,1	2,6	2,0	1,1	M _{0,06} $\frac{HCO_387}{Ca\ 58Mg27}$
17/22	Озернинское вдхр.	218	145	7,4	11,0	36,1	8,4	6,9	1,8	M _{0,22} $\frac{HCO_384}{Ca\ 64Mg24}$
18/22	Рузское вдхр.	216	146	6,8	8,0	34,4	9,1	5,7	2,1	M _{0,22} $\frac{HCO_387}{Ca\ 62Mg27}$
19/22	р. Москва	252	166	9,7	12,1	41,1	10,0	8,0	1,8	M _{0,25} $\frac{HCO_383}{Ca\ 63Mg25}$

4.3.2. Микрокомпонентный состав

Для оценки возможности перетока подземных вод из четвертичного водоносного комплекса в подольско-мячковский выполнен анализ спектра распределения микрокомпонентов (Рисунок 40). В целом, по уровню микрокомпонентов воды обоих горизонтов достаточно близки, однако в четвертичном водоносном комплексе по сравнению с подольско-мячковским наблюдается повышенное содержание таких компонентов как фосфор, ванадий, хром и селен. Высокие концентрации фосфора, вероятно, обусловлены разложением

удобрений, вносимых на сельскохозяйственные поля. Повышенные концентрации ванадия, хрома и селена вызваны их выщелачиванием из водовмещающих пород четвертичного комплекса, содержащего значительное количество глинистых фаз, концентрирующих данные компоненты. Также в части проб отмечаются относительно повышенные содержания свинца и урана для четвертичного водоносного комплекса по сравнению с подольско-мячковским. Непосредственно для самого подольско-мячковского комплекса можно отметить относительно повышенное содержание марганца, цинка, мышьяка, молибдена, цезия и висмута по сравнению с водами четвертичного комплекса.

Проведенная оценка качества подземных вод по микрокомпонентному составу по отношению к ПДК СанПин 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания» [68] показывает, что воды являются «чистыми», так как превышений по ПДК не выявлено (Таблица 4).

Анализ закономерностей пространственной изменчивости содержаний микрокомпонентов в подземных водах подольско-мячковского водоносного комплекса позволил выявить незначительное превышение в содержаниях следующих компонентов: Sr, Ba, Rb, Gd, Sm, а также тяжелых редкоземельных элементов (Dy-Lu) в центральной части района исследования по сравнению с периферией (Рисунок 41, Рисунок 43, Рисунок 44.).

Содержание стронция в центральной части района исследования составляет 0,57–0,75 мг/л, в то время как в северо-западной и южной части выявлено значительно более низкое содержание элемента 0,15–0,40 мг/л. (Рисунок 41). Достаточно высокое значение 1,32 мг/л зафиксировано на северо-западе в районе г. Истра. В целом для напорных вод МАБ характерно повышенное содержание стронция, средняя его концентрация составляет 0,3 мг/л, однако для отдельных мест выявлено даже превышение элемента относительно ПДК (7 мг/л) [51]. Поступление стронция в подземные воды на изучаемой территории может быть обусловлено растворением целестина (SrSO_4) или стронцианита (SrCO_3), содержащихся в водовмещающих отложениях, представленных известняками и доломитами, иногда с прослойми глин [7, 43]. Установлено, что подземные воды известково-доломитовых формаций каменноугольный отложений центральной части МАБ неравновесны с целестином и стронцианитом, что создает благоприятные условия для выноса стронция [5]. Стронций демонстрирует хорошую корреляцию с рубидием, для которого также выявлено повышенное содержание в центральной части района (2,1–3 мкг/л) и пониженное в северо-западной и южной частях (0,84–1,9 мкг/л) (Рисунок 42). Рубидий, вероятно, совместно со стронцием поступает в воду при разрушении кристаллической структуры карбонатных минералов, куда он входит в качестве изоморфной примеси, замещая другие щелочные металлы, например калий. Стоит отметить, что в водах четвертичного горизонта никакой корреляции между стронцием и рубидием не выявлено.

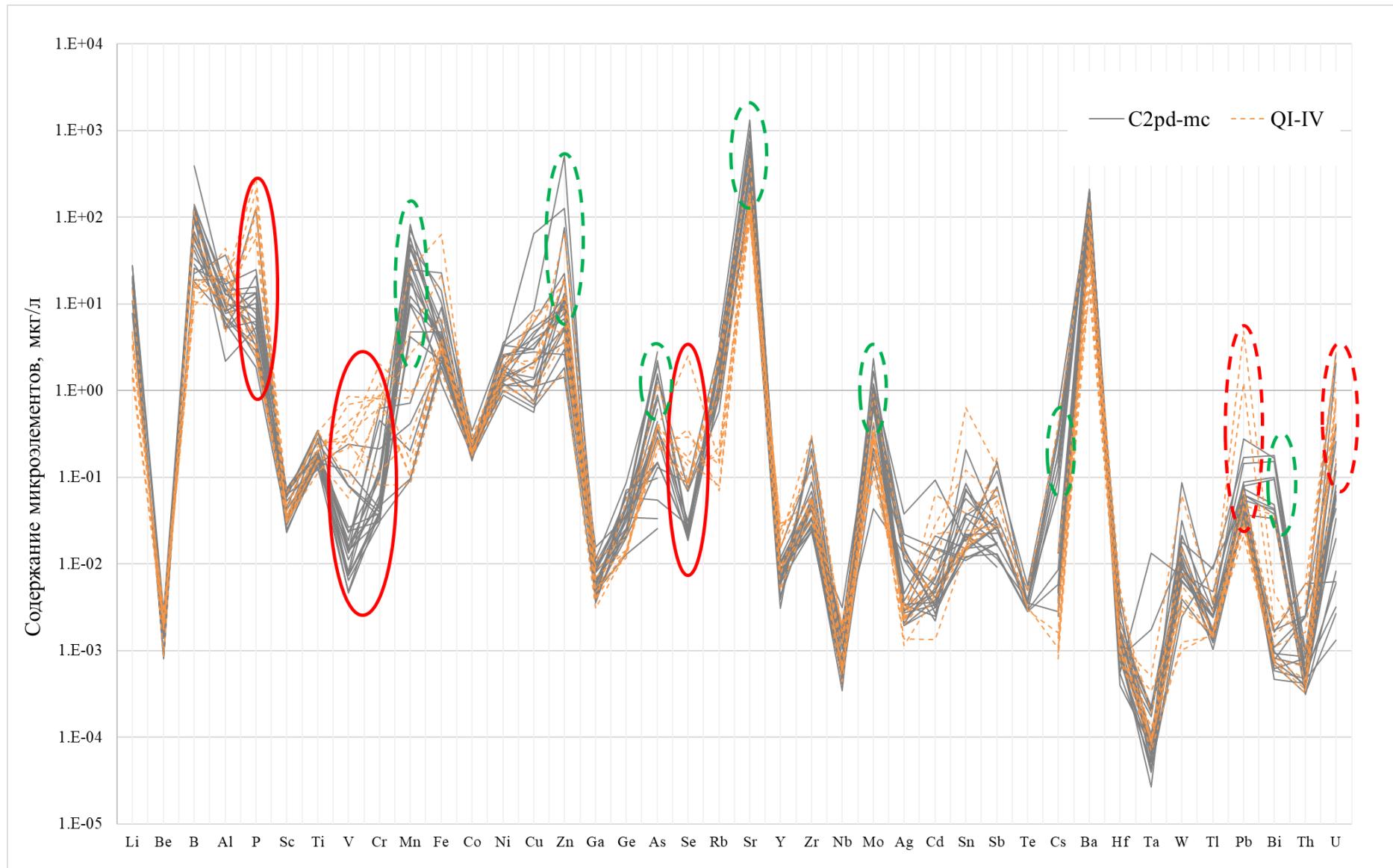


Рисунок 40. Спектр распределения химических элементов в подземных водах подольско-мячковского и четвертичного водоносных комплексов

Таблица 4. Содержание микрокомпонентов в подземных водах участка Тростенской впадины (мг/л)

Компонент/ ПДК	Li	Be	B	Al	Cr	Ni	Cu	Zn	As	Se	Sr	Mo	Ag	Cd	Ba	Pb	Sc	Rb	
	0.03	0.0002	0.5	0.2	0.05	0.02	1	5	0.01	0.01	7	0.07	0.05	0.0001	0.7	0.01	-	-	
Подольско-мячковский водоносный комплекс (С2pd-mc)																			
Участок Тростенской впадины	4/22	0.02	0.000001	0.13	0.005	0.0001	0.0013	0.002	0.004	0.00089	0.00002	0.62	0.00112	0.000014	0.000004	0.211	0.000080	0.0630	1.901
	5/22	0.017	≤ 0.000071	0.14	0.014	0.00003	0.0032	0.005	0.009	0.00015	0.00002	0.66	0.00101	0.000011	0.000006	0.172	0.000088	0.0634	2.452
	6/22	0.015	≤ 0.000071	0.1	0.002	0.00012	0.0013	0.004	0.012	0.00078	≤ 0.000018	0.57	0.00088	0.000022	0.000015	0.2	0.000075	0.0660	1.841
	7/22	0.015	≤ 0.000071	0.09	0.013	0.00003	0.0014	0.002	0.005	0.00003	≤ 0.000018	0.65	0.00022	0.000016	0.000003	0.208	0.000063	0.0689	3.050
	10/22	0.018	0.000001	0.13	0.005	0.00005	0.0018	0.003	0.008	0.00015	0.00002	0.53	0.00071	0.000011	0.000003	0.171	0.000063	0.0663	2.276
	11/22	0.011	0.000002	0.07	0.008	0.00004	0.0025	0.003	0.003	0.00005	0.00003	0.52	0.00004	0.000013	0.000003	0.181	0.000055	0.0729	2.678
	12/22	0.021	0.000001	0.12	0.005	0.00003	0.0012	0.001	0.001	0.00044	≤ 0.000018	0.75	0.00019	0.000008	0.000002	0.152	0.000038	0.0682	2.991
	1/23	0.028	0.000003	0.13	0.009	0.00004	0.002	0.001	0.005	0.00013	0.00009	0.68	0.00236	0.000003	0.000015	0.173	0.000084	0.0420	3.0
	23/23	0.015	≤ 0.0000017	0.07	0.008	0.00004	0.0012	0.001	0.003	0.0028	≤ 0.000016	0.31	0.00116	0.000003	0.000003	0.196	0.000034	0.0330	2.116
Область питания на СЗ	2/23	0.008	≤ 0.000017	0.05	0.008	0.00028	0.0011	0.001	0.005	0.00036	0.00002	0.32	0.00094	0.000002	0.000003	0.189	0.000041	0.0345	1.383
	3/23	0.001	≤ 0.000017	0.03	0.008	0.00021	0.0036	0.008	0.51	0.00034	0.00007	0.22	0.00088	0.000005	0.000021	0.051	0.000063	0.0246	0.581
	4/23	0.011	≤ 0.000017	0.06	0.007	0.00006	0.001	0.001	0.002	0.00061	≤ 0.000016	0.33	0.00078	0.000002	0.000004	0.16	0.000055	0.0362	1.523
	5/23	0.01	≤ 0.000017	0.04	0.006	0.0001	0.0017	0.001	0.019	0.00015	≤ 0.000016	0.28	0.00073	0.000002	0.000005	0.205	0.000052	0.0311	1.505
Периферия района исследования	1/22	0.008	0.000001	0.03	0.017	0.00062	0.0026	0.003	0.011	0.00125	≤ 0.000018	0.3	0.00111	0.000004	0.000016	0.099	0.000017	0.0589	1.347
	2/22	0.004	≤ 0.0000071	0.06	0.01	0.00005	0.003	0.065	0.127	0.00194	≤ 0.000018	0.4	0.0012	0.000038	0.000094	0.127	0.00028	0.0528	1.528
	6/23	0.007	≤ 0.0000017	0.02	0.007	0.00012	0.0018	0.001	0.012	0.00029	0.00002	0.15	0.00082	0.000002	0.000007	0.061	0.000030	0.0351	1.000
	7/23	0.006	≤ 0.0000017	0.02	0.02	0.00046	0.0016	0.001	0.013	0.00036	0.00003	0.15	0.00078	0.000003	0.000007	0.064	0.000049	0.0230	1.136
	13/23	0.01	≤ 0.0000017	0.03	0.015	0.00004	0.0034	0.003	0.01	0.00224	0.00003	0.22	0.00077	0.000002	0.000005	0.121	0.000039	0.0338	0.871
	20/23	0.027	0.000002	0.13	0.017	0.00004	0.0016	0.006	0.023	0.0001	≤ 0.000016	0.54	0.00043	0.000003	0.000003	0.117	0.000034	0.0331	3.016
	22/23	0.081	≤ 0.0000017	0.39	0.013	0.00006	0.0009	0.001	0.077	0.00003	≤ 0.000016	1.32	0.00014	0.000003	0.000004	0.072	0.000033	0.0278	4.170
	24/23	0.01	≤ 0.0000017	0.02	0.037	0.00004	0.0019	0.005	0.009	0.00146	0.00007	0.19	0.00064	0.000003	0.000005	0.09	0.000048	0.0447	0.836
Четвертичный водоносный комплекс (Q1-IV)																			
9/22	0.014	0.000001	0.12	0.005	0.00008	0.002	0.006	0.018	0.00038	0.00008	0.47	0.0009	0.000013	0.000004	0.146	0.000048	0.0658	2.533	
10/23	0.001	0.000002	0.01	0.018	0.00125	0.0027	0.002	0.065	0.00121	0.00009	0.1	0.00027	0.000002	0.000063	0.014	0.004837	0.0301	0.227	
11/23	0.003	0.000003	0.02	0.011	0.00089	0.0013	0.002	0.02	0.00038	0.00017	0.12	0.00033	0.000002	0.000008	0.04	0.001229	0.0361	0.847	
14/23	0.005	0.000002	0.01	0.026	0.00204	0.0015	0.007	0.004	0.00026	0.00029	0.09	0.00033	0.000001	0.000004	0.047	0.000027	0.0312	0.139	
15/23	0.001	≤ 0.0000017	0.01	0.009	0.00071	0.0011	0.001	0.002	0.0002	0.00035	0.11	0.00028	0.000001	0.000001	0.017	0.000021	0.0293	0.070	
16/23	0.003	≤ 0.0000017	0.02	0.025	0.00082	0.0021	0.002	0.008	0.00037	0.00253	0.2	0.0001	0.000003	0.000029	0.067	0.0000703	0.0403	0.150	
17/23	0.004	0.000002	0.06	0.01	0.00057	0.001	0.001	0.006	0.00026	0.00016	0.14	0.00042	0.000002	0.000022	0.101	0.0000562	0.0467	0.079	
18/23	0.002	≤ 0.0000017	0.02	0.012	0.00082	0.0015	0.001	0.004	0.00041	0.00014	0.14	0.00014	0.000002	0.000006	0.056	0.0000302	0.0337	0.179	
19/23	0.002	0.000002	0.01	0.044	0.00012	0.0017	0.002	0.013	0.00025	0.00009	0.18	0.00034	0.000002	0.000009	0.028	0.000032	0.0321	1.192	
21/23	0.003	0.000002	0.02	0.023	0.00065	0.0016	0.008	0.011	0.00025	0.00007	0.15	0.00017	0.000003	0.000008	0.037	0.000046	0.0344	2.321	

*ПДК в соответствии с СанПин1.2.3685-21

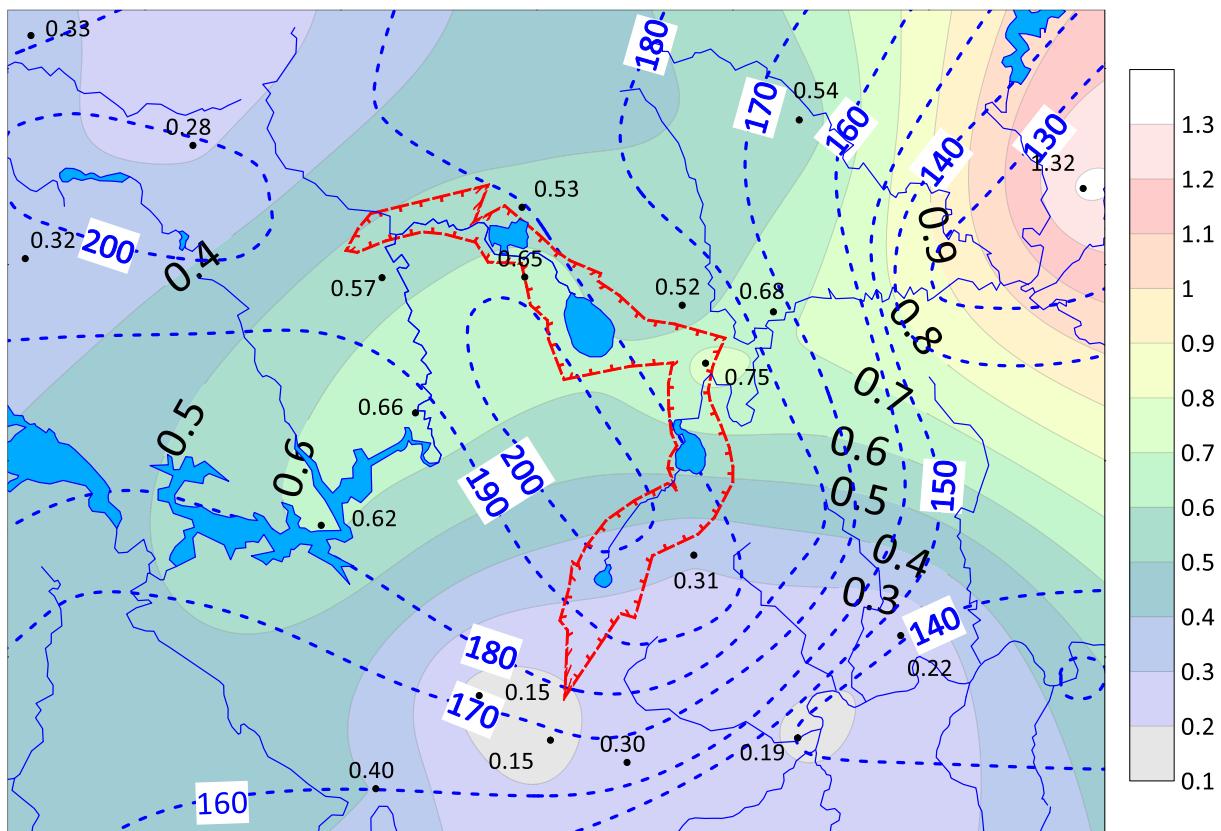


Рисунок 41. Содержание стронция (в мг/л) в подземных водах подольско-мячковского водоносного комплекса в пределах участка исследования

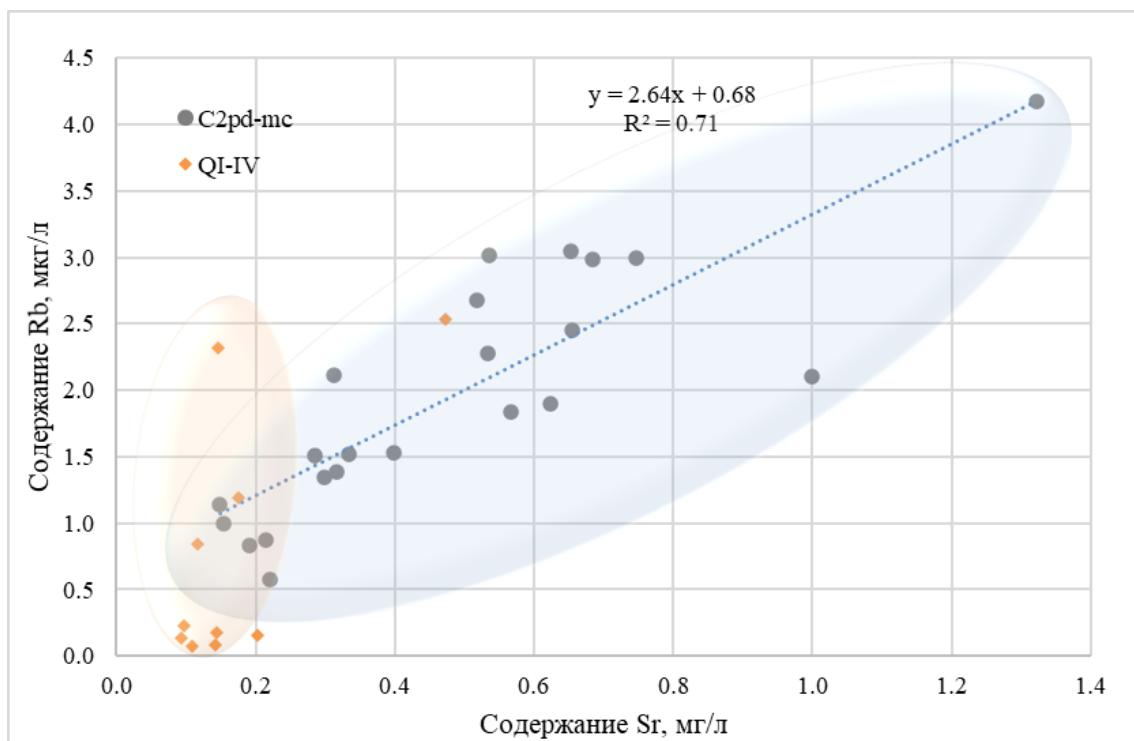
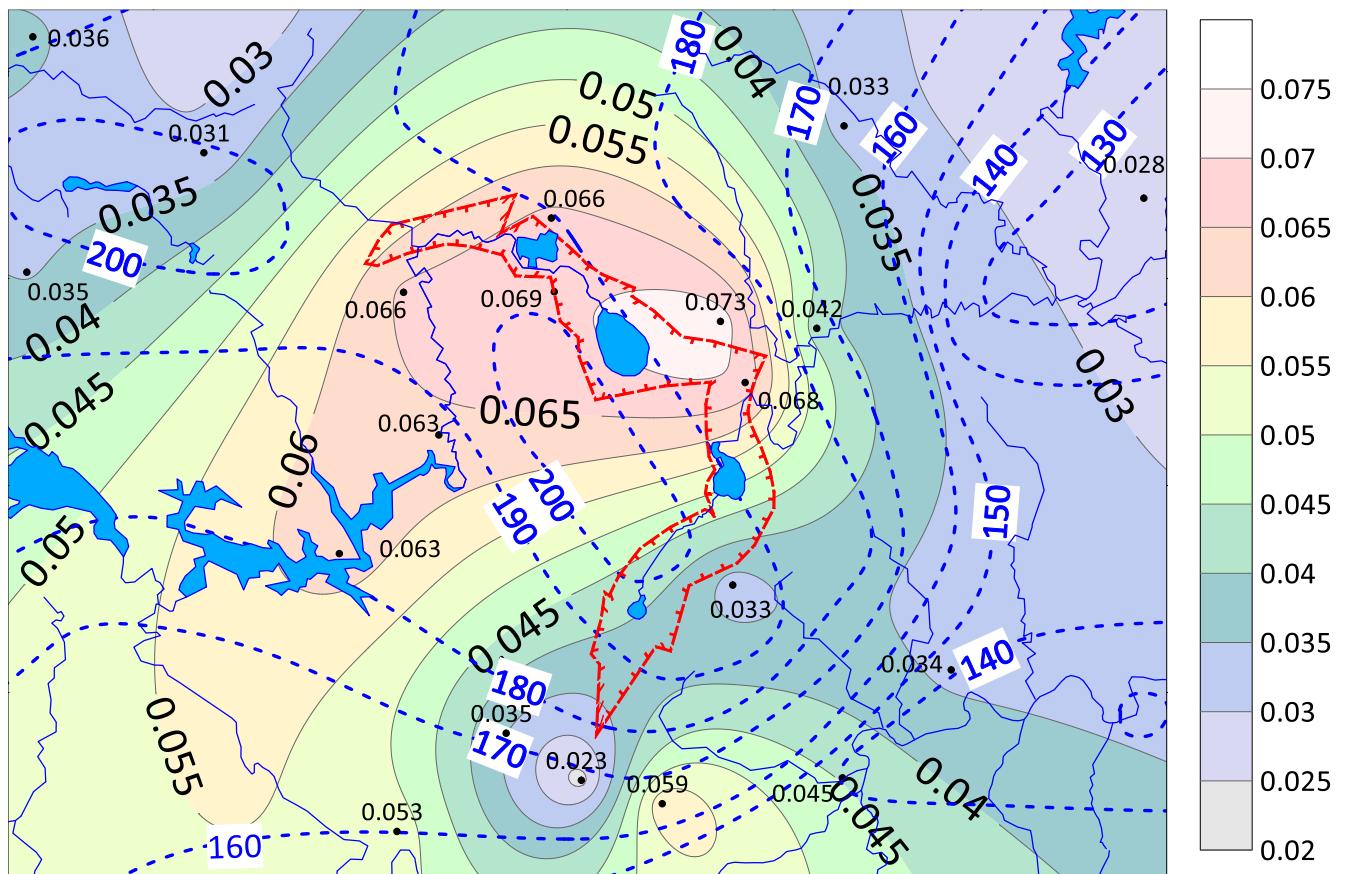


Рисунок 42. График зависимости содержания рубидия от стронция в подземных водах района исследования

Выявлено практически двукратное превышение в содержании скандия в центральной части изучаемого района до 0,063...0,073 мкг/л, в области развития Тростенской впадины. На остальной части района исследования концентрации компонента составляют 0,023...0,059 мкг/л (Рисунок 43). Данное обогащение указывает на связь вод, питающих Тростенскую впадину, с породами концентрирующими Sc, либо он может поступать из близрасположенных болотных вод. Так как скандий плохо растворяется в условиях зоны гипергенеза и слабо переносится в поверхностных водах, то его концентрации в подземных и грунтовых водах значительно выше, чем в поверхностных. Среднее содержание Sc в поверхностных пресных водах составляет лишь 0,004 мкг/л [83]. При этом в разных условиях и районах его концентрации могут значительно варьировать. Скандий активно сорбируется глинистыми минералами, что может указывать на возможность его накопления в келловей-кимериджской слабопроницаемой толще [89].



относительно превышающие его содержание в известняках подольско-мячковского комплекса (30–80 г/т) (Рисунок 45). Также поступление бария возможно из водовмещающих отложений подольско-мячковского водоносного комплекса. Барий, являясь геохимическим аналогом стронция, аналогично образует два главных минерала: сульфат бария барит (BaSO_4) и карбонат бария витерит (BaCO_3). В сульфате бария постоянно присутствуют примеси стронция и кальция, однако он характеризуется крайне низкой растворимостью, на три порядка ниже, чем у барита. Присутствие бария также возможно в целестине (SrSO_4) [3]. Подземные воды известково-доломитовых формаций каменноугольный отложений центральной части МАБ равновесны с баритом и неравновесны с витеритом, что создает благоприятные условия для выноса и перераспределения бария [5].

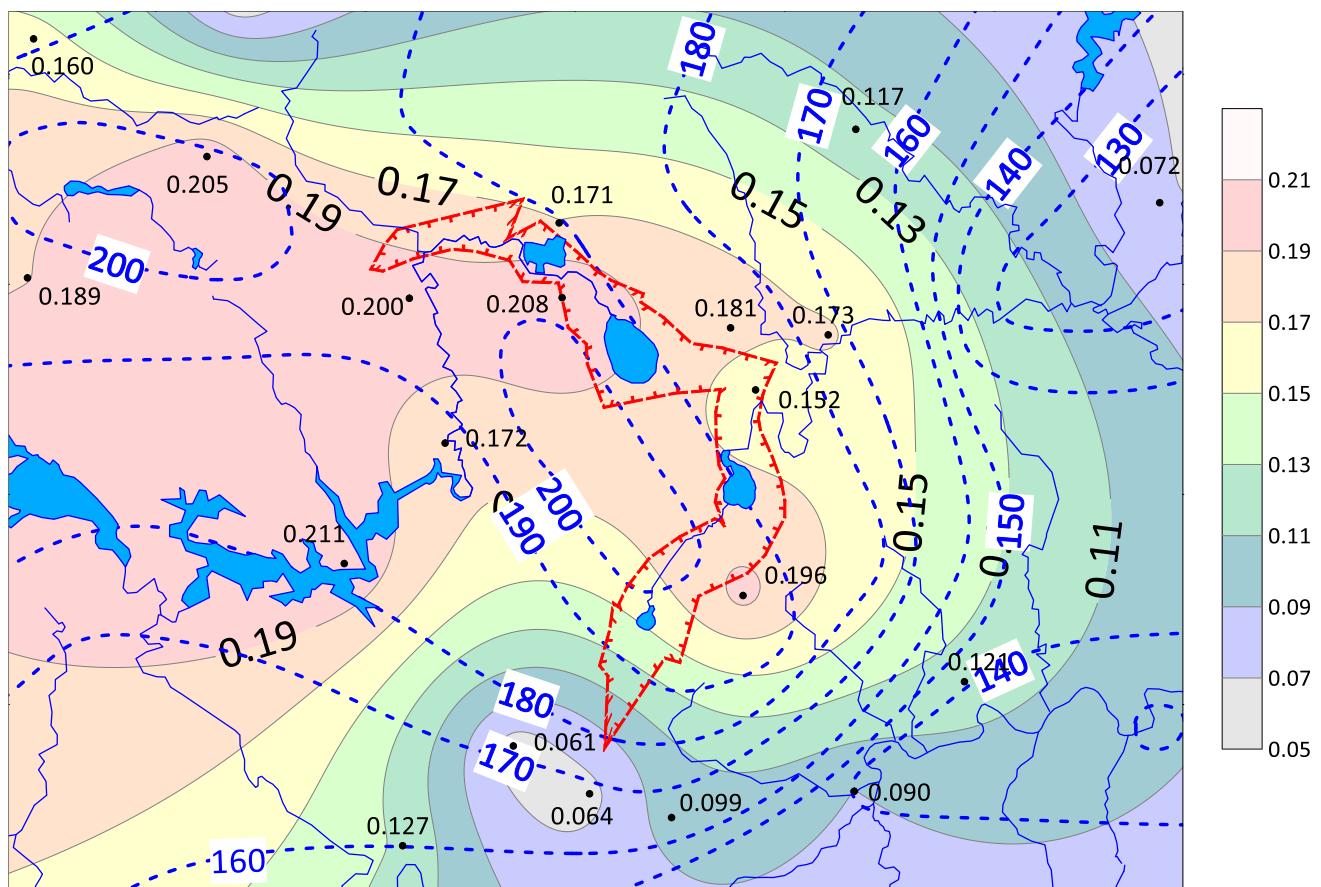


Рисунок 44. Содержание бария (в мг/л) в подземных водах подольско-мячковского водоносного комплекса в пределах исследуемой территории

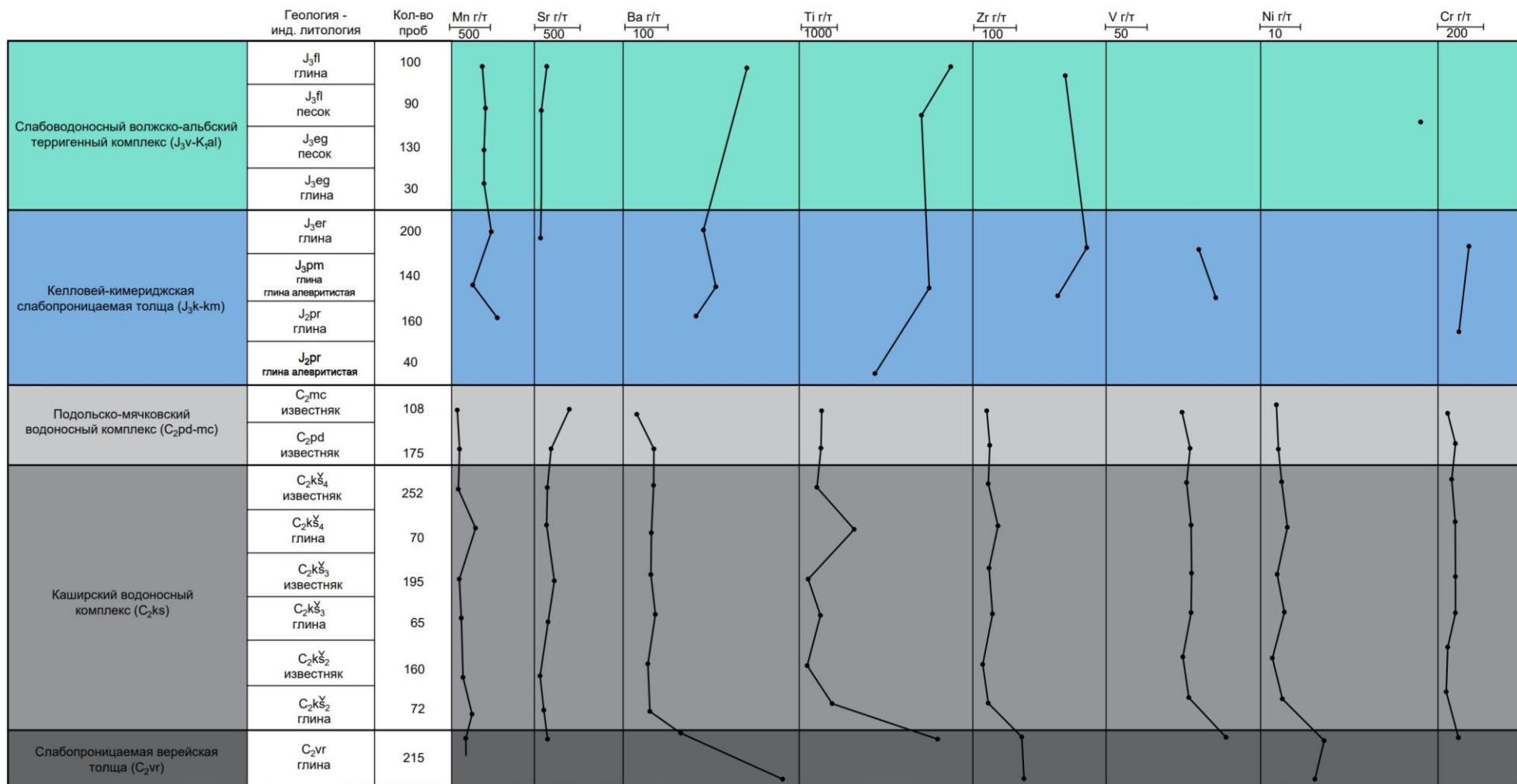


Рисунок 45. Содержание микроэлементов в юрских и каменноугольных образованиях района исследования (составлено автором по данным [2])

Для самария и гадолиния отмечаются закономерности распределения, характерные для бария (Рисунок 46, Рисунок 47).

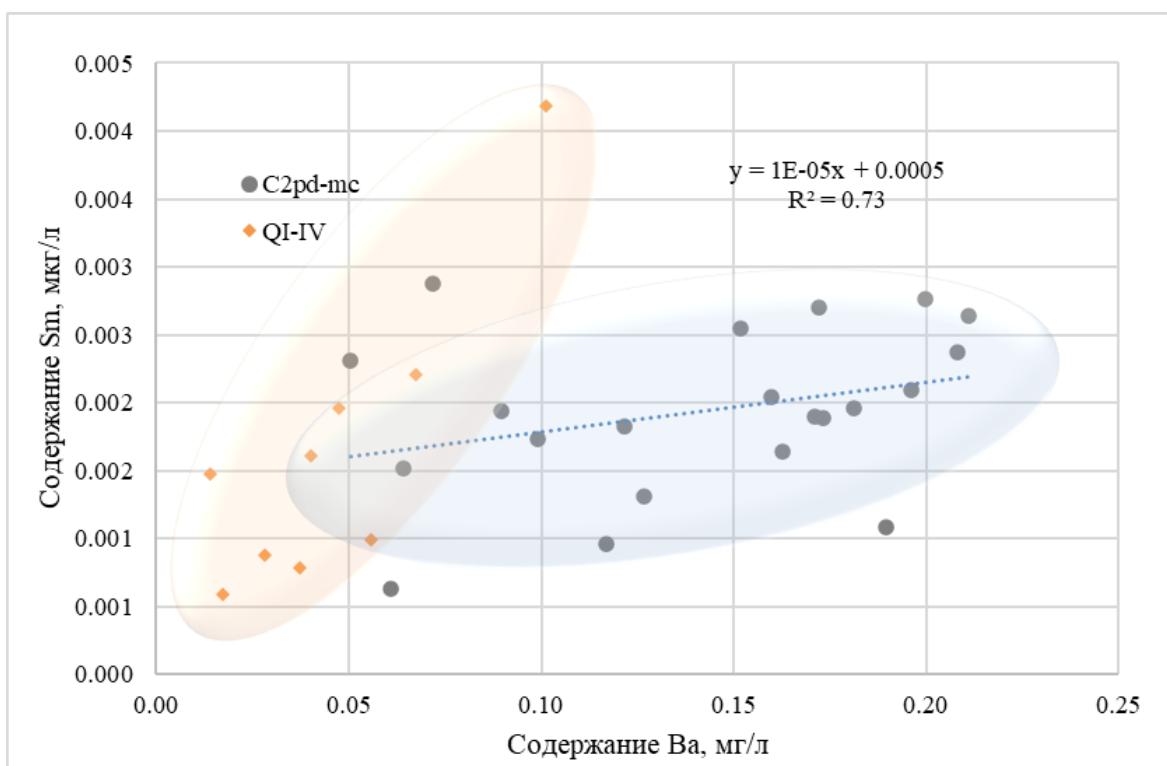


Рисунок 46. График зависимости содержания самария от бария в подземных водах района исследования

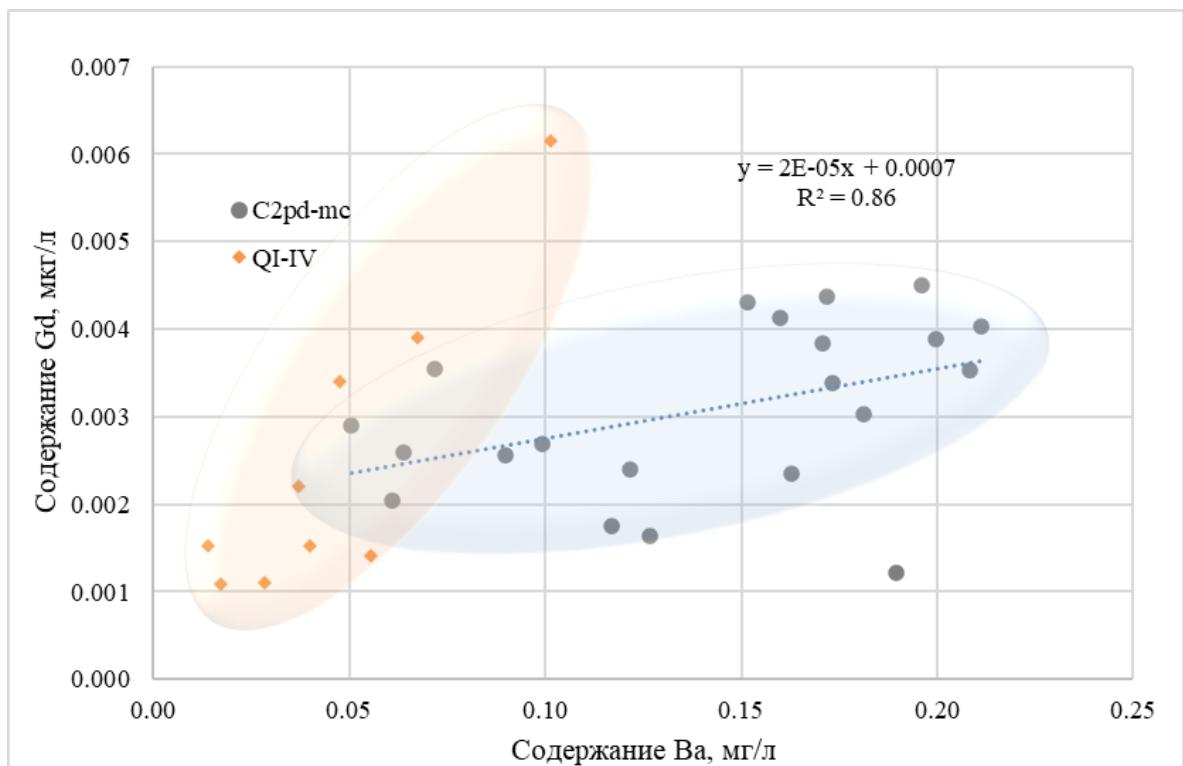
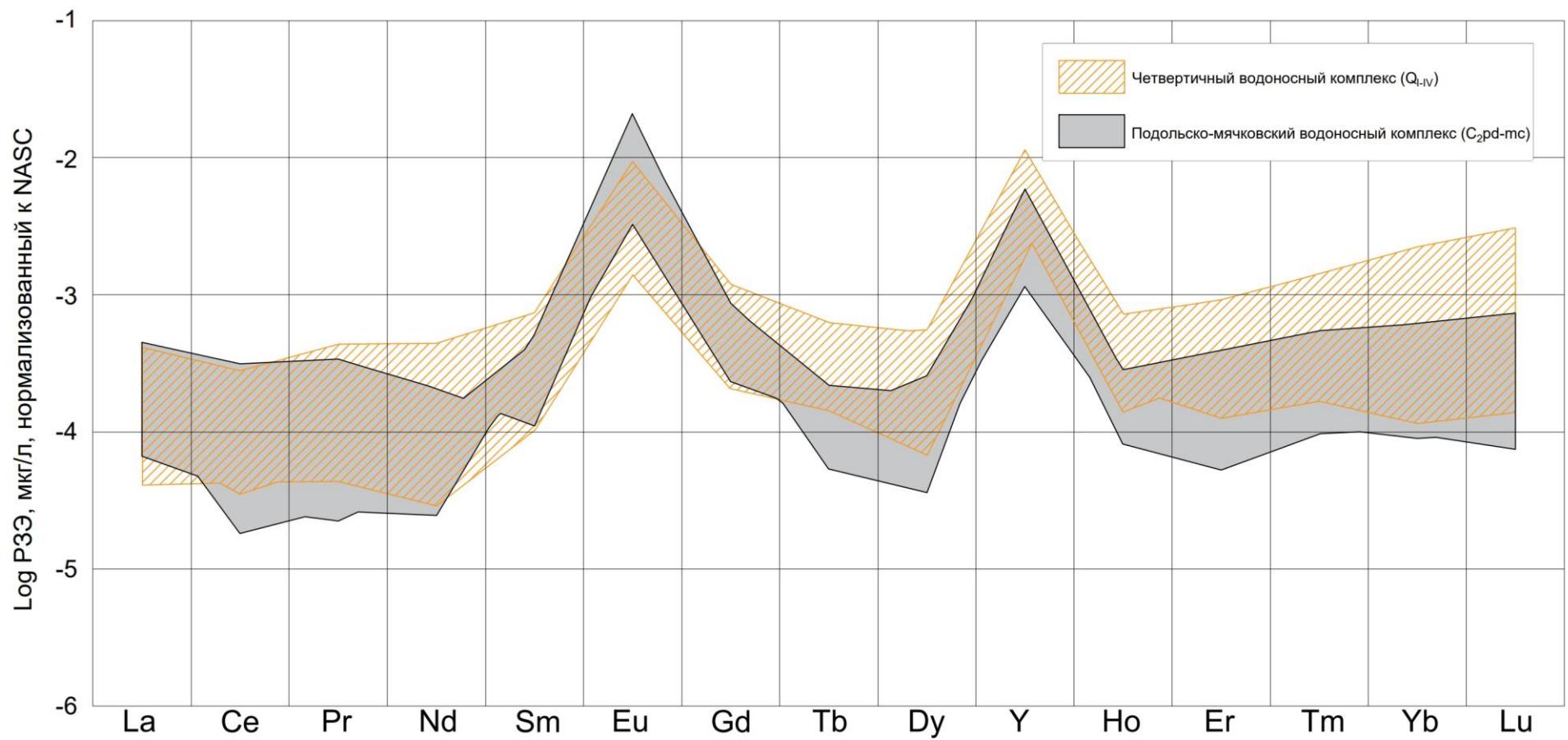


Рисунок 47. График зависимости содержания гадолиния от бария в подземных водах района исследования

Для четвертичного водоносного комплекса содержание РЗЭ изменяется от 0,011 до 0,081 мкг/л. Во всех изученных пробах характерно преобладание легких РЗЭ (от 52 до 83% от общего состава) над тяжелыми. Для подольско-мячковского водоносного комплекса содержание РЗЭ изменяется от 0,017 до 0,057 мкг/л. Во всех изученных пробах также характерно преобладание легких РЗЭ (от 70 до 94% от общего состава) над тяжелыми. Графики распределения РЗЭ, нормированные по отношению к североамериканскому сланцу, относительно однотипны и характеризуются незначительным поднятием в ряду от легких РЗЭ к тяжелым. Во всех исследованных пробах отмечается положительная европиевая аномалия (5,7–35,0), которая свидетельствует о преимущественном растворении минеральных фаз, обогащенных европием.

Анализ содержания РЗЭ показывает, подземные воды четвертичного водоносного комплекса характеризуются относительно повышенным по сравнению с подольско-мячковским комплексом содержанием тяжелых РЗЭ (Рисунок 48), что, вероятно, связано с составом дренируемых пород (продукты разрушения магматических или метаморфических пород, содержащиеся в песчаных отложениях).



*NASC стандартный североамериканский сланец

Рисунок 48. Содержание редкоземельных элементов в подземных водах подольско-мячковского и четвертичного водоносных комплексов

4.3.3. Изотопный состав

Результаты анализа изотопного состава показывают, что значение $\delta^{18}\text{O}$ в подземных водах подольско-мячковского водоносного комплекса в пределах области исследования изменяется от -12,91 до -11,64 ‰. Воды, характеризующиеся более тяжелым изотопным составом, отмечаются в северной части Тростенской впадины (-11,64...-11,70 ‰) и северо-западнее структуры (-11,65...-11,79 ‰), где они приурочены к водораздельному пространству, являющейся областью питания (Рисунок 49, Таблица 5).

Таблица 5 — Изотопный состав подземных и поверхностных вод в районе исследования

№ пробы	Место отбора проб	$\delta^{17}\text{O}$, ‰	$\Delta\delta^{17}\text{O}$, ppm	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	D- excess, ‰
<i>Поверхностные воды</i>						
13/22	Снег	-6,81	43,75	-12,95	-92,81	10,77
14/22	оз. Глубокое	-2,32	29,51	-4,45	-48,36	-12,75
15/22	оз. Глубокое	-2,44	21,26	-4,65	-49,22	-11,98
16/22	оз. Глубокое	-2,33	18,31	-4,44	-48,18	-12,63
25/23	оз. Глубокое	-2,37	8,55	-4,50	-48,83	-12,83
17/22	Озернинское вдхр.	-5,92	26,22	-11,23	-83,79	6,03
18/22	Рузское вдхр.	-6,02	43,31	-11,44	-84,93	6,62
19/22	р. Москва	-6,10	52,13	-11,62	-85,69	7,25
<i>Четвертичный водоносный комплекс (Q_{I-IV})</i>						
9/22	д. Мамошино	-6,46	25,28	-12,25	-87,13	10,91
10/23	д. Крюково	-6,01	45,33	-11,45	-82,54	9,02
11/23	д. Старо	-6,24	58,25	-11,90	-83,44	11,74
14/23	СНТ «Лесной поселок»	-6,68	30,09	-12,67	-88,83	12,53
15/23	СНТ «Каскад Плюс»	-6,49	39,56	-12,33	-86,44	12,20
16/23	п. Хуторки	-6,41	45,24	-12,19	-85,16	12,36
17/23	с. Рождествено	-6,32	50,30	-12,03	-83,77	12,47
18/23	д. Ивойлово	-6,29	37,74	-11,95	-83,49	12,11
19/23	СНТ «Осинки»	-6,23	33,99	-11,83	-83,30	11,34
21/23	д. Андреевское (го. Истра)	-6,66	28,83	-12,63	-88,80	12,24
<i>Подольско-мячковский водоносный комплекс (C_{2pd-mc})</i>						
1/22	п. Колюбакино	-6,75	1,51	-12,74	-89,28	12,68
2/22	д. Глухово	-6,63	20,62	-12,56	-89,03	11,42
4/22	д. Нововолково	-6,66	32,10	-12,63	-89,40	11,68
5/22	д. Михайловское	-6,44	-5,70	-12,14	-85,55	11,60
6/22	с. Покровское	-6,30	36,85	-11,97	-84,67	11,12
7/22	с. Никольское	-6,13	29,08	-11,64	-82,83	10,27
10/22	д. Мамошино	-6,41	34,02	-12,18	-86,85	10,56
11/22	ЗАО «Мансуровское карьерауправление»	-6,14	55,89	-11,70	-84,81	8,78
12/22	д. Петрово	-6,35	53,24	-12,09	-86,29	10,43
1/23	ООО «Газпром»	-6,55	42,81	-12,45	-87,98	11,62
2/23	д. Судниково	-6,20	36,33	-11,79	-82,69	11,61
4/23	д. Нелидово	-6,31	46,97	-12,01	-84,77	11,31

№ пробы	Место отбора проб	$\delta^{17}\text{O}$, ‰	$\Delta\delta^{17}\text{O}$, ppm	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	D-excess, ‰
5/23	СНТ «Совет»	-6,13	41,70	-11,65	-82,51	10,70
6/23	ЗАО «Богаевский карьер»	-6,39	32,49	-12,13	-86,92	10,09
7/23	ООО «ОКНСМ»	-6,58	61,61	-12,54	-89,21	11,12
13/23	СНТ «Лесной поселок»	-6,47	11,58	-12,24	-85,99	11,93
20/23	СНТ «Осинки»	-6,78	41,73	-12,88	-90,30	12,74
22/23	д. Андреевское (го. Истра)	-6,82	17,50	-12,91	-91,04	12,24
23/23	с. Андреевское	-6,53	26,03	-12,38	-86,76	12,28
24/23	д. Улитино	-6,44	20,39	-12,20	-85,41	12,19
41/23	д. Старо	-6,31	12,27	-11,94	-83,66	11,86

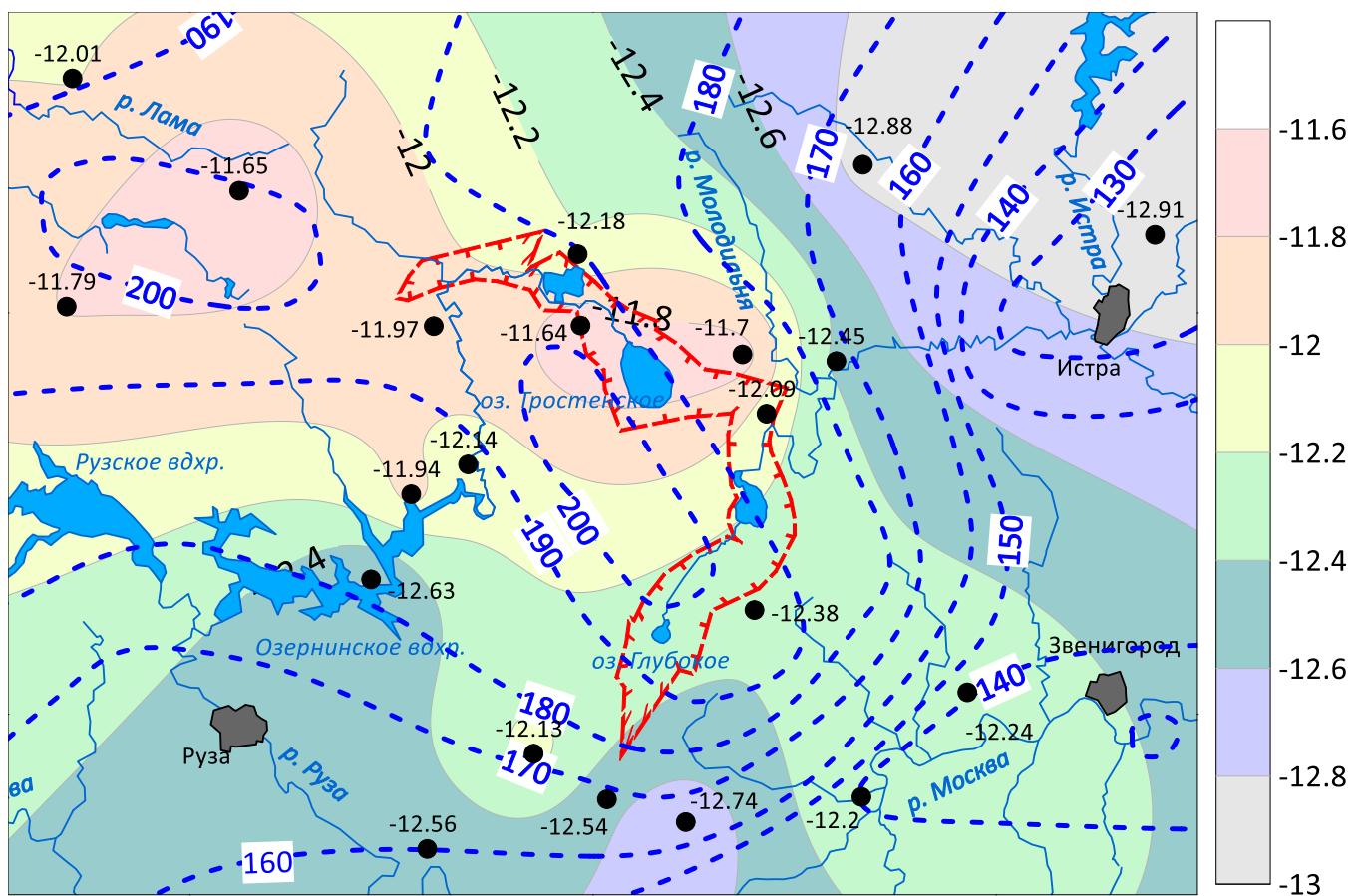


Рисунок 49. Карта изменения $\delta^{18}\text{O}$ в подземных водах подольско-мячковского водоносного комплекса в пределах исследуемой территории

Отношение $\delta^2\text{H}$ в подземных водах подольско-мячковского водоносного комплекса в районе исследования изменяется от -91,04 до -82,51‰ (Рисунок 50). Также подобно распределению величины $\delta^{18}\text{O}$ воды с более тяжелым изотопным составом отмечается в северной части Тростенской впадины (-82,83‰) и в северо-западной части района исследования (-82,69...-82,51‰). Отношение $\delta^{17}\text{O}$ в подземных водах изменяется от -6,82 до -6,01‰, повторяя поведение, отмеченное для отношений $\delta^{18}\text{O}$ (Рисунок 51, Рисунок 52).

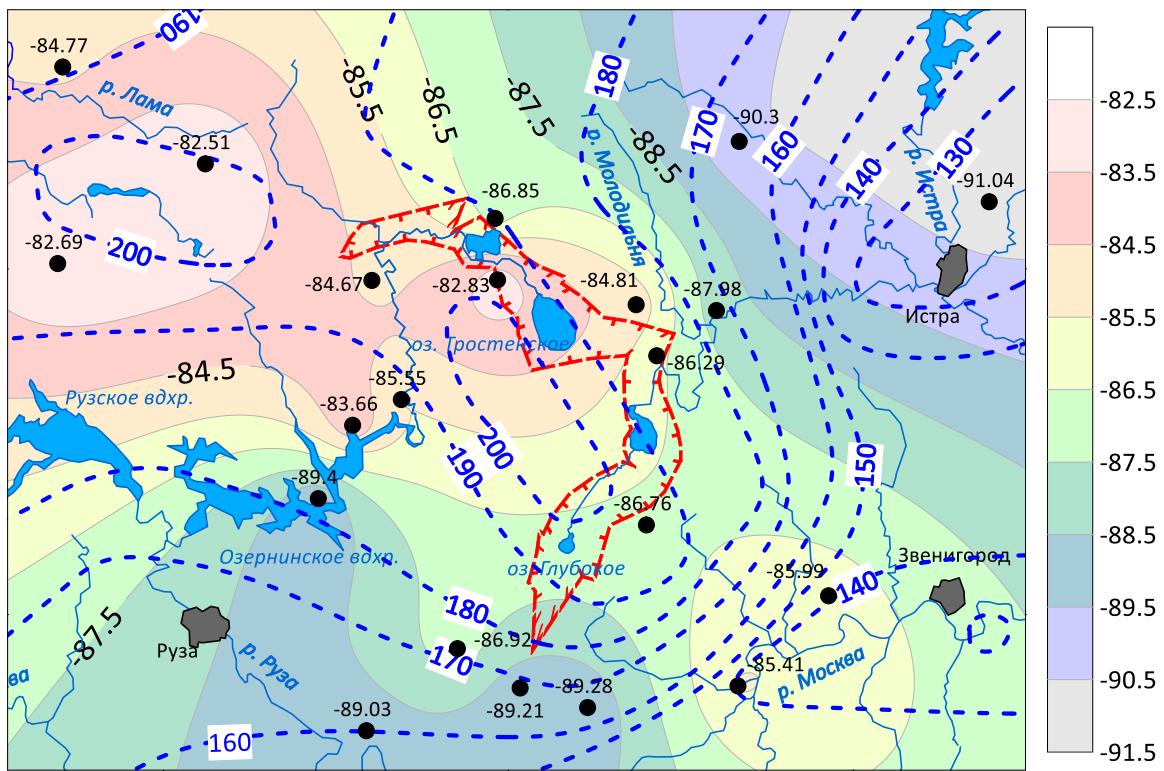


Рисунок 50. Карта изменения $\delta^2\text{H}$ в подземных водах подольско-мячковского водоносного комплекса в пределах исследуемой территории

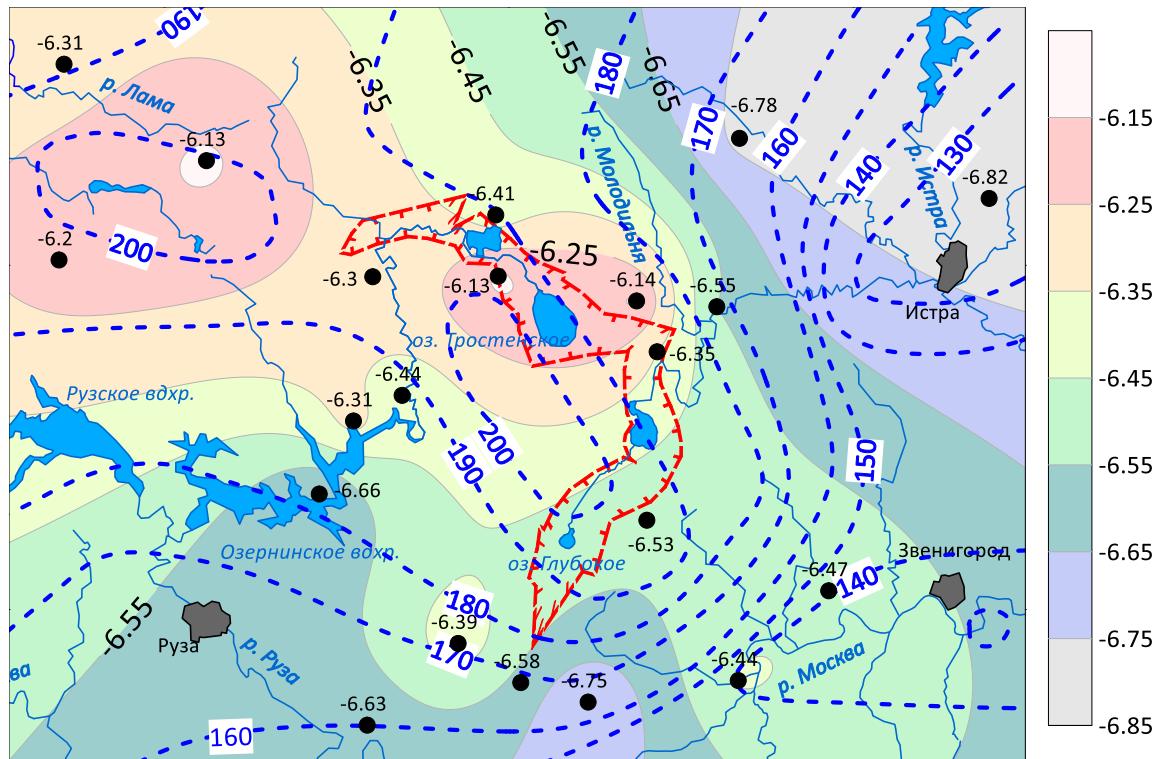


Рисунок 51. Карта изменения $\delta^{17}\text{O}$ в подземных водах подольско-мячковского водоносного комплекса в пределах исследуемой территории

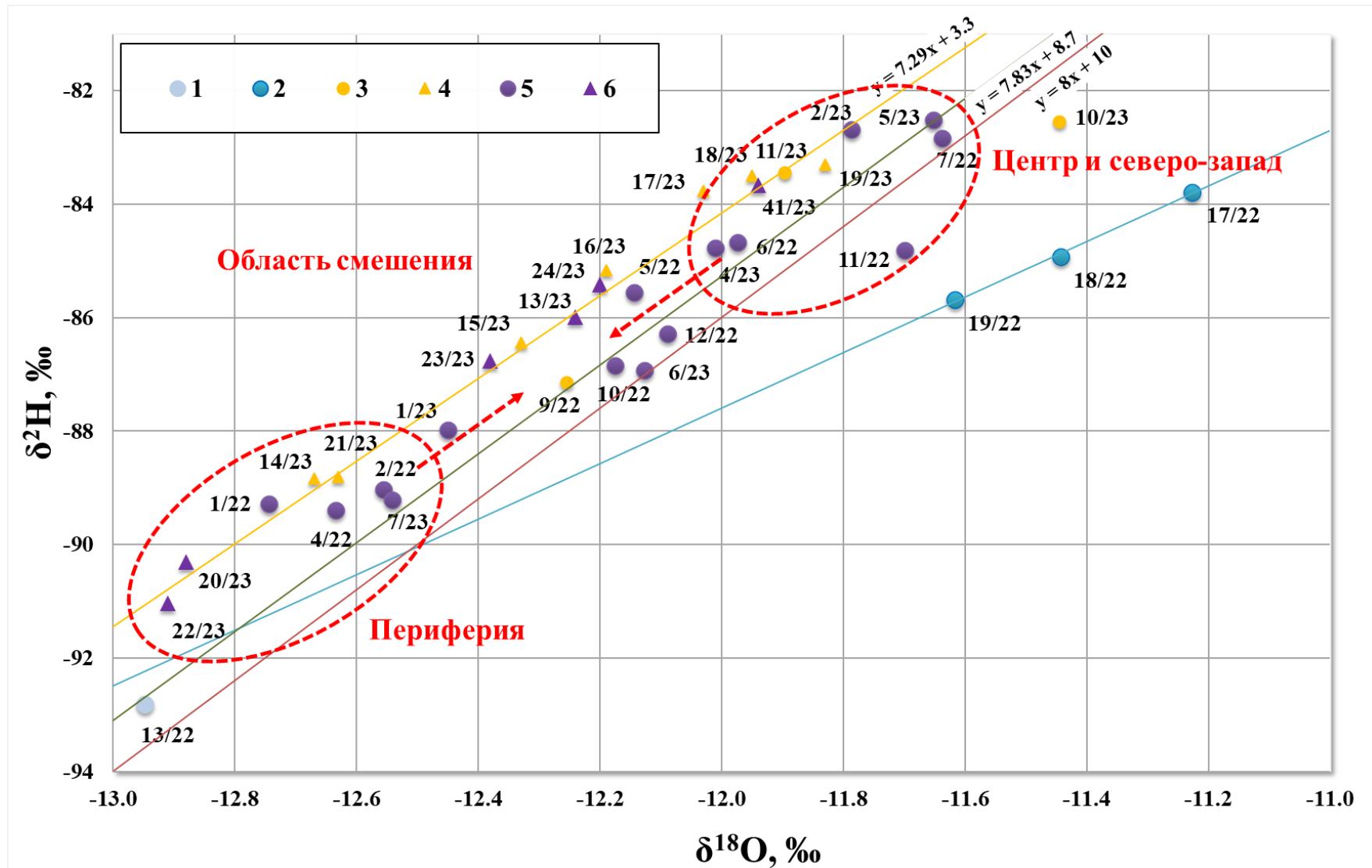


Рисунок 52. График зависимости $\delta^2\text{H}$ от $\delta^{18}\text{O}$ в подземных водах подольско-мячковского и четвертичного водоносных комплексов, а также поверхностных вод в пределах исследуемой территории: 1 — снег; 2 — поверхностные воды; 3 — четвертичный водоносный комплекс, опробованный в марте 2022-23 гг.; 4 — четвертичный водоносный комплекс, опробованный в июне 2023 гг.; 5 — подольско-мячковский водоносный комплекс, опробованный в марте 2022-23 гг.; 6 — подольско-мячковский водоносный комплекс, опробованный в июне 2023 гг.

Для четвертичного водоносного комплекса (Q_{I-IV}) по результатам опробования значение $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от -12,67 до -11,45 ‰, $\delta^2\text{H}$ от -88,83 до -82,54‰ и $\delta^{17}\text{O}$ от -6,68 до -6,01‰. Для поверхностных водных объектов (Озернинское вдхр., Рузское вдхр., р. Москва) отношение $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от -11,62 до -11,23 ‰, $\delta^2\text{H}$ от -85,69 до -83,79‰ и $\delta^{17}\text{O}$ от -6,10 до -5,92‰. По результатам анализа пробы снега отношение $\delta^{18}\text{O}$ -12,95‰, $\delta^2\text{H}$ -92,81 и $\delta^{17}\text{O}$ составило -6,81‰ (Таблица 5, Рисунок 52).

Изотопный состав оз. Глубокое весьма отличается от состава других поверхностных водных объектов. Так, значение $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от -4,65 до -4,44 ‰, $\delta^2\text{H}$ от -49,22 до -48,18‰ и $\delta^{17}\text{O}$ от -2,44 до -2,32‰. Изотопный состав поверхностных вод оз. Глубокое аналогичен по отношению $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ составу атмосферных осадков летнего периода, что свидетельствует о преимущественном летнем питании озера [104].

Уравнение линии тренда, полученное для четвертичного водоносного комплекса в районе Тростенской впадины, имеет вид $\delta^2\text{H} = 7,29 * \delta^{18}\text{O} + 3,3$ (Рисунок 52). По данным [103] локальная линия метеорных вод для осадков в г. Москве в 2017-2018 (для всех исследуемых образцов) имеет вид $\delta^2\text{H} = 7,83 * \delta^{18}\text{O} + 8,7$. Результаты анализа атмосферных осадков в г. Москве за 2005-2014 гг. описываются соотношением $\delta^2\text{H} = 6,93 * \delta^{18}\text{O} + 11,3$ [105].

Полученные результаты изотопного состава подземных и поверхностных вод сопоставимы с данными опробования, выполненного на территории центральной части Московского артезианского бассейна. Так, в районе Звенигородской биологической станции им. С.Н. Скадовского, расположенной в юго-восточной части области исследования, отношение $\delta^{18}\text{O}$ для грунтовых, напорных вод и р. Москвы изменяется от -13 до -11‰, для $\delta^2\text{H}$ от -90 до -83‰ [29]. По результатам опробования на участке в районе г. Кашин (Тверская область), на расстоянии около 180 км северо-восточнее Тростенской впадины, отношение $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в подземных водах четвертичного водоносного горизонта составило -81 и -11,3‰ соответственно. В средне- и верхнекаменноугольных отложениях, опробованных до глубины 168 м, отношение $\delta^2\text{H}$ изменяется от -81...-92‰, $\delta^{18}\text{O}$ от -11,5 до -12,0‰ [70].

В центральной части района исследования в пробе №41/23 (C₂pd-mc), отобрannой в д. Старо, отношение $\delta^{18}\text{O}$ составляет -11,94‰, а пробе №11/23 (Q_{I-IV}) -11,90‰. Северо-западнее исследуемой структуры отношение $\delta^{18}\text{O}$ в пробе №6/22 (C₂pd-mc) составляет -11,97‰, а пробе №18/23 (Q_{I-IV}) -11,95‰. В пределах «области смешения» (Рисунок 52) в пробе №10/22 отношение $\delta^{18}\text{O}$ составляет -12,18‰, а пробе №9/22 (Q_{I-IV}) -12,25‰. В пробе №12/22 (C₂pd-mc) отношение $\delta^{18}\text{O}$ составляет -12,09‰, а пробе №15/23 (Q_{I-IV}) -12,33‰. Восточнее в районе г. Истра в пробе №22/23 (C₂pd-mc) отношение $\delta^{18}\text{O}$ составляет -12,91‰, а пробе №21/23 (Q_{I-IV}) -12,63‰. Наибольшая разница в изотопном составе подземных вод между подольско-мячковским и четвертичным водоносным комплексом отмечается в периферийной части области

исследования и составляет 0,28‰, а близкий состав — в районе развития Тростенской впадины и северо-западнее нее (0,02...0,04‰).

Таким образом, анализ изотопного состава показывает, что к Тростенской впадине приурочены подземные воды, характеризующиеся более тяжелым изотопным составом, чем на прилегающей территории. Северо-западнее структуры также фиксируются подземные воды с более тяжелым изотопным составом, где к водораздельному пространству приурочена область питания подземных вод. Облегчение изотопного состава происходит в соответствии с направлением движения подземных вод (на юг к р. Москва и на восток, юго-восток к г. Истра, г. Москва). Можно предположить, что облегчение изотопного состава на периферии связано с прохладным климатом ледникового периода московского возраста. В то время, как в центральной и северо-западной части в постледниковый период происходит поступление подземных вод с более тяжелым изотопным составом.

При изучении изотопного состава природных вод на Брянском месторождении [72], приуроченному к юго-западной части МАБ, до глубины 210 м выявлено, что содержание $\delta^2\text{H}$ изменяется от -80 до -90‰, $\delta^{18}\text{O}$ от -9,7 до -12,6‰. Отмечено, что изотопный состав крайне однороден и практически не изменяется во времени, и, несмотря на значительные возрастные различия исследованных вод, по изотопному составу они близки к современным водам. На территории Брянского месторождения основным эксплуатируемым водоносным комплексом является напорный верхнедевонский данково-лебедянский, представленный трещиноватыми доломитами и известняками. Водоносный комплекс на значительной области распространения перекрыт юрскими глинами и четвертичными моренными суглинками и глинами. В современной области питания в районе г. Рославль, где моренные суглинки размыты в долине р. Осетр, наблюдается некоторое «утяжеление» $\delta^{18}\text{O}$ в данково-лебедянском водоносном горизонте. По данным радиоуглеродного анализа максимальный возраст воды в данково-лебедянском горизонте составляет 30 тыс. лет, минимальный 5,3–6,1 тыс. лет в долине р. Десна в центре депрессионной воронки, где наиболее длительное время производится эксплуатация. Ни в одном из исследуемых водоносных горизонтов не вскрыты воды с легким изотопным составом, что позволило сделать предположение, что на исследуемой территории в период от 10 до 30 тыс. лет назад существовали затрудненные условия питания водоносных горизонтов, что обусловлено распространением толщи многолетнемерзлых пород. Таким образом, результаты данного исследования подтверждают выводы о формировании изотопного состава в районе предполагаемого структурно-тектонического гидрогеологического окна.

Для участка Тростенской впадины возможно ориентировочно рассчитать среднегодовую температуру восполнения подземных вод на основании зависимости (7), (8) [93]:

$$\delta^{18}\text{O} = 0,69t - 13,6\% \quad (7)$$

$$\delta^2\text{H} = 5,6t - 100\%, \quad (8)$$

где t — среднегодовая температура воздуха в точке наблюдения, °С.

Так, для пробы №7/22 (с. Никольское), отобранный в центральной части Тростенской впадины, значение $\delta^{18}\text{O}$ составило $-11,64\%$ и $\delta^2\text{H}$ $-82,83\%$. Соответственно, значение среднегодовой температуры воздуха в точке наблюдения равняется 2,8 и 3,1 °С. Для пробы №1/22 (п. Колюбакино), отобранный в южной части района исследования, значение $\delta^{18}\text{O}$ составило $-12,74\%$ и $\delta^2\text{H}$ $-89,28\%$. Соответственно, значение среднегодовой температуры воздуха в точке наблюдения равняется 1,2 и 1,9 °С. Полученные значения свидетельствуют, что формирование подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса происходило в более прохладный климатический период, по сравнению с современным состоянием. По данным [8] среднегодовая температура воздуха для Московского региона составляет 5,4 °С. Формирование подземных вод в центральной части Тростенской впадины происходило в более теплый период, по сравнению с периферией.

По результатам анализа поверхностных вод оз. Глубокое, его изотопный состав весьма отличается от состава других поверхностных водных объектов, опробованных в пределах исследуемой территории (р. Москва, Рузское и Озернинское вдхр.). Отношение $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от $-4,65$ до $-4,44\%$, $\delta^2\text{H}$ от $-49,22$ до $-48,18\%$ и $\delta^{17}\text{O}$ от $-2,44$ до $-2,32\%$. Изотопный состав поверхностных вод оз. Глубокое аналогичен по отношению $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ составу атмосферных осадков летнего периода, что свидетельствует о преимущественном летнем питании озера [104]. При этом сопоставление результатов опробования оз. Глубокое с результатами опробования оз. Белое карстового происхождения, расположенного в Рязанской области, показывает идентичный изотопный состав.

Кинетический коэффициент, учитывающий молекулярную и турбулентную диффузию молекул воды в воздухе, для дейтерия примерно на 12% меньше, чем для ^{18}O , за счет чего коэффициент кинетического фракционирования для дейтерия также чуть меньше. Для водяного пара $\delta^2\text{H}$ становится меньше, чем $8\delta^{18}\text{O}$, что приводит к увеличению D-excess. Для природных вод участка Тростенской впадины значения D-excess изменяются в широких пределах. Для озера Глубокое значения составляют $-11,98$ и $-12,83\%$, для остальных поверхностных водных объектов от $6,03$ до $7,25\%$, для четвертичного водоносного комплекса от $9,02$ до $12,53\%$ и подольско-мячковского от $8,78$ до $12,74\%$ (Таблица 5). Анализ корреляционных связей между $\delta^{18}\text{O}$ и D-excess (Рисунок 53) демонстрирует линейное уменьшение значения D-excess при росте содержаний $\delta^{18}\text{O}$ в ряду подземные-поверхностные воды. Полученная зависимость свидетельствует о существенной роли испарения при формировании химического состава

поверхностных вод района Тростенской впадины. Для озера Глубокое значение D-excess является минимальным в сравнении с остальными изученными пробами, что вызвано обогащением воды озера тяжелым изотопом кислорода-18 при испарительных процессах.

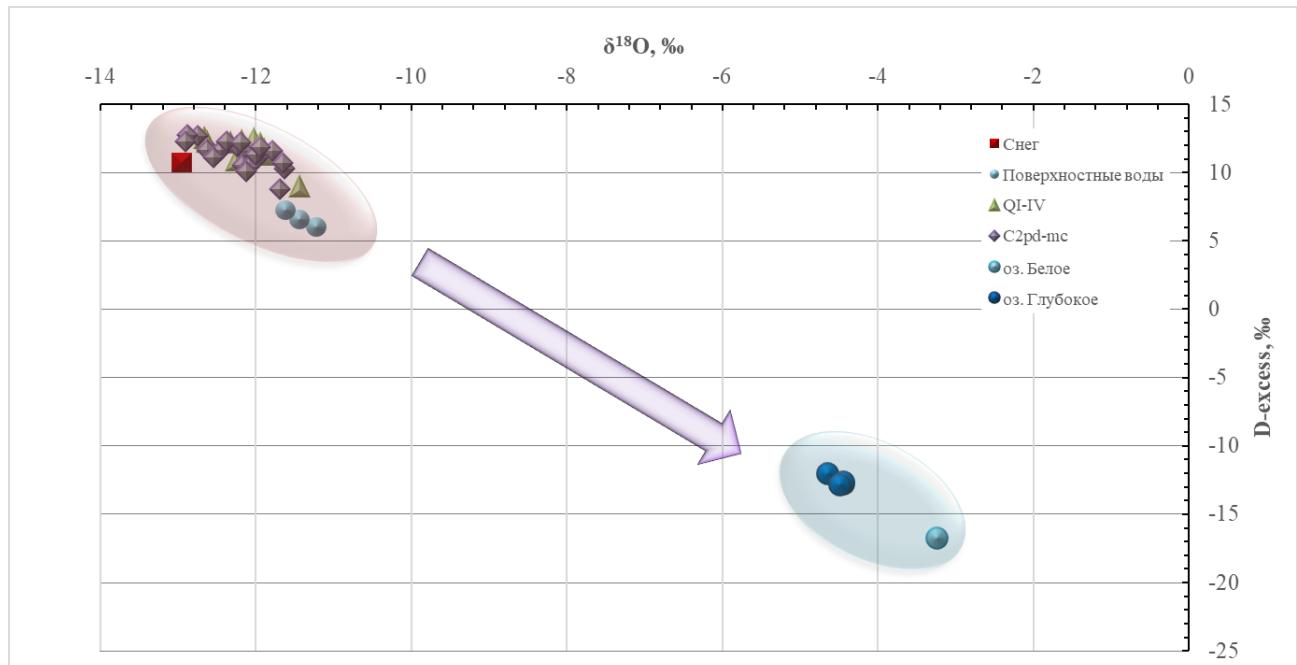


Рисунок 53. График отношения $\delta^{18}\text{O}$ и D-excess в подземных и поверхностных водах на участке Тростенской впадины

Для ^{17}O кинетический коэффициент фракционирования при испарении меньше, чем равновесный коэффициент фракционирования, соответственно водяной пар обогащен ^{17}O по сравнению с водой. Значения ^{17}O -excess для природных вод участка Тростенской впадины составляют 8,55. Для озера Глубокого значения изменяются от 8,55 до 29,51 ppm, для остальных поверхностных водных объектов от 26,22 до 52,13 ppm, для четвертичного водоносного комплекса от 25,28 до 58,25 ppm и подольско-мячковского от -5,70 до 61,61 ppm (Таблица 5). На основании анализа графика отношения $\delta^{18}\text{O}$ и ^{17}O -excess (Рисунок 54) можно выделить две группы данных: первая соответствует подземным водам и поверхностным водам р. Москва, Озернинского и Рузского вдхр., вторая — оз. Глубокое. Также на график вынесено карстовое оз. Белое, расположенное в пределах второго объекта исследования. Минимальное значения ^{17}O -excess для озера Глубокое согласуются с результатами анализа D-excess, подтверждая существенную роль испарительных процессов при формировании изотопного состава поверхностных вод озера. Схожесть изотопного состава озер подтверждает карстовый генезис озера Глубокого.

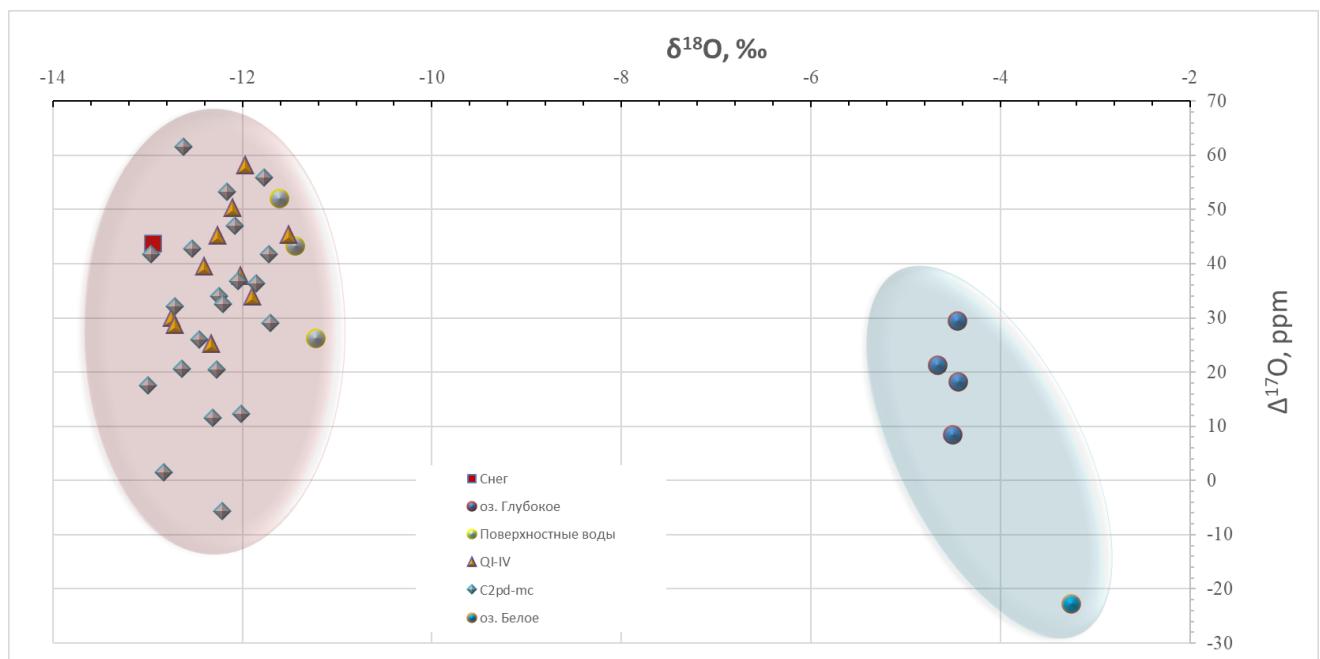


Рисунок 54. График отношения $\delta^{18}\text{O}$ и $\Delta^{17}\text{O}$ -excess в подземных и поверхностных водах на участке Тростенской впадины

Изотопные соотношения между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{17}\text{O}$ в подземных и поверхностных водах (Рисунок 55) изучаемой территории проявляют незначительное отклонение линии тренда для поверхностных вод от линии равновесия. Значение коэффициента фракционирования изотопов кислорода 0,525, близкое к равновесному коэффициенту для метеорных вод 0,528, свидетельствует о постоянстве влажности в процессе испарения.

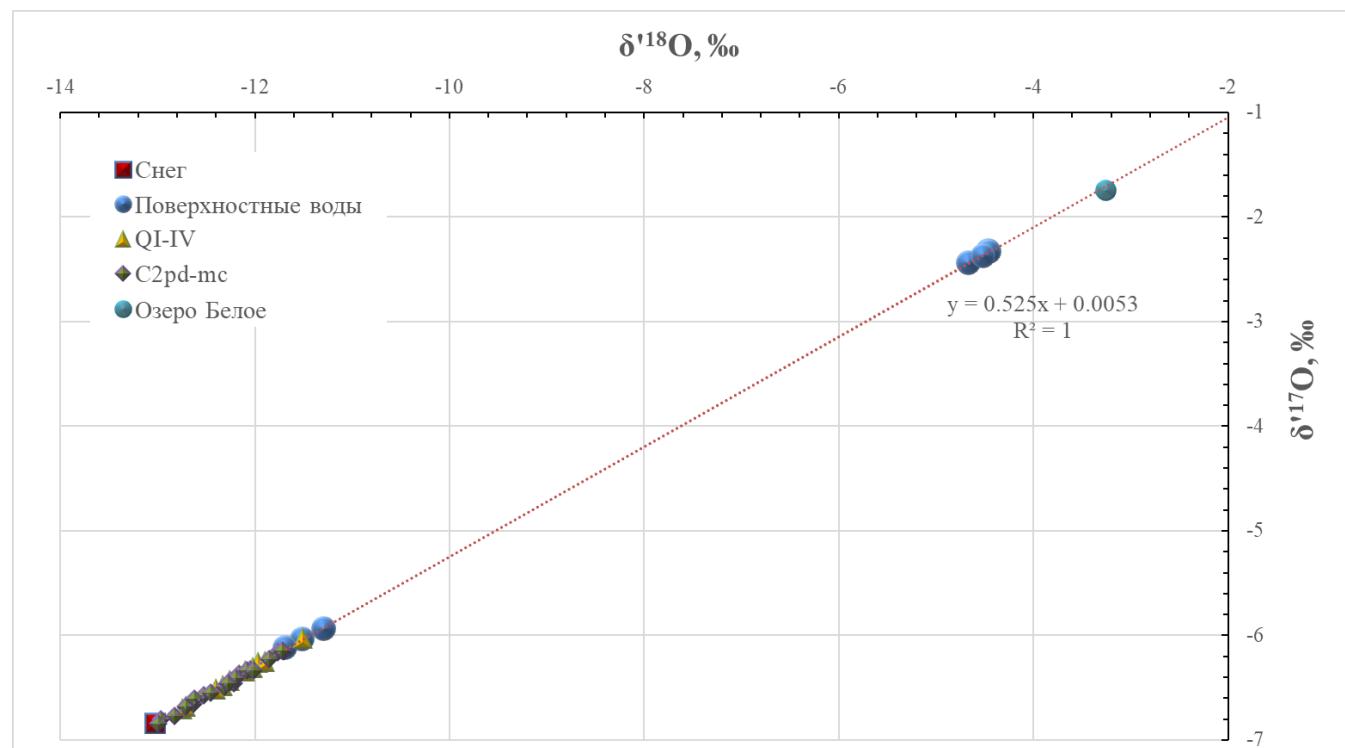


Рисунок 55. График изотопного отношения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{17}\text{O}$ в подземных и поверхностных водах на участке Тростенской впадины

Сочетание таких признаков, как большая глубина озера (до 32 м), воронкообразная форма и преимущественное питание атмосферными осадками, позволяют предположить, что оз. Глубокое по происхождению может быть отнесено к карстовому типу. Преимущественное питание озера за счет атмосферных осадков подтверждается также результатами измерения электропроводности по глубине озера [71]. Так, за период наблюдений с 2017 по 2018 гг. электропроводность воды изменялась от 86 до 99 мкСм/см в основной толще воды и до 121 мкСм/см у дна, что свидетельствует о низкой величине питания озера за счет подземных вод. Наличие карстового процесса является признаком, как современной активности исследуемой тектонической структуры, так и возможных условий ее формирования — присдвигового раздвига.

Несмотря на схожесть макрокомпонентного состава исследуемых водоносных комплексов соотношение микрокомпонентов указывает на различные условия питания подземных вод в области развития Тростенской впадины по сравнению с периферией исследуемого района. Однако, основываясь только на данных макро- и микрокомпонентного состава, выявить наличие перетока не представляется возможным. Изучение изотопного состава подземных вод позволило установить образование области питания подольско-мячковского водоносного комплекса, приуроченной к тектонически ослабленной зоне, подтвердив результаты моделирования.

4.4. Выводы к главе 4

Тростенская впадина представляет собой неотектоническую структуру, развитую на западе Московской области и приуроченную к юго-западному замыканию Клинско-Дмитровской гряды. Впадина характеризуется относительно пониженным современным рельефом и высокой заболоченностью. Сочетание таких признаков, как ограничение впадины дугообразными разрывными нарушениями, Z-образная форма, кулисообразное внутреннее строение и асимметрия бортов, указывает на то, что Тростенская впадина может быть отнесена к структурам присдвигового раздвига. Образование сдвига в каменноугольных отложениях обусловливает формирование области повышенной трещиноватости в мезокайнозойском комплексе и, главным образом, в юрских глинах. Приуроченность структуры к доюрской палеодолине свидетельствует о ее формировании в тектонически ослабленной зоне. Активизация карстового процесса в южном сегменте структуры в голоцене и образование оз. Глубокое указывают на современную активность Тростенской впадины.

В пределах выявленной структуры целевой подольско-мячковский водоносный комплекс отделен от вышележащего комплекса мезокайнозоя келловей-кимериджской слабопроницаемой толщей. На основании анализа фоновых и архивных материалов в области

развития выявлен купол питания подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса.

Для участка Тростенской впадины разработана имитационная разведочная гидрогеологическая модель с целью выявления факторов, влияющих на образование купола питания. По результатам моделирования определено, что купол питания обусловлен только наличием области повышенной проницаемости, развитой в юрских глинах.

На территории Тростенской впадины выполнены изучения макро- и микрокомпонентного, а также изотопного состава природных вод. По результатам анализа изотопного состава выявлено, что к Тростенской впадине приурочены подземные воды, характеризующиеся более тяжелым изотопным составом, чем на прилегающей территории. Северо-западнее структуры также фиксируются подземные воды с более тяжелым изотопным составом, где к водораздельному пространству приурочена область питания подземных вод. Облегчение изотопного состава происходит в соответствии с направлением движения подземных вод (на юг к р. Москва и на восток, юго-восток к г. Истра, г. Москва). Облегчение изотопного состава на периферии связано с прохладным климатом ледникового периода московского возраста. В то время, как в центральной части структуры и северо-западной ее в постледниковый период происходит поступление подземных вод с более тяжелым изотопным составом. Несмотря на схожесть макрокомпонентного состава исследуемых водоносных комплексов соотношение микрокомпонентов указывает на различные условия питания подземных вод в области развития Тростенской впадины по сравнению с периферией исследуемого района. Изучение изотопного состава подземных вод позволило установить образование области питания подольско-мячковского водоносного комплекса, приуроченной к тектонически ослабленной зоне, подтвердив результаты моделирования.

Результаты комплексного анализа позволили установить, что Тростенская впадина является структурно-тектоническим гидрогеологическим окном, в пределах которого происходит питание подземных вод целевого подольско-мячковского водоносного комплекса подземными водами мезокайнозоя через тектонически ослабленную зону, сформированную в келловей-кимериджской слабопроницаемой толще.

Глава 5. Влияние Клепиковского прогиба на гидрогеологические условия³

5.1. Новейшая структура Клепиковского прогиба

Клепиковский прогиб занимает центральную часть Мещерской впадины, протягиваясь в меридиональном направлении от верховьев рек Бужи и Поли на севере до впадения р. Пры на юге (Рисунок 56). Прогиб характеризуется относительно пониженным современным рельефом, абс. отм. основания прогиба снижаются к югу со 130 до 100 м. Большая часть прогиба заболочена, широко развиты торфяники.

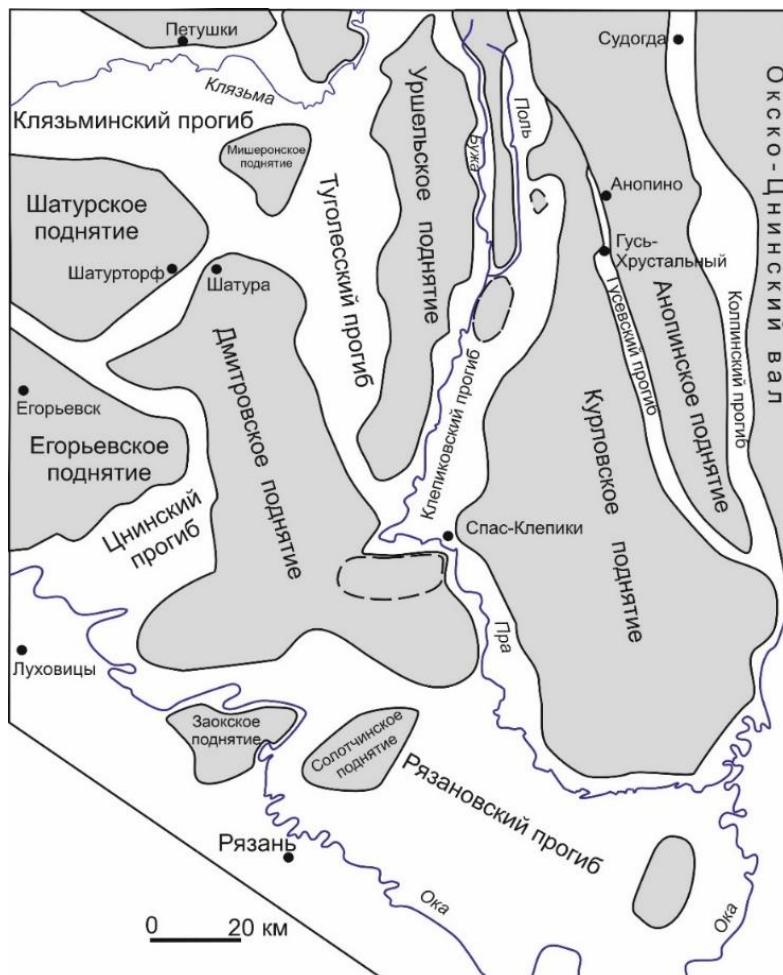


Рисунок 56. Схема неотектонических структур Мещерской впадины

³При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Глухова С.А., Суханова Т.В., Пинигин О.В., Харитонова Н.А. Гидрогеологические условия Мещерской впадины и их связь с новейшей тектонической структурой региона // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. — 2024. — Т. 63. — № 4. — С. 25–34.

Глухова С.А., Харитонова Н.А., Суханова Т.В. Влияние Клепиковского прогиба на гидрогеологические условия центральной части Мещерской впадины // Новые идеи в науках о Земле: Материалы XVII Международной научно-практической конференции в 9 т., Москва, 4–5 апреля 2025 года. — М.: Издательство МГРИ, 2025. — Т. 8. — С. 85–88.

Внутреннее строение прогиба неоднородно. В северной субмеридиональной части он разделен узким поднятием на две ветви, соответствующим долинам рек Бужи и Поли. В центральной части ниже впадения Поли в Бужу прогиб имеет север-северо-восточное простижение. Здесь к нему приурочена долина р. Пры с цепочкой озер Святое, Дубовое, Великое, Ивановское, Белое, называемыми Великими Мещерскими. В районе пос. Спас-Клепики русло Пры резко меняет направление с меридионального на широтное, что может быть вызвано подпруживающим влиянием растущих, слабо выраженных в рельефе локальных поднятий. Южнее пос. Спас-Клепики прогиб становится субмеридиональным, пересекается серией линеаментов, и в районе пос. Бельское, меняя ориентировку на широтную, вливается в обширный Рязановский прогиб, вновь наследуя древнюю юрскую долину, и протягивается до Окско-Цинского вала.

По результатам анализа ранее выполненных в районе исследований выявлено, что в центральной части Клепиковского прогиба в районе Великих Мещерских озер сформирована тектонически ослабленная зона, к которой приурочена область разгрузки подземных вод напорного касимовского водоносного комплекса в вышележащий комплекс мезокайнозоя через келловей-кимериджскую слабопроницаемую толщу (Глава 2).

На основании выполненного линеаментного и геодинамического анализов выявлено, что центральная часть Клепиковского прогиба север-северо-восточного простирания с абс. отм. поверхности ограничена широтными линеаментными зонами, предполагающими, право- и левосдвиговые деформации, соответственно (Рисунок 57). Великие Мещерские озера, представленные цепочкой озер Святое, Дубовое, Великое, Ивановское и Белое ограничены диагональными линеаментами, образуют кулисный ряд север-северо-восточного простирания, отвечающий обстановкам правого сдвига. Центральная часть прогиба наследует древнюю юрскую долину, что также указывает на возможное ее формирование в тектонически ослабленной зоне. По данным аэромагнитной съемки [122] в рельефе кристаллического фундамента исследуемой территории выделены разрывные нарушения, представляющие собой оси линейных зон, в пределах которых на карте рельефа магнитоактивной поверхности фиксируются скачкообразные, однознаковые изменения глубин вдоль достаточно протяженной линии и разрывы в верхней части разреза кристаллического фундамента. Одни из выделенных разрывных нарушений фиксируются в центральной части Клепиковского прогиба.

К группе Великих Мещерских озер приурочено оз. Белое карстового происхождения [37]. Площадь озера составляет 33,8 га, длина — 870 м, максимальная ширина — 580 м. Озеро имеет воронкообразную форму с максимальной глубиной 52,3 м. Форма озера аналогична оз. Глубокое, расположенному в пределах ранее рассмотренной Тростенской впадины. По данным [37] озеро образовалось не в карстующейся породе, а в покрывающей ее

песчано-глинистой толще в результате механического вмывания («просасывания») рыхлого материала в растворенные карстовыми процессами трещины и подземные полости в известняках. Карстовый процесс косвенно подтверждает тектоническую активность изучаемой структуры.

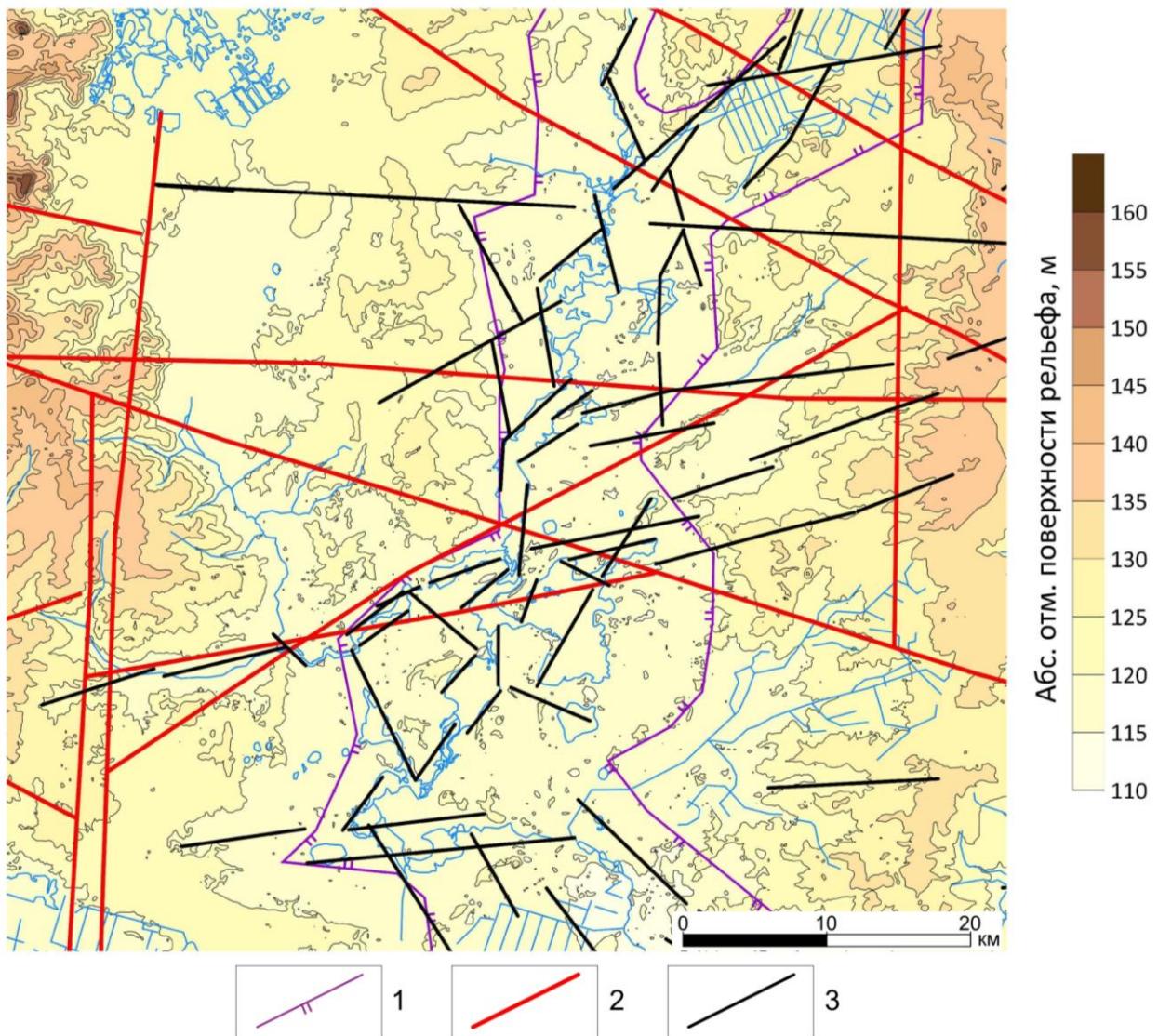


Рисунок 57. Строение Клепиковского прогиба: 1 — граница Клепиковского прогиба; 2 — разломы фундамента; 3 — линеаменты

Наличие широтных линеаментных зон и кулисообразное строение озер указывают на возможное формирование центральной части Клепиковского прогиба в сдвиговых условиях. Относительно пониженный современный рельеф, высокая заболоченность и заозеренность прогиба свидетельствует о его современном прогибании, что может быть вызвано условиями растяжения, ранее установленными для Мещерской впадины М.Л. Коппом [38]. По данным [50] современная скорость опускания составляет 4 мм/год. Таким образом, центральную часть Клепиковского прогиба можно рассматривать в качестве современной тектонически

ослабленной зоны, сформированной в сдвиговых условиях и являющейся структурой присдвигового раздвига.

Проводя аналогию с участком Тростенской впадины, следует предположить, что развитие сдвиговых деформаций в известняках каменноугольных отложений могло привести к образованию зоны разрушения в перекрывающих отложениях мезокайнозоя, рассмотренной в Главе 4.

5.2. Закономерности пространственного распределения напоров подземных вод

В пределах центральной части Клепиковского прогиба целевой касимовский водоносный комплекс (C_3ksm) отделен от вышележащего комплекса мезокайнозоя келловей-кимериджской слабопроницаемой толщей. Анализ карты гидроизопьез касимовского карбонатного комплекса показывает, что в изучаемом районе абс. отм. уровня подземных вод водоносного комплекса изменяются от 93 до 129 м (Рисунок 58).

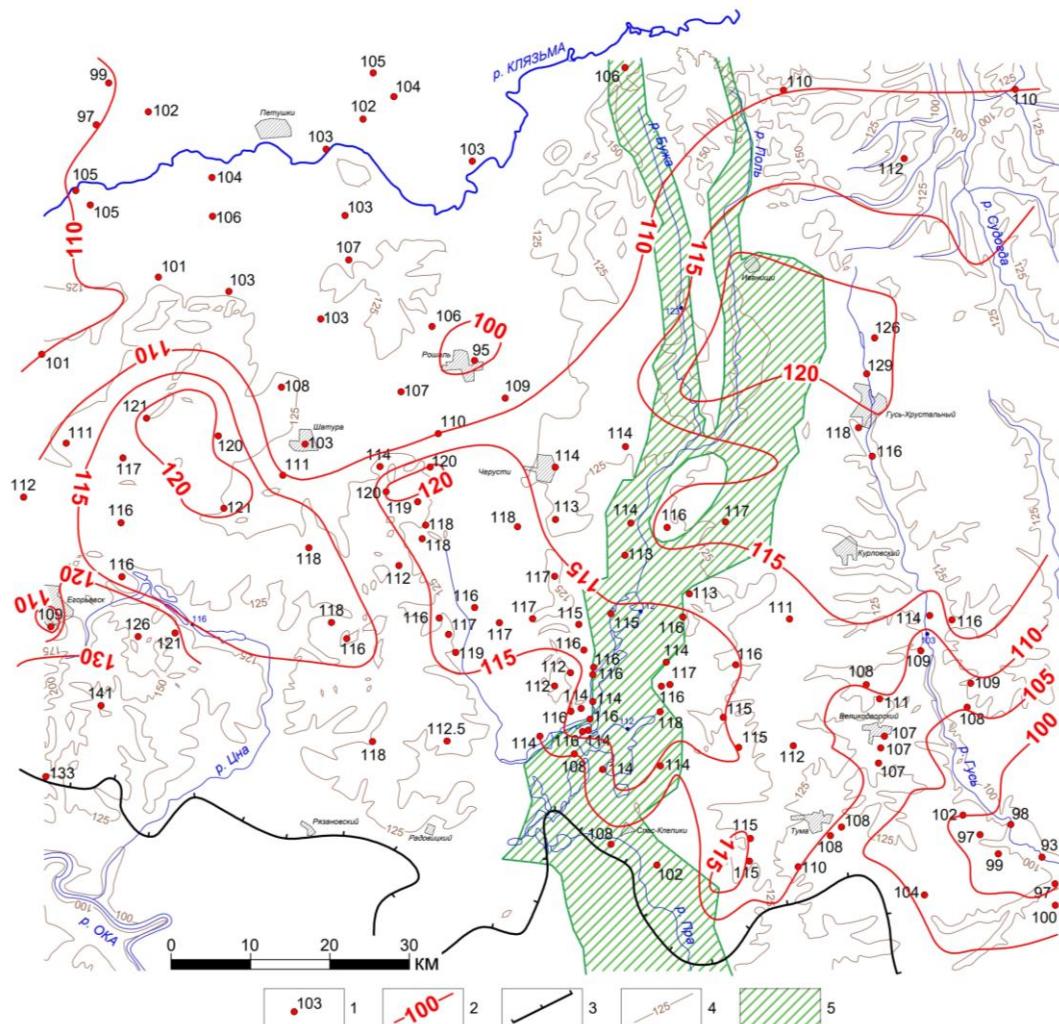


Рисунок 58. Карта гидроизопьез касимовского карбонатного комплекса в районе исследования:
1 — скважина, цифра рядом — абс. отм. уровня подземных вод касимовского карбонатного комплекса; 2 — гидроизопьезы касимовского карбонатного комплекса; 3 — граница распространения касимовского карбонатного комплекса; 4 — горизонтали рельефа;
5 — Клепиковский прогиб (составлено автором по данным [32, 36, 45])

Общее снижение уровня подземных вод происходит на север к долине р. Клязьма. Максимальные абр. отм. уровня фиксируются на северо-востоке в районе г. Гусь-Хрустальный (118–129 м), на западе в пределах области поднятий каменноугольных отложений (около 120 м). Минимальные абр. отм. уровня отмечаются в долине р. Клязьма (97–105 м), р. Гусь (93–99 м), р. Цна (109 м), а также в районе крупных водозаборов г. Рошаль (95 м), г. Шатура (103 м).

В центральной части Клепиковского прогиба в районе Великих Мещерских озер абр. отм. уровня подземных вод касимовского водоносного комплекса составляют 114–116 м. Положение пьезометрической поверхности соответствует уровню рельефа в пределах Клепиковского прогиба (Рисунок 59), что косвенно указывает на возможную тесную взаимосвязь касимовского водоносного комплекса с вышележащим комплексом мезокайнозойских отложений.

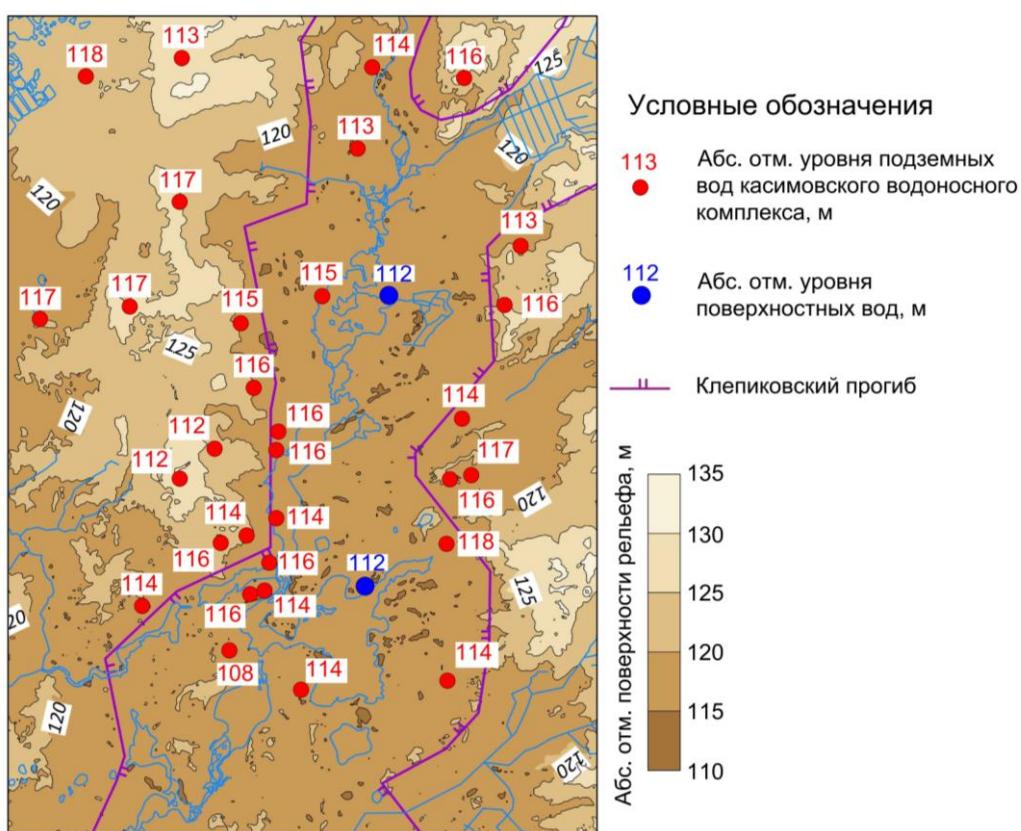


Рисунок 59. Сопоставление уровней подземных вод касимовского водоносного комплекса с поверхностью рельефа в центральной части Клепиковского прогиба

Замеры уровня подземных вод в скважинах (Таблица 6) показывают, что в центральной части прогиба происходит разгрузка подземных вод касимовского водоносного комплекса в вышележащий комплекс мезокайнозоя через келловей-кимериджскую слабопроницаемую толщу [106]. Так, на водоразделе озерной Пры и р. Ялмы (д. Тельма) абр. отм. уровня подземных вод мезокайнозойского комплекса составляет 123,30 м, касимовского — 116,61 м, разница уровней 6,69 м. По мере приближения к озерной Пре разница уровней снижается до 1,77 (д. Дубасово). Непосредственно в самой долине озерной Пры уровень касимовского

комплекса превышает уровень горизонта мезокайнозоя (д. Коренец и д. Посерда) на 1,38 и 0,57 м соответственно.

Таблица 6 — Уровни напорных и грунтовых вод водоразделов и речных долин района исследования (составлено автором по данным [106])

Участки	Q+K ₁	J _{2-3bt-k}	C _{3g-P1a}	C _{3ksm}	C _{2pd-mc}	Направление вертикального перетока	
Водоразделы							
Туголесское поднятие:							
д. Новосельцево	119,48	-	-	119,33	-	↓	
д. Митинская	122,71	-	-	118,31	115,51		
Губинское поднятие (с. Губино)	121,10	-	121,10	104,28	-		
Зворковское поднятие (д. Зворково)	128,30	-	-	127,60	-		
Егорьевское плато (д. Двойни)	145,40	-	-	134,82	120,19		
Родовицкие болота, водораздел рек Солотча и Ялма (п. Родовицкий мох)	122,30	-	-	120,87	113,40		
Водораздел рек Ялмы и озерной Пры:							
д. Дубасово (оз. Белое)	116,57	114,80	-	114,60	113,00	↓	
д. Тельма	123,30	-	-	116,61	-		
д. Перхурово	120,50	-	-	116,18	-		
Среднее течение Пры (с. Борисово)	110,80	110,33	-	107,78	107,07		
Водораздел рек Пра и Гусь:							
д. Углы	136,10	-	-	115,60	-	↓	
д. Кова	128,62	-	-	115,25	-		
д. Кордон	120,95	115,44	-	-	109,57		
Верховье рек бассейна р. Нармы (д. Акулово)	114,28	111,37	-	-	102,29		
Верховье р. Белой (оз. Черненькое), д. Ласково	111,10	-	-	-	110,35		
Речные долины							
Озерная Пра:							
д. Коренец	113,83	-	-	115,21	-	↑	
д. Посерда	114,80	-	-	115,37	-		
Река Ялма (д. Кулаковка)	115,70	-	-	115,78	-		
Река Цна (д. Жабки)	107,43	-	-	111,76	114,72		
Река Гусь (д. Ужищево)	88,56	-	-	97,61	-		
Левый приток р. Гусь (д. Цикуль)	113,33	-	113,45	116,20	-		
Река Колпь (д. Чаур)	92,20	-	-	92,51	-		

5.3. Особенности фильтрационных свойств водовмещающих и слабопроницаемых отложений

В пределах центральной части Клепиковского прогиба целевой касимовский водоносный комплекс (C_3ksm) отделен от вышележащего комплекса мезокайнозоя келловей-кимериджской слабопроницаемой толщей.

Водопроводимость касимовского карбонатного комплекса (C_3ksm) в пределах Мещерской низменности изменяется от 2 до $12\,050\text{ m}^2/\text{сут}$, составляя в среднем $200\text{--}1000\text{ m}^2/\text{сут}$ (Рисунок 60). Минимальные значения водопроводимости менее $200\text{ m}^2/\text{сут}$ отмечаются в южной части района исследования. Центральная часть района исследования характеризуется в основном значениями $200\text{--}1000\text{ m}^2/\text{сут}$, северная часть района $1000\text{--}5000\text{ m}^2/\text{сут}$. Максимальные значения водопроводимости, превышающие $5000\text{ m}^2/\text{сут}$, приурочены к центральной части Клепиковского прогиба. Очень высокие локально сконцентрированные значения водопроводимости в условиях повсеместного перекрытия юрскими глинами могут быть обусловлены только проявлением трещиноватости.

Соответственно можно сделать вывод, что образование тектонически ослабленной зоны в предполагаемых сдвиговых условиях приводит к увеличению фильтрационных свойств водовмещающих карбонатных отложений.

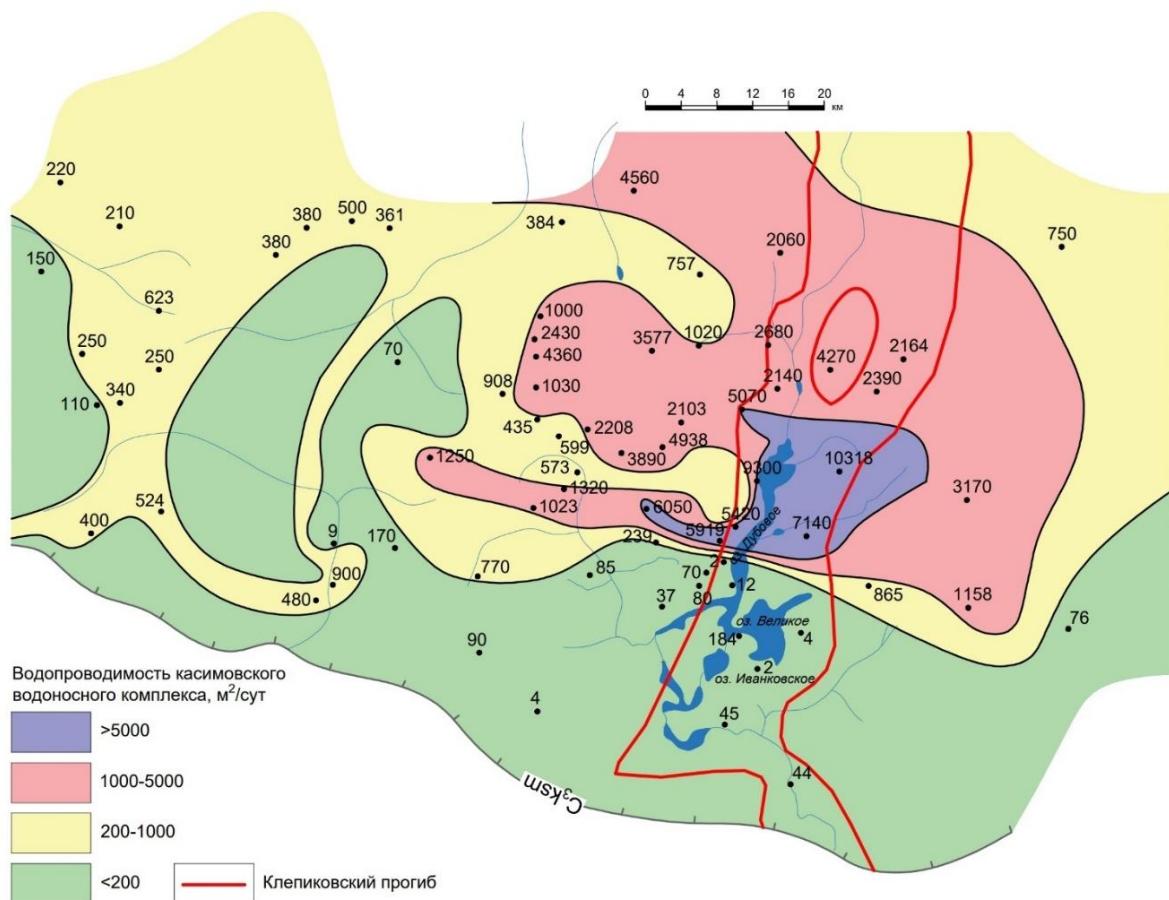


Рисунок 60. Карта водопроводимости касимовского карбонатного комплекса [106]

В центральной части Мещерской низменности келловей-кимериджские глины массивны, аргиллитоподобны, почти не содержат песчаных слоев. Мощность составляет 20–40 м, увеличиваясь в древних долинах до 50–60 м. Максимальные значения коэффициента фильтрации для всей территории Мещеры выявлены в районе Великих Мещерских озер, где они достигают $3 \cdot 10^{-2}$ – $5 \cdot 10^{-3}$ м/сут, постепенно уменьшаясь к водоразделам до $4,5 \cdot 10^{-5}$ м/сут (Рисунок 61) [30, 106]. При этом положение области высокой водопроводимости касимовского водоносного комплекса пространственно совпадает с областью повышенной проницаемости юрских глин. Соответственно образование тектонически ослабленной зоны над предполагаемым сдвигом в касимовском комплексе приводит к увеличению фильтрационных свойств перекрывающих слабопроницаемых отложений.

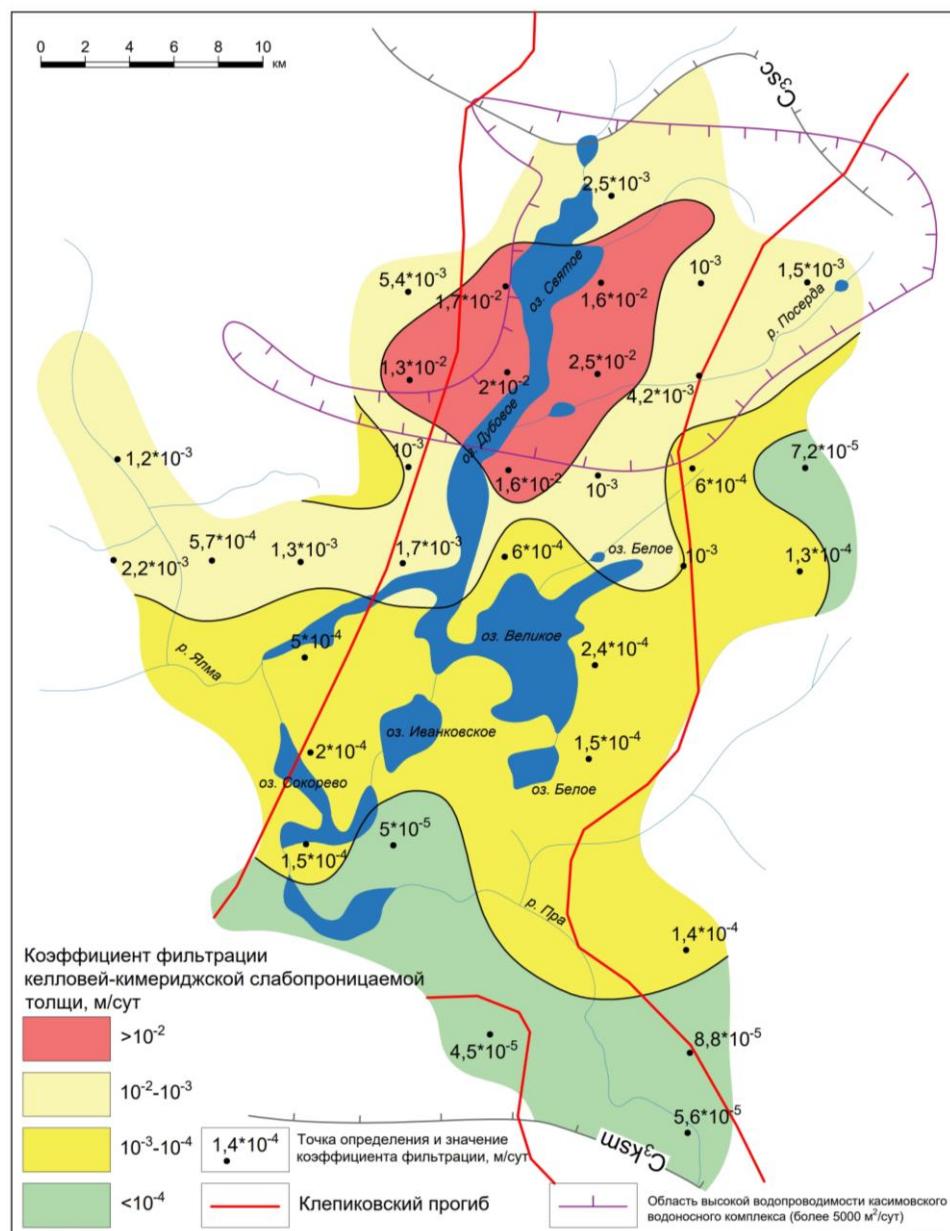


Рисунок 61. Схема коэффициента фильтрации келловей-кимериджской слабопроницаемой толщи в центральной части Клепиковского прогиба [30]

5.4. Особенности химического и изотопного состава природных вод

5.4.1. Макрокомпонентный состав

По данным Государственной гидрогеологической съемки листа N-37-XI [36], охватывающего частично центральную и юго-восточную часть участка исследования, отмечено, что на отдельных участках в районе Великих Мещерских озер состав подземных вод касимовского водоносного комплекса меняется с гидрокарбонатного кальциево-магниевого или магниево-кальциевого на гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый. Там же отмечаются наибольшие значения минерализации (от 0,5 до 0,7 г/л) и общей жесткости (до 8,8 мг-экв/л) для касимовского водоносного комплекса. Предполагается, что в этих местах происходит подпитывание касимовского комплекса из нижезалегающего подольско-мячковского. Анализ макрокомпонентного состава выполнен с целью установления особенностей формирования подземных вод касимовского комплекса на всей территории прогиба и прилегающей территории.

По результатам гидрохимического опробования воды четвертичного водоносного комплекса (Q_{I-IV}) гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные или смешанного состава. По катионному составу подземные воды кальциево-магниевые, кальциево-натриевые или смешанного состава. Подземные воды пресные, значения сухого остатка составляют 0,12–0,30 г/л, в среднем — 0,19 г/л (Таблица 7, Рисунок 62, Рисунок 63). Содержание гидрокарбонатов изменяется от 24 до 164,8 мг/л, сульфатов 7,8–76,1 мг/л, хлоридов 6,7–51,4 мг/л. Содержание кальция изменяется от 12,6 до 24,7 мг/л, магния 3,8–34,6 мг/л, натрия 7,4–32,9 мг/л. Общая жесткость составляет 0,9–3,9 мг-экв/л. Воды нейтральные, значения pH изменяются от 6 до 7,3.

Оценка качества подземных вод по макрокомпонентному составу по отношению к ПДК СанПин 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания» [68] показывает, что по большинству показателей качества для участка исследования превышений не выявлено. В части проб отмечаются высокие содержания нитратов (47–221 мг/л при ПДК 45 мг/л), что связано с загрязнением подземных вод в опробуемых колодцах и скважинах антропогенным фактором. Из таблиц химического состава пробы исключены.

Таким образом, можно отметить, что подземные воды четвертичного водоносного комплекса в районе исследования пресные, характеризуются пестрым химическим составом. В некоторых населенных пунктах подземные воды подвержены антропогенному загрязнению.

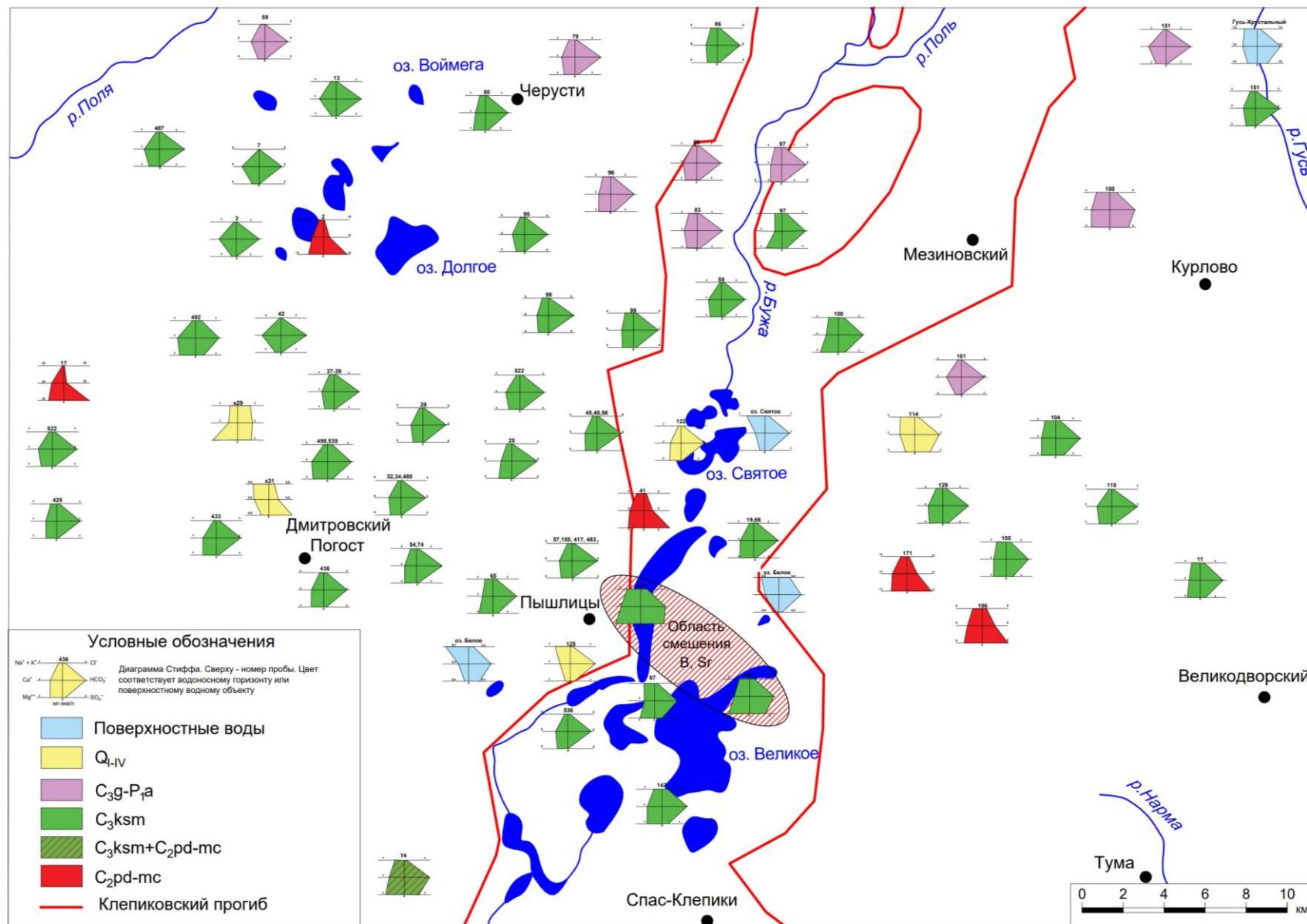


Рисунок 62. Химический состав поверхностных и подземных вод района Клепиковского прогиба

Таблица 7 — Химический состав подземных вод в районе исследования (составлена автором по данным [32, 36, 45, 106, 131])

№скв.	Сухой остаток	pH	Жобщ, мг-экв/л	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Формула Курлова
ПДК СанПиН 1.2.3685-21	1000	6–9	7	-	500	350	-	50	200	
<i>Четвертичный водоносный комплекс (Q_{I-IV})</i>										
114	202	6.6	1.85	115.9	56	10.3	23.1	8.5	25.8	M _{0,20} $\frac{HCO_357SO_435}{Ca\ 39(Na+K)38Mg_{23}}pH6.6$
122	162	7.3	2.51	164.8	7.8	8.5	24.7	15.6	7.4	M _{0,16} $\frac{HCO_387}{Mg_{45}Ca\ 44}pH7.3$
125	180	6.8	1.46	146.5	20.2	6.7	19.8	5.7	32.9	M _{0,18} $\frac{HCO_380}{Na_{50}Ca\ 34}pH6.8$
29	302	6.3	3.9	103.7	76.1	51.4	20.6	34.6	19.5	M _{0,30} $\frac{HCO_336SO_433Cl_{31}}{Mg_{60}Ca\ 22}pH6.3$
31	124	6.0	0.9	24.4	46.9	8.2	12.6	3.8	15.4	M _{0,12} $\frac{SO_461HCO_325}{(Na+K)42Ca\ 39}pH6.0$
<i>Волжско-альбский терригенный комплекс (J_{3v}-K_{1al}) и бат-келловейский терригенный комплекс (J_{2bt-k})</i>										
129	512	7.7	7.02	335.5	116	35	78	38	44	M _{0,51} $\frac{HCO_362SO_427}{Ca\ 44Mg_{35}(Na+K)_{21}}pH7.7$
141	360	8.0	4.55	164.8	100.4	32.3	28.9	34.9	40.2	M _{0,36} $\frac{HCO_347SO_437}{Mg_{47}(Na+K)29Ca\ 24}pH8.0$
143	386	7.3	5.13	329.5	60.1	14.2	52.9	30.3	44.1	M _{0,39} $\frac{HCO_377}{Ca\ 37Mg_{35}(Na+K)27}pH7.3$
18	224	7.2	2.10	219.7	17.7	10.8	25.2	10.2	49.7	M _{0,22} $\frac{HCO_384}{(Na+K)51Ca\ 30Mg_{20}}pH7.2$
8	572	7.4	6.91	341.7	109.9	61.0	77.0	37.3	66.7	M _{0,57} $\frac{HCO_358SO_424}{Ca\ 39Mg_{31}(Na+K)30}pH7.4$
<i>Гжельско-ассельский водоносный комплекс (C_{3g}-P_{1a})</i>										
60	416	7.2	6.62	396.5	32.1	23.9	72.8	36.3	25.5	M _{0,42} $\frac{HCO_383}{Ca\ 47Mg_{39}}pH7.2$
79	372	7.4	5.59	360	37.4	14.5	61.7	30.5	32	M _{0,37} $\frac{HCO_383}{Ca\ 44Mg_{36}(Na+K)20}pH7.4$
83	448	7.4	6.23	414.9	35.4	24.1	69.9	33.3	50.4	M _{0,45} $\frac{HCO_383}{Ca\ 41Mg_{32}(Na+K)26}pH7.4$
96	424	7.4	6.1	384.4	52.7	22.3	63.7	39.5	49	M _{0,42} $\frac{HCO_378}{Mg_{38}Ca\ 37(Na+K)25}pH7.4$

№скв.	Сухой остаток	pH	Ж _{общ} , мг-экв/л	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Формула Курлова
ПДК СанПиН 1.2.3685-21	1000	6–9	7	-	500	350	-	50	200	
97	460	7.3	6.84	457.6	23.9	31.2	66.9	42.6	46.7	M _{0,46} $\frac{HCO_384}{Mg39Ca38(Na+K)23}$ pH7.3
100	528	7.3	6.48	250.2	169.5	40.1	67.9	37.6	52.4	M _{0,53} $\frac{HCO_347SO_440}{Ca39Mg35(Na+K)26}$ pH7.3
101	220	7.4	3.58	244.1	0.8	6.4	51.3	12.4	14.3	M _{0,22} $\frac{HCO_395}{Ca61Mg24}$ pH7.4
150	482	7.3	6.38	262.4	153.9	42.2	63.9	38.8	53.1	M _{0,48} $\frac{HCO_349SO_437}{Ca37Mg37(Na+K)27}$ pH7.3
151	222	8.5	3.65	201	6.6	2	47	16	6.4	M _{0,22} $\frac{HCO_394}{Ca60Mg33}$ pH8.5
59	380	7.3	6.2	433.2	16	5.2	84.2	24.9	30.6	M _{0,38} $\frac{HCO_394}{Ca55Mg27}$ pH7.3

Касимовский водоносный комплекс (C₃ksm)

1	332	7	5.89	372.1	15.6	4.3	88.6	17.9	9.2	M _{0,33} $\frac{HCO_393}{Ca70Mg23}$ pH7
2	340	7	5.77	378.2	4.9	6.4	93.1	13.6	13.8	M _{0,34} $\frac{HCO_396}{Ca73}$ pH7
3	344	7	5.85	378.2	4.9	6.4	86	19	10.6	M _{0,34} $\frac{HCO_396}{Ca68Mg25}$ pH7
4	340	7	5.9	378.2	8.2	3.2	87.7	18.5	7.1	M _{0,34} $\frac{HCO_396}{Ca71Mg24}$ pH7
6	408	7.1	6.84	280.6	78.1	47.8	71.8	39.4	16.8	M _{0,41} $\frac{HCO_361SO_421}{Ca48Mg43}$ pH7.1
7	384	7	7.5	427	6.5	5.4	105	25.1	0.5	M _{0,38} $\frac{HCO_396}{Ca72Mg28}$ pH7
8	364	7.1	6.44	396.5	6.5	4.3	105	12.9	0.7	M _{0,36} $\frac{HCO_396}{Ca83}$ pH7.1
13	272	7.4	4.15	292.9	11.5	5.3	64.7	11.2	23.9	M _{0,27} $\frac{HCO_393}{Ca62(Na+K)20}$ pH7.4
19	430	6.2	7.28	402.8	35	35.5	71.7	45	24.1	M _{0,43} $\frac{HCO_379}{Mg44Ca43}$ pH6.2
25	430	6.2	7.26	476	21.4	10.6	64.5	47.8	34.3	M _{0,43} $\frac{HCO_391}{Mg45Ca37}$ pH6.2
28	380	7	6.66	433.1	13.1	11.9	72.9	36.7	23.9	M _{0,38} $\frac{HCO_392}{Ca47Mg39}$ pH7
32	376	7.1	7.17	445.3	5.7	17.4	70.9	36.9	17	M _{0,38} $\frac{HCO_392}{Ca48Mg41}$ pH7.1

№скв.	Сухой остаток	pH	Ж _{общ} , мг-экв/л	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Формула Курлова
ПДК СанПиН 1.2.3685-21	1000	6–9	7	-	500	350	-	50	200	
34	400	7.2	7.08	457.5	6.5	13.2	75.5	40.2	20	M _{0,40} $\frac{HCO_3\ 94}{Ca\ 47Mg\ 42}$ pH7.2
37	322	7	6.11	353.8	9.8	17.4	71.8	30.7	8.7	M _{0,32} $\frac{HCO_3\ 89}{Ca\ 55Mg\ 39}$ pH7
38	356	7.2	5.9	408.7	16.4	10.9	66.3	31.5	29.4	M _{0,36} $\frac{HCO_3\ 91}{Ca\ 46Mg\ 36}$ pH7.2
39	266	8.0	4.51	299	2	7	43	29	14.7	M _{0,27} $\frac{HCO_3\ 95}{Mg\ 46Ca\ 42}$ pH8.0
41	272	6.8	4.96	317.2	6.5	4.2	82.4	10.3	0.2	M _{0,27} $\frac{HCO_3\ 95}{Ca\ 83}$ pH6.8
42	380	6.9	6.52	420.9	5.7	4.2	102.1	17.4	6.7	M _{0,38} $\frac{HCO_3\ 97}{Ca\ 75Mg\ 21}$ pH6.9
44	456	7.1	6.92	420.9	62.5	30.4	67.1	43.5	46.7	M _{0,46} $\frac{HCO_3\ 76}{Mg\ 40Ca\ 37(Na+K)_{23}}$ pH7.1
45	396	6.9	6.97	463.6	8.2	19.5	70.7	41.8	28.5	M _{0,40} $\frac{HCO_3\ 91}{Ca\ 43Mg\ 42}$ pH6.9
48	386	7.9	6.17	396.5	17.2	17	57	40.5	27	M _{0,39} $\frac{HCO_3\ 89}{Mg\ 45Ca\ 39}$ pH7.9
54	380	7	6.39	420.9	23	21.6	63.6	39.1	35.6	M _{0,38} $\frac{HCO_3\ 86}{Ca\ 40Mg\ 40(Na+K)_{20}}$ pH6.6
56	488	7.2	7.05	414.8	56.8	30.4	68	44.5	41.1	M _{0,49} $\frac{HCO_3\ 77}{Mg\ 41Ca\ 38(Na+K)_{20}}$ pH7.2
57	398	7.8	7.13	445.3	16.4	17	72	43	23.9	M _{0,40} $\frac{HCO_3\ 90}{Ca\ 44Mg\ 43}$ pH7.8
59	366	7	7.08	384.3	22.2	26.1	69.1	36.9	9.4	M _{0,37} $\frac{HCO_3\ 84}{Ca\ 50Mg\ 44}$ pH7
61	634	7.8	8.48	289.8	217.7	41.8	74.2	58.1	59.3	M _{0,63} $\frac{HCO_3\ 45SO_4\ 43}{Mg\ 43Ca\ 34(Na+K)_{23}}$ pH7.8
65	454	7.6	6.59	384.4	61.3	25.5	57.3	45.4	48.5	M _{0,45} $\frac{HCO_3\ 76}{Ca\ 33Mg\ 43(Na+K)_{24}}$ pH7.6
66	460	7.3	7.34	402.8	60.5	31.2	70.7	46.3	35.4	M _{0,46} $\frac{HCO_3\ 76}{Mg\ 43Ca\ 40}$ pH7.3
67	432	7.8	6.57	372.2	100.4	27	54.3	46.9	63.9	M _{0,43} $\frac{HCO_3\ 68SO_4\ 23}{Mg\ 41(Na+K)30Ca\ 29}$ pH7.8
74	418	7.4	6.77	457.6	10.7	18.8	66.1	42.2	38.6	M _{0,42} $\frac{HCO_3\ 91}{Mg\ 41Ca\ 39(Na+K)_{20}}$ pH7.4
80	384	7.8	5.88	372.2	34.6	14.9	52.9	39.4	35.6	M _{0,38} $\frac{HCO_3\ 84}{Mg\ 44Ca\ 36(Na+K)_{21}}$ pH7.8

№скв.	Сухой остаток	pH	Ж _{общ} , мг-экв/л	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Формула Курлова
ПДК СанПиН 1.2.3685-21	1000	6–9	7	-	500	350	-	50	200	
86	460	7.3	6.58	427.1	34.6	29.4	69.9	37.6	45.3	M _{0,46} $\frac{HCO_382}{Ca\ 41Mg36(Na+K)23}$ pH7.3
95	408	7.4	7.05	488.2	2.9	6.7	83.8	34.9	32.2	M _{0,41} $\frac{HCO_397}{Ca\ 50Mg34}$ pH7.4
97	336	7.8	4.38	274.6	37.9	31.6	26.8	37	32	M _{0,34} $\frac{HCO_373}{Mg53(Na+K)24Ca\ 23}$ pH7.8
98	486	7.4	7.59	543.1	11.9	11	78.6	42.6	47.6	M _{0,49} $\frac{HCO_394}{Ca\ 41Mg37(Na+K)22}$ pH7.4
99	480	7.2	6.84	463.7	45.7	29.1	70.1	40.6	58.2	M _{0,48} $\frac{HCO_381}{Ca\ 37Mg36(Na+K)27}$ pH7.2
100	418	7.8	5.73	292.9	65.4	42.2	45.9	41.8	41.8	M _{0,42} $\frac{HCO_365}{Mg45Ca\ 30(Na+K)24}$ pH7.8
104	470	7.4	6.48	347.8	90.1	38.3	64.9	39.4	54.7	M _{0,47} $\frac{HCO_366SO_422}{Ca\ 37Mg37(Na+K)27}$ pH7.4
105	500	7.5	6.68	366	85.6	42.2	65.9	41.2	57.3	M _{0,50} $\frac{HCO_367SO_420}{Mg37Ca\ 36(Na+K)27}$ pH7.5
115	258	7.4	4.24	241	18.9	9	45	23	9.7	M _{0,26} $\frac{HCO_386}{Ca\ 49Mg41}$ pH7.4
142	488	7.3	6.87	353.9	69.5	44.3	67.9	41.8	43	M _{0,49} $\frac{HCO_368}{Ca\ 39Mg39(Na+K)22}$ pH7.3
147	489	7.6	3.68	287	148.1	36	58	48	44.2	M _{0,49} $\frac{HCO_353SO_435}{Mg45Ca\ 33(Na+K)22}$ pH7.6
151	244	7.2	6.87	256.3	7.4	6	41.9	19.3	19.3	M _{0,24} $\frac{HCO_393}{Ca\ 46Mg35}$ pH7.2
155	514	7.2	7.22	475.9	7	24.1	77.8	40.6	32.4	M _{0,51} $\frac{HCO_390}{Ca\ 45Mg39}$ pH7.2
161	388	7.3	5.08	360	58.4	30.5	67	38	35.2	M _{0,39} $\frac{HCO_374}{Ca\ 42Mg39}$ pH7.3
417	392	7	6.43	439.2	16.4	17.4	69.8	35.8	35.6	M _{0,39} $\frac{HCO_390}{Ca\ 44Mg37}$ pH7
425	256	7.1	3.68	250.1	9.8	14.3	37.3	22.1	23.4	M _{0,26} $\frac{HCO_387}{Ca\ 40Mg39(Na+K)22}$ pH7.1
433	280	6.8	4.66	256.2	17.3	19	46.2	28.6	10.1	M _{0,28} $\frac{HCO_382}{Mg46Ca\ 45}$ pH6.8
436	254	7	4.25	244	23	16.7	41.8	26.4	16.1	M _{0,25} $\frac{HCO_381}{Ca\ 52Mg44}$ pH7
480	348	6.8	6.79	433.1	4.1	9.5	75.6	36.7	15.2	M _{0,35} $\frac{HCO_395}{Ca\ 51Mg40}$ pH6.8

№скв.	Сухой остаток	pH	Ж _{общ} , мг-экв/л	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Формула Курлова
ПДК СанПиН 1.2.3685-21	1000	6–9	7	-	500	350	-	50	200	
483	418	6.8	6.79	451.4	6.5	21.4	75.6	36.7	30.8	M _{0,42} $\frac{HCO_391}{Ca\ 46Mg37}$ pH6.8
487	368	7	5.73	353.8	7.4	16.7	68.4	28	15.9	M _{0,37} $\frac{HCO_390}{Ca\ 53Mg36}$ pH7
492	404	7	6.56	274.5	74	40.4	69.3	37.8	14.2	M _{0,40} $\frac{HCO_363SO_421}{Ca\ 48Mg43}$ pH7
498	352	6.9	5.72	262.3	31.2	40.4	57.8	34.5	8.5	M _{0,35} $\frac{HCO_371}{Ca\ 47Mg46}$ pH6.9
522	272	7	4.35	256.2	15.6	14.3	48.9	23.2	13.1	M _{0,27} $\frac{HCO_385}{Ca\ 50Mg39}$ pH7
532	420	7	7.14	457.5	4.9	9.5	80	38.3	16.8	M _{0,42} $\frac{HCO_395}{Ca\ 51Mg40}$ pH7
535	368	6.9	5.77	280.6	46.9	30.9	60.5	33.4	15.4	M _{0,37} $\frac{HCO_371}{Ca\ 47Mg43}$ pH6.9
536	404	7	6.88	439.2	4.9	21.6	74.3	38.6	21.8	M _{0,40} $\frac{HCO_391}{Ca\ 47Mg40}$ pH7
11	450	7.2	6.43	372.2	72	38.3	59.9	41.8	51.7	M _{0,45} $\frac{HCO_370}{Mg40Ca\ 35(Na+K)26}$ pH7.2
<i>Подольско-мячковский водоносный комплекс (C₂pd-mc)</i>										
2	1198	7	16.09	225.7	692	21.6	136.1	113	59.1	M _{1,20} $\frac{SO_477HCO_320}{Mg50Ca36}$ pH7
17	1768	7.4	26.49	164.8	1174.4	22	235.5	179.2	34	M _{1,77} $\frac{SO_488}{Mg53Ca42}$ pH7.4
106	830	7.8	10.15	238	376	47	92	67.6	67	M _{0,83} $\frac{SO_460HCO_330}{Mg42Ca35}$ pH7.8
170	3160	7.4	28.68	164.8	1711	353.2	290.6	172.7	455.2	M _{3,16} $\frac{SO_474}{Ca30Mg29(Na+K)21}$ pH7.4
171	1094	7.4	14.03	286.8	535	33.7	137.5	87.2	67.8	M _{1,09} $\frac{SO_466HCO_328}{Mg42Ca40}$ pH7.4
41	1342	7.4	16.1	286.8	665.6	52.5	154.7	101.8	89.9	M _{1,34} $\frac{SO_469HCO_323}{Mg42Ca39}$ pH7.4
<i>Касимовский и подольско-мячковский водоносные комплексы объединенные (C₃ksm+C₂pd-mc)</i>										
14	446	7.2	6.42	299	136.6	15.6	57.5	43.2	40.5	M _{0,45} $\frac{HCO_360SO_435}{Mg43Ca\ 35(Na+K)22}$ pH7.2

Красным цветом выделены значения, превышающие ПДК

По результатам гидрогеохимического опробования воды волжско-альского терригенного комплекса (J_{3v}-K_{1al}) и бат-келловейского терригенного комплекса (J_{2bt}-k) гидрокарбонатные или сульфатно-гидрокарбонатные, по катионному составу подземные воды смешанного состава. Воды пресные, значения сухого остатка составляют 0,22–0,57 г/л, в среднем — 0,41 г/л (Таблица 7, Рисунок 63). Содержание гидрокарбонатов изменяется от 164,8 до 341,7 мг/л, сульфатов 17,7–116 мг/л, хлоридов 10,8–61 мг/л. Содержание кальция изменяется от 25,2 до 77,0 мг/л, магния 10,2–37,3 мг/л, натрия 40,2–66,7 мг/л. Общая жесткость составляет 2,1–6,91 мг-экв/л. Воды нейтральные, значения pH изменяются от 7,2 до 8. Оценка качества подземных вод по макрокомпонентному составу по отношению к ПДК СанПин 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания» [68] показывает, что в целом для участка исследования превышений не выявлено.

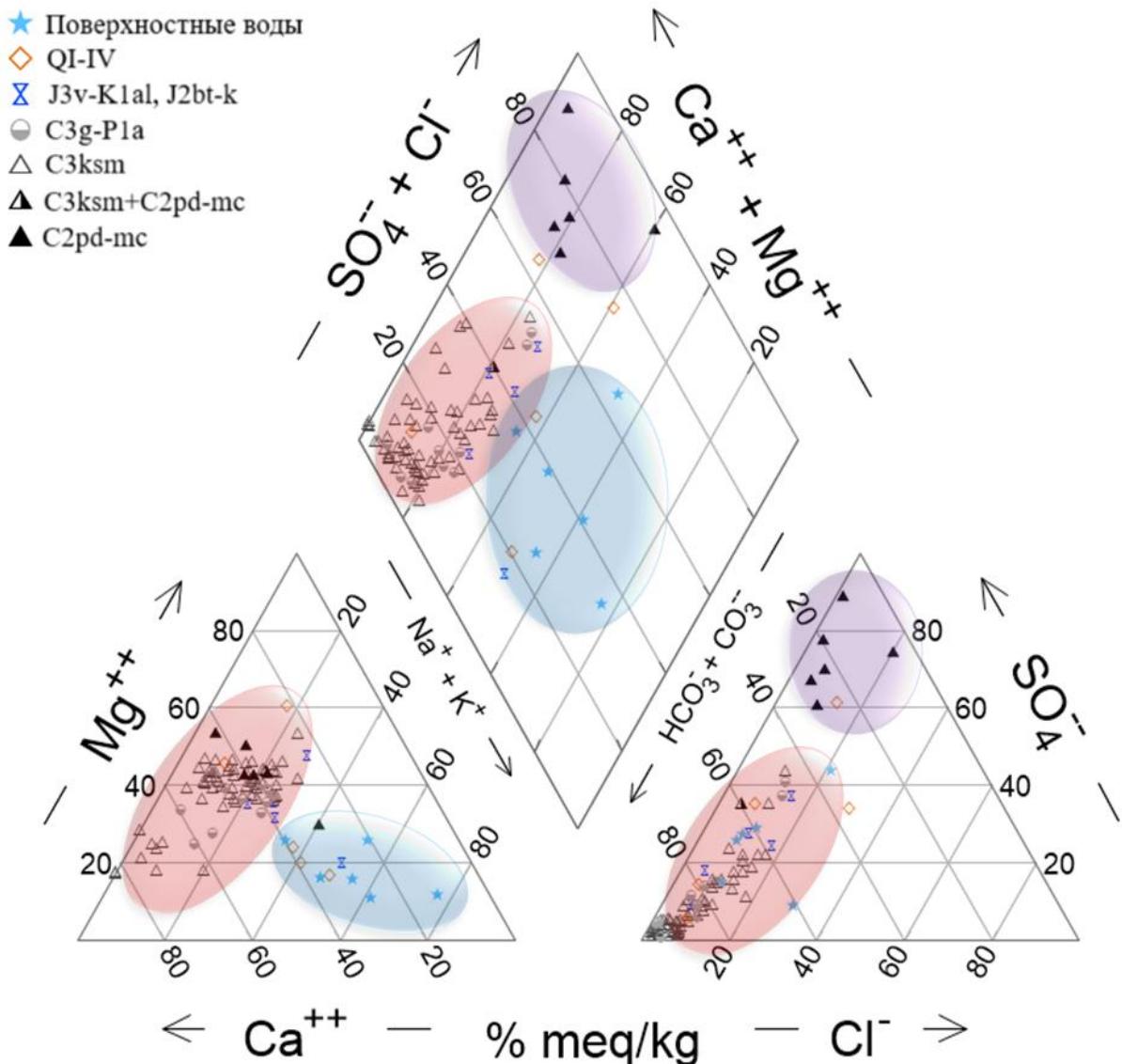


Рисунок 63. Диаграмма Пайпера химического состава природных вод участка Клепиковского прогиба

По результатам гидрогеохимического опробования воды гжельско-ассельского водоносного комплекса (C_3g-P_{1a}) преимущественно гидрокарбонатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные. По катионному составу подземные воды магниево-кальциевые или смешанного состава. Подземные воды пресные, значения сухого остатка составляют 0,22–0,53 г/л, в среднем — 0,40 г/л (Таблица 7, Рисунок 62, Рисунок 63). Содержание гидрокарбонатов изменяется от 201 до 457,6 мг/л (среднее 340 мг/л), сульфатов 0,8–169,5 мг/л, хлоридов 2–42,2 мг/л. Содержание кальция изменяется от 47,0 до 84,2 мг/л, магния 12,4–42,6 мг/л, натрия 6,4–53,1 мг/л. Общая жесткость составляет 3,58–6,84 мг-экв/л, в среднем — 5,77 мг-экв/л. Воды нейтральные, значения pH изменяются от 7,2 до 8,45. Оценка качества подземных вод по макрокомпонентному составу по отношению к ПДК СанПин 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания» [68] показывает, что в целом для участка исследования превышений не выявлено.

По результатам гидрогеохимического опробования воды касимовского водоносного комплекса (C_3ksm) преимущественно гидрокарбонатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные. По катионному составу подземные воды преимущественно магниево-кальциевые, реже кальциево-магниевые или смешанного состава. Подземные воды пресные, значения сухого остатка составляют 0,24–0,63 г/л, в среднем — 0,39 г/л (Таблица 7, Рисунок 62, Рисунок 63). Содержание гидрокарбонатов изменяется от 241 до 543,1 мг/л, сульфатов 2–217,7 мг/л, хлоридов 3,2–47,8 мг/л. Содержание кальция изменяется от 26,8 до 105 мг/л, магния 10,3–58,1 мг/л, натрия 0,2–63,9 мг/л. Общая жесткость составляет 3,68–8,48 мг-экв/л. Воды нейтральные, значения pH изменяются от 6,2 до 7,95. Оценка качества подземных вод по отношению к ПДК СанПин 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания» [68] показывает, что в целом для участка исследования превышений не выявлено, за исключением показателя жесткости, превышения которого фиксируются в 29% исследуемых проб.

По результатам гидрогеохимического опробования воды подольско-мячковского комплекса (C_2pd-ms) преимущественно гидрокарбонатно-сульфатные. По катионному составу подземные воды кальциево-магниевые или смешанного состава. Подземные воды от пресных до солоноватых, значения сухого остатка составляют 0,83–3,2 г/л, в среднем — 1,6 г/л (ПДК 1 мг/л) (Таблица 7, Рисунок 62, Рисунок 63). Содержание гидрокарбонатов изменяется от 164,8 до 286,8 мг/л, сульфатов 535–1711 мг/л (ПДК 500 мг/л), хлоридов 22–353,2 мг/л (ПДК 350 мг/л). Содержание кальция изменяется от 92 до 290,6 мг/л, магния 67,6–179,2 мг/л (ПДК 50 мг/л), натрия 34–455,2 мг/л (ПДК 200 мг/л). Общая жесткость составляет 10,15–28,68 мг-экв/л (ПДК 7 мг-экв/л). Воды нейтральные, значения pH изменяются от 7 до 7,8. Оценка качества

подземных вод по отношению к ПДК СанПин 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания» [68] показывает, что в подземные воды не соответствуют требования по сухому остатку, общей жесткости, содержанию хлоридов, сульфатов и натрия.

По результатам анализа макрокомпонентного состава подземных вод района исследования выявлено, что подземные воды мезокайнозойских отложений пресные и характеризуются пестрым химическим составом. Воды гжельско-ассельского и касимовского комплексов пресные с сухим остатком до 0,63 г/л, характеризуются преимущественно гидрокарбонатным магниево-кальциевым составом. Нижезалегающие воды подольско-мячковского комплекса имеют относительно повышенную минерализацию (величина сухого остатка 0,83–3,2 г/л) и характеризуются относительно высоким содержанием сульфатов. Ввиду близкого химического состава касимовского комплексами с водами мезокайнозоя, выявить область разгрузки подземных вод на основании макрокомпонентного состава не представляется возможным.

На основании ранее выполненных термометрических исследований [106] обнаружена положительная температурная аномалия, связанная с разгрузкой подземных вод каменноугольных отложений в вышележащий комплекс мезокайнозоя. При этом характер термоизогипс указывает как на разгрузку вод касимовского комплекса в вышележащие отложения, так и на разгрузку подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса в касимовский через кревякинскую слабопроницаемую толщу.

В центральной части Клепиковского прогиба, в районе Великих Мещерских озер, отмечается смена химического состава подземных вод касимовского водоносного комплекса с гидрокарбонатного на гидрокарбонатно-сульфатный, а также здесь зафиксированы максимальные значения величины сухого остатка — 0,49 (скв. 147) и 0,63 г/л (скв. 61). Содержание сульфатов также достигает максимальных значений 217,7 и 148,1 мг/л. В скважине №61 зафиксировано максимальное значение общей жесткости 8,48 мг-экв/л. В скважинах, оборудованных совместно на касимовский и подольско-мячковский водоносные комплексы, значение сухого остатка составляет 0,45–0,65 г/л, общей жесткости 6,42–8,66 мг-экв/л, содержание сульфатов 136,6–314,3 мг/л. Можно отметить, что качество подземных вод касимовского водоносного комплекса в области предполагаемой разгрузки подземных вод нижезалегающего подольско-мячковского комплекса подобно качеству подземных вод при совместном оборудовании скважин на данные горизонты (Рисунок 64). Соответственно результаты изучения макрокомпонентного состава позволили установить наличие разгрузки подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса в вышележащий касимовский водоносный комплекс.

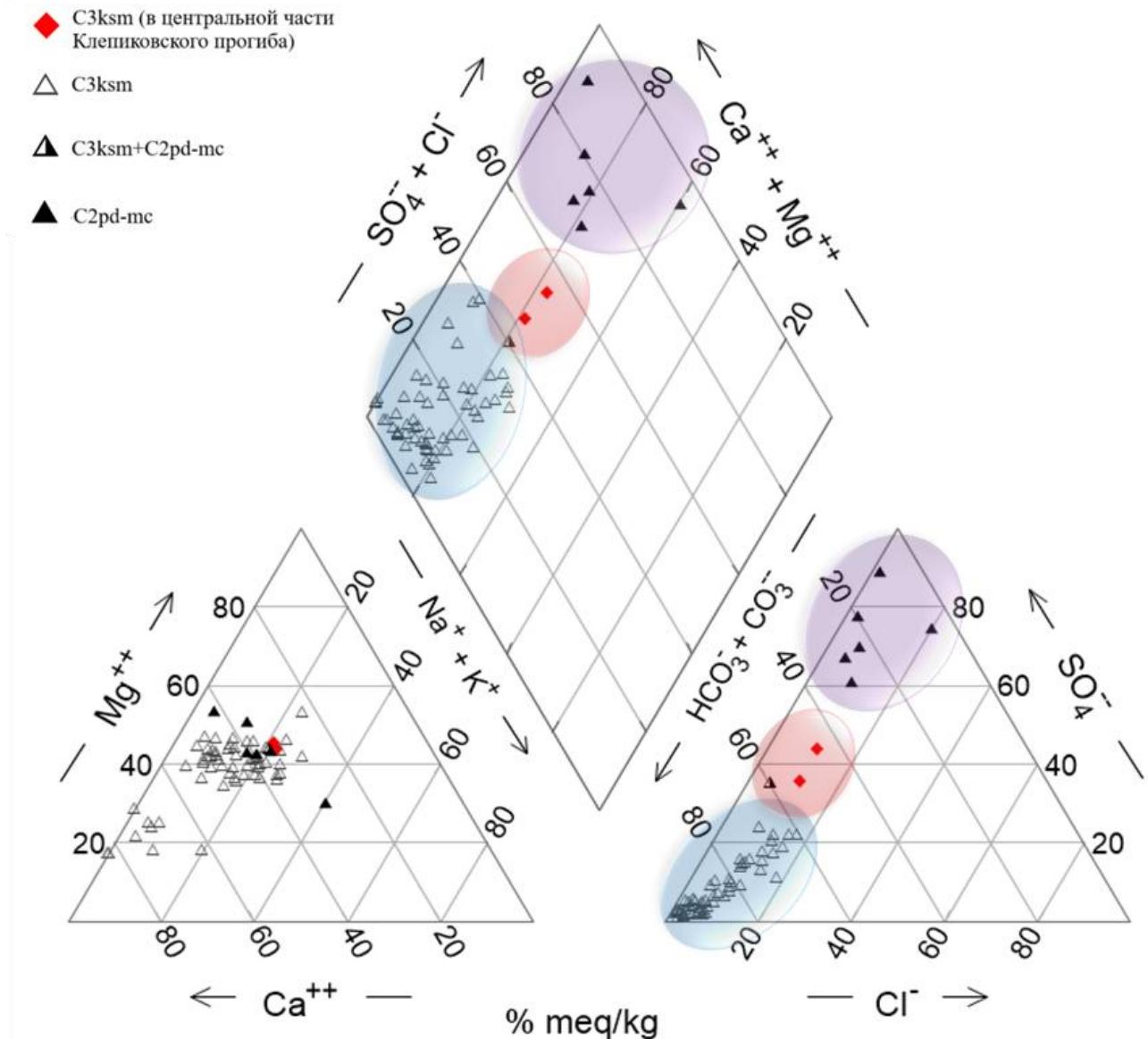


Рисунок 64. Диаграмма Пайпера химического состава подземных вод каменноугольных водоносных комплексов района Клениковского прогиба

По результатам гидрогеохимического опробования поверхностные воды оз. Белое (у д. Белое) хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые или смешанного состава. Воды пресные, значения сухого остатка составляют 0,09–0,15 г/л, в среднем — 0,12 г/л (Таблица 8). Содержание гидрокарбонатов изменяется от 64 до 85,2 мг/л, сульфатов 0,8–35,8 мг/л, хлоридов 17–25,2 мг/л. Содержание кальция изменяется от 14,4 до 18,4 мг/л, магния 3,2–6,2 мг/л, натрия 12,6–30,4 мг/л. Общая жесткость составляет 0,98–1,28 мг-экв/л. Воды нейтральные, значения pH изменяются от 6,4 до 7,3. Макрокомпонентный состав подобен оз. Глубокому, приуроченному к первому объекту исследования, Тростенской впадине.

Таблица 8 — Химический состав оз. Белое (у д. Белая) (составлено автором по данным [106, 131])

Глубина отбора	Сухой остаток	pH	Ж _{общ} , мг-экв/л	HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na+K	Формула Курлова
0	108	7.3	1.23	73.2	8.2	18.4	15.4	5	14.9	M _{0,11} $\frac{HCO_3 63 Cl 27}{Ca 42 (Na+K) 35 Mg 22}$ pH7.3
10	126	7	1.23	67.1	7.4	19.2	15.4	5	13.3	M _{0,13} $\frac{HCO_3 61 Cl 30}{Ca 44 (Na+K) 33 Mg 23}$ pH7
30	152	6.9	1.22	79.3	35.8	18.4	16.4	4.2	30.4	M _{0,15} $\frac{HCO_3 51 SO_4 29 Cl 20}{(Na+K) 53 Ca 33}$ pH6.9
40	108	7.1	1.18	67.1	9.9	18.1	16.4	4.4	14.7	M _{0,11} $\frac{HCO_3 61 Cl 28}{Ca 45 (Na+K) 35 Mg 20}$ pH7.1
48.5	130	6.9	1.23	85.4	9.5	18.1	16.4	5	20.2	M _{0,13} $\frac{HCO_3 66 Cl 24}{(Na+K) 42 Ca 39}$ pH6.9
0	112	7.2	1.03	67.1	12.3	23.1	15.4	3.2	22.5	M _{0,11} $\frac{HCO_3 55 Cl 32}{(Na+K) 49 Ca 38}$ pH7.2
10	94	6.4	0.98	67.1	1.2	21.3	14.4	3.2	17.2	M _{0,09} $\frac{HCO_3 64 Cl 35}{(Na+K) 43 Ca 42}$ pH6.4
10	92	7.4	1.17	64	9.8	17	16	4.6	12.6	M _{0,09} $\frac{HCO_3 61 Cl 28}{Ca 46 (Na+K) 32 Mg 22}$ pH7.4
20	116	7	1.03	73.2	8.2	21.3	14.4	3.8	21.6	M _{0,12} $\frac{HCO_3 61 Cl 30}{(Na+K) 48 Ca 36}$ pH7
30	136	6.6	1.18	73.2	7.4	21.3	14.4	5.6	17.7	M _{0,14} $\frac{HCO_3 61 Cl 31}{Ca 37 (Na+K) 40 Mg 24}$ pH6.6
40	110	6.7	1.23	79.3	0.8	21.3	14.4	6.2	15.9	M _{0,11} $\frac{HCO_3 68 Cl 31}{Ca 37 (Na+K) 36 Mg 26}$ pH6.7
48.5	140	6.4	1.28	79.3	13.6	25.2	18.4	4.4	29.4	M _{0,14} $\frac{HCO_3 57 Cl 31}{(Na+K) 50 Ca 36}$ pH6.4

По результатам гидрогохимического опробования *поверхностные воды оз. Белое (у д. Дубасово)* сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые. Воды пресные, значение сухого остатка составляет 0,06–0,07 г/л (Таблица 9). Содержание гидрокарбонатов 18,3–36,6 мг/л, сульфатов 14–18,1 мг/л, хлоридов 4,3–6,5 мг/л. Содержание кальция составляет 3,6–5,6 мг/л, магния 1,3–2,7 мг/л, натрия 10,6–14,3 мг/л. Общая жесткость 0,39–0,4 мг-экв/л, pH 6,3–6,4.

Таблица 9 — Химический состав поверхностных водных объектов в районе исследования (составлено автором по данным [106, 131])

Озеро	Содержание, мг/л									Формула Курлова
	Сухой остаток	pH	Ж _{общ} , мг-экв/л	HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na+K	
Белое у д. Дубасово	66	6.4	0.39	36.6	14	4.3	5.6	1.3	14.3	M _{0,07} $\frac{HCO_3 59 SO_4 29}{(Na+K) 62 Ca 28}$ pH6.4
	60	6.3	0.4	18.3	18.1	6.5	3.6	2.7	10.6	M _{0,06} $\frac{SO_4 44 HCO_3 35 Cl 21}{(Na+K) 53 Mg 26 Ca 21}$ pH6.3
Гусь-Хрустальный	132	6.6	1.65	97.6	33.3	8.5	20	7.9	20.2	M _{0,13} $\frac{HCO_3 51 SO_4 27}{(Na+K) 35 Ca 40 Mg 26}$ pH6.6
Беленькое	148	6.2	0.6	103.7	31.7	8.2	6	3.7	45.8	M _{0,15} $\frac{HCO_3 66 SO_4 25}{(Na+K) 77}$ pH6.2
Святое	136	6.6	1.15	115.3	18.1	9.9	15	4.9	32.4	M _{0,14} $\frac{HCO_3 74}{(Na+K) 55 Ca 29}$ pH6.6

По результатам гидрогохимического опробования *поверхностные воды озера в г. Гусь-Хрустальный* сульфатно-гидрокарбонатные смешанного катионного состава. Воды пресные, значение сухого остатка составляет 0,13 г/л (Таблица 9). Содержание гидрокарбонатов

равняется 97,6 мг/л, сульфатов 33,3 мг/л, хлоридов 8,5 мг/л. Содержание кальция составляет 20 мг/л, магния 7,9 мг/л, натрия 20,2 мг/л. Общая жесткость 1,65 мг-экв/л, pH 6,6.

По результатам гидрогоеохимического опробования *поверхностные воды оз. Беленького* гидрокарбонатные натриевые. Воды пресные, значение сухого остатка составляет 0,15 г/л (Таблица 9). Содержание гидрокарбонатов равняется 103,7 мг/л, сульфатов 31,7 мг/л, хлоридов 8,2 мг/л. Содержание кальция составляет 6 мг/л, магния 3,7 мг/л, натрия 45,8 мг/л. Общая жесткость 0,6 мг-экв/л, pH 6,2.

По результатам гидрогоеохимического опробования *поверхностные воды оз. Святое* гидрокарбонатные кальциево-натриевые. Воды пресные, значение сухого остатка составляет 0,14 г/л (Таблица 9). Содержание гидрокарбонатов равняется 115,3 мг/л, сульфатов 18,1 мг/л, хлоридов 9,9 мг/л. Содержание кальция составляет 15 мг/л, магния 4,9 мг/л, натрия 32,4 мг/л. Общая жесткость 1,15 мг-экв/л, pH 6,6.

5.4.2. Микрокомпонентный состав

По результатам гидрогоеохимического опробования воды *гжельско-ассельского (Cзg-P1a) и касимовского (Cзksm) водоносных комплексов* характеризуются относительно близким микрокомпонентным составом (Рисунок 65). Для подземных вод касимовского комплекса отмечается относительно повышенное содержание лития, бора и стронция по сравнению с водами гжельско-ассельского комплекса (Таблица 10). Содержание бора в касимовском комплексе изменяется от 0,45 до 1,143 мг/л, в гжельско-ассельском — 0,017–0,30 мг/л. Содержание стронция в касимовском комплексе изменяется от 2,42 до 7,86 мг/л, в пробе №35/23 зафиксировано значение 25,3 мг/л. В гжельско-ассельском водоносном комплексе содержание стронция изменяется от 0,06 до 2,24 мг/л. Содержание лития в касимовском комплексе изменяется от 0,037 до 0,135 мг/л, в гжельско-ассельском — 0,003–0,031 мг/л. Для гжельско-ассельского водоносного комплекса отмечается относительно повышенное содержание бария (0,026–0,182 мг/л) по сравнению с водами касимовского водоносного комплекса (0,002–0,026 мг/л).

В целом стронций широко распространен в напорных водах МАБ, локально встречаются превышения стронция относительно ПДК (7 мг/л) [51]. Поступление стронция в подземные воды может быть обусловлено растворением целестина (SrSO_4) или стронцианита (SrCO_3), содержащихся в водовмещающих отложениях [7, 43], а также возможно из слабопроницаемых отложений, разделяющих водоносные комплексы. По данным [51] подземные воды каменноугольных отложений МАБ извлекают стронций из пород благодаря растворению целестина и комплексообразованию стронция с аниогенными компонентами основного минерального состава. Увеличение стронция в подземных водах зависит от скорости

водообмена, когда при движении подземных вод от области питания происходит снижение скорости водообмена и происходит смена гидрохимического типа воды на сульфатный. При содержаниях сульфатов в подземных водах выше 100 мг/л существует высокая вероятность обнаружения повышенных концентраций стронция [6].

Содержание бора в карбонатных породах обусловлено, главным образом, механической примесью глинистых минералов, иногда зависит от присутствия глауконита [20]. Закономерное увеличение бора, как правило, связано с вертикальной гидрогеохимической зональностью при смене кальциевого химического состава на натриевый и ростом натрий-кальциевых отношений [31]. Для подземных вод касимовского водоносного комплекса относительно повышенные содержания бора, вероятно, обусловлены наличием глинистых минералов, входящих в состав пород или разделяющих слабопроницаемых отложений.

Оценка качества подземных вод по отношению к ПДК СанПин 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания» [68] показывает, что по подземные воды гжельско-ассельского водоносного комплекса соответствуют предъявляемым требованиям. Качество подземных вод касимовского водоносного комплекса не соответствует требованиям по содержанию лития до 0,135 мг/л (при ПДК 0,03 мг/л), бора до 1,14 мг/л (при ПДК 0,5 мг/л) и стронция — 7,9 и 25,3 мг/л (при ПДК 7 мг/л). Данные превышения характерны для подземных вод изучаемого участка [125].

Для гжельско-ассельского водоносного комплекса содержание РЗЭ изменяется от 0,011 до 0,038 мкг/л. Во всех изученных пробах характерно преобладание легких РЗЭ (от 74 до 89% от общего состава) над тяжелыми (Рисунок 66). Для касимовского водоносного комплекса содержание РЗЭ изменяется от 0,010 до 0,018 мкг/л. Во всех изученных пробах также характерно преобладание легких РЗЭ (от 73 до 84% от общего состава), над тяжелыми. Графики распределения РЗЭ, нормированные по отношению к североамериканскому сланцу, относительно однотипны и характеризуются незначительным поднятием в ряду от легких РЗЭ к тяжелым РЗЭ. Во всех исследованных пробах отмечается положительная европиевая аномалия (2,0–26,5), которая свидетельствует о преимущественном растворении минеральных фаз, обогащенных европием.

Таблица 10. Содержание микрокомпонентов в подземных водах участка Клепиковского прогиба (мг/л)

№пробы/ ПДК, мг/л	Li	Be	B	Al	Cr	Ni	Cu	Zn	As	Se	Sr	Mo	Ag	Cd	Ba	Pb
	0.03	0.0002	0.5	0.2	0.05	0.02	1	5	0.01	0.01	7	0.07	0.05	0.0001	0.7	0.01
Гжельско-ассельский водоносный комплекс (C ₃ g-P ₁ a)																
31/23	0.031	0.000003	0.30	0.016	0.00003	0.0010	0.002	0.027	0.00005	≤0.000016	2.2	0.00010	0.000006	0.000011	0.043	0.00013
32/23	0.028	0.000002	0.15	0.007	0.00003	0.0007	0.001	0.004	0.00006	0.00002	1.1	0.00014	0.000003	0.000002	0.030	0.00001
38/23	0.026	0.000002	0.07	0.019	0.00002	0.0010	0.001	0.004	0.00050	≤0.000016	0.4	0.00064	0.000003	0.000008	0.182	0.00004
39/23	0.003	≤0.0000017	0.02	0.015	0.00006	0.0009	0.000	0.001	0.00064	0.00012	0.1	0.00029	0.000002	0.000003	0.026	0.00002
40/23	0.015	≤0.0000017	0.02	0.010	0.00003	0.0006	0.000	0.001	0.0108	≤0.000016	0.1	0.00142	0.000002	0.000002	0.029	0.00002
Касимовский водоносный комплекс (C ₃ k)																
33/23	0.043	≤0.0000017	0.84	0.015	≤0.000011	0.0015	0.001	0.002	0.00010	≤0.000016	2.4	0.00187	0.000006	0.000003	0.026	0.00003
34/23	0.037	≤0.0000017	0.45	0.011	0.00002	0.0010	0.001	0.001	0.00003	≤0.000016	2.8	0.00004	0.000006	0.000002	0.018	0.00003
35/23	0.135	≤0.0000017	1.14	0.014	0.00005	0.0013	0.001	0.006	0.00013	0.00003	25.3	0.00171	0.000044	0.000005	0.002	0.00006
36/23	0.066	0.000002	0.74	0.011	0.00003	0.0015	0.002	0.013	0.00045	≤0.000016	7.9	0.00143	0.000013	0.000007	0.009	0.00005

*ПДК в соответствии с СанПин1.2.3685-21; красным цветом выделены значения, превышающие ПДК

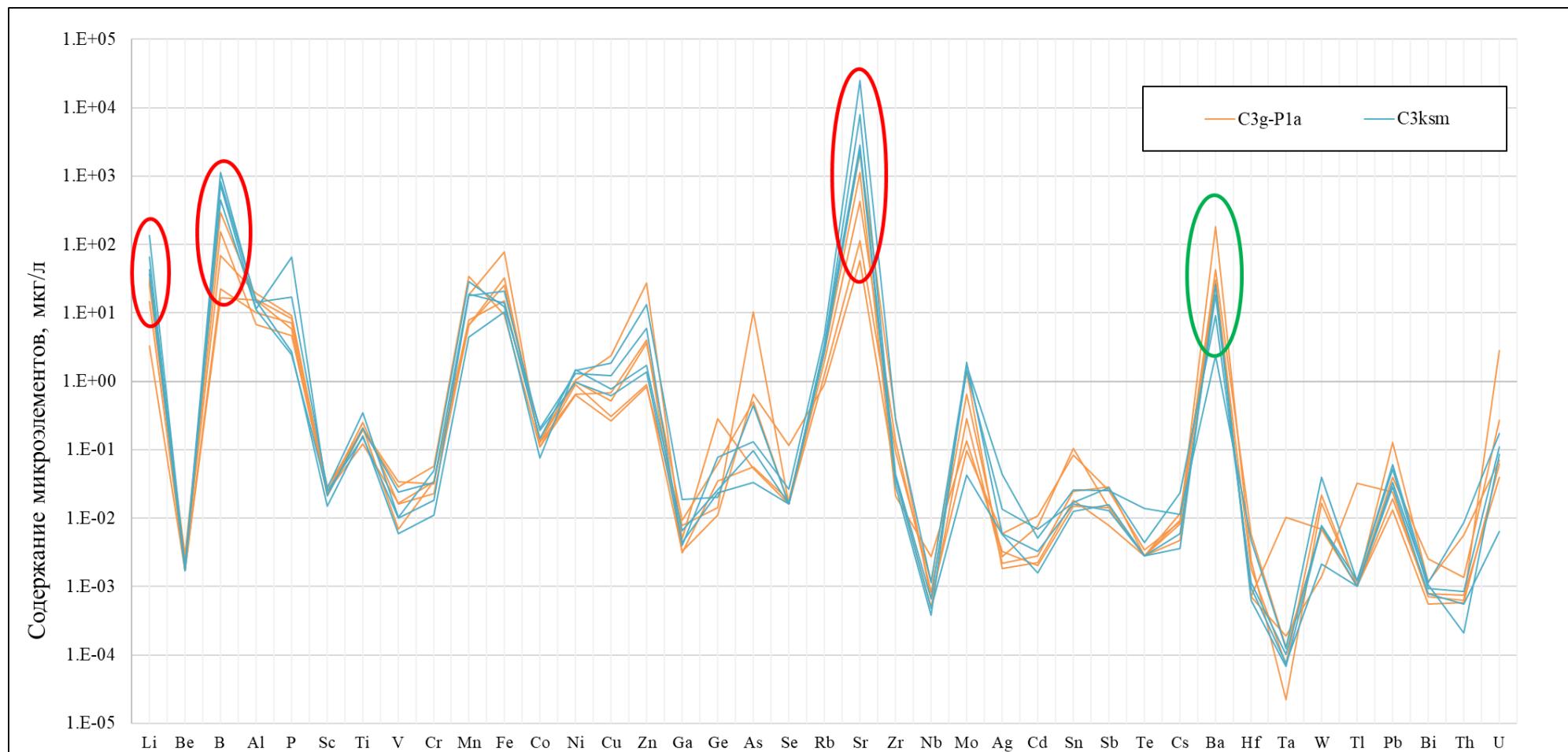
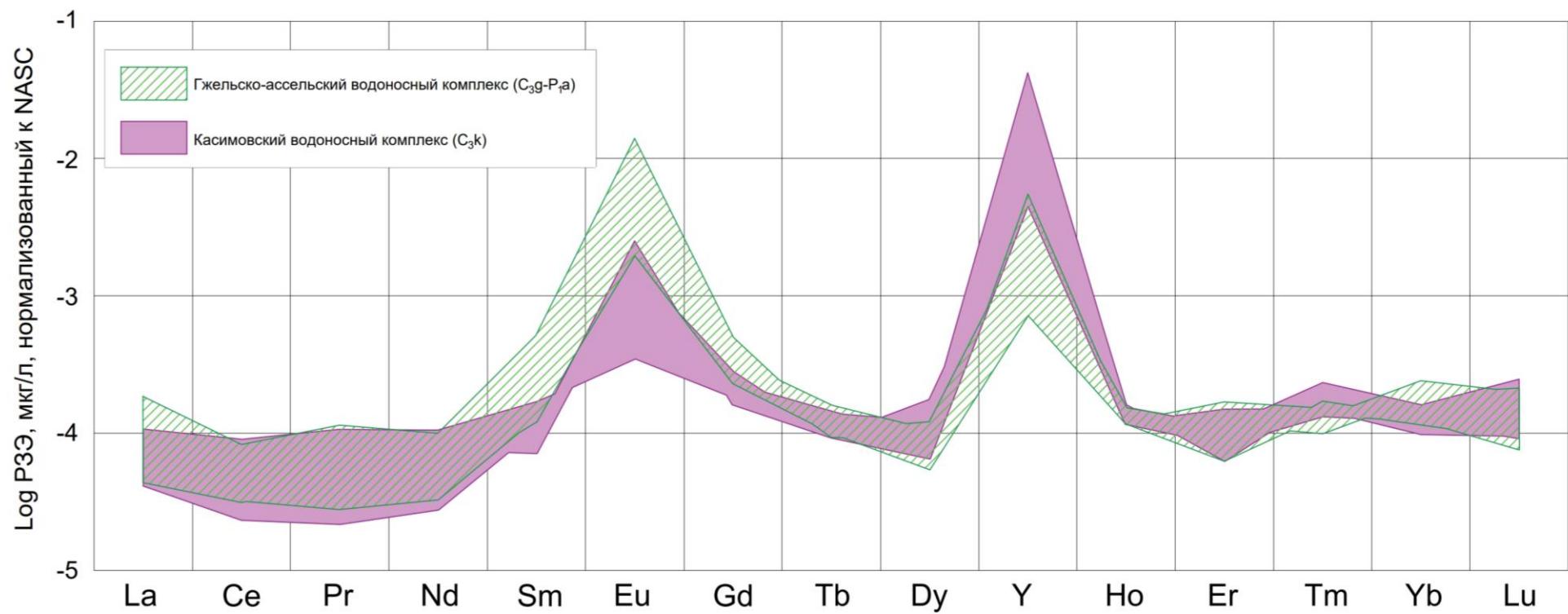


Рисунок 65. Спектр распределения химических элементов в подземных водах гжельско-ассельского и касимовского водоносных комплексов



*NASC стандартный североамериканский сланец

Рисунок 66. Содержание редкоземельных элементов в подземных водах гжельско-ассельского и касимовского водоносных комплексов

5.4.3. Изотопный состав

Результаты анализа изотопного состава показывают, что значение $\delta^{18}\text{O}$ в подземных водах касимовского водоносного комплекса в пределах области исследования изменяется от -10,92 до -13,95‰. Содержание $\delta^2\text{H}$ в подземных водах изменяется от -82,65 до -98,47‰, $\delta^{17}\text{O}$ от -5,77 до -7,39‰ (Рисунок 67, Таблица 11). Для гжельско-ассельского водоносного комплекса по результатам опробования содержание $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от -12,30 до -12,64‰, $\delta^2\text{H}$ от -86,20 до -91,66‰ и $\delta^{17}\text{O}$ от -6,50 до -6,70‰.

Можно отметить, что для касимовского водоносного комплекса разница в полученных значениях изотопного состава значительно превышает разницу в значениях для гжельско-ассельского комплекса. Проба №33/23, расположенная на максимальном удалении от структурно-тектонического окна характеризуется самым легким изотопным составом. При этом проба №34/23, приуроченная к области повышенной проницаемости юрских глин и касимовского комплекса, имеет самый тяжелый изотопный состав. Для нижезалегающего подольско-мячковского водоносного комплекса не был изучен изотопный состав, поэтому однозначных выводов о его разгрузке в касимовский комплекс сделать невозможно. Однако можно предположить, что разгрузка подольско-мячковского комплекса с отличным макрокомпонентным составом может сказываться и на отмеченные различия в изотопном составе.

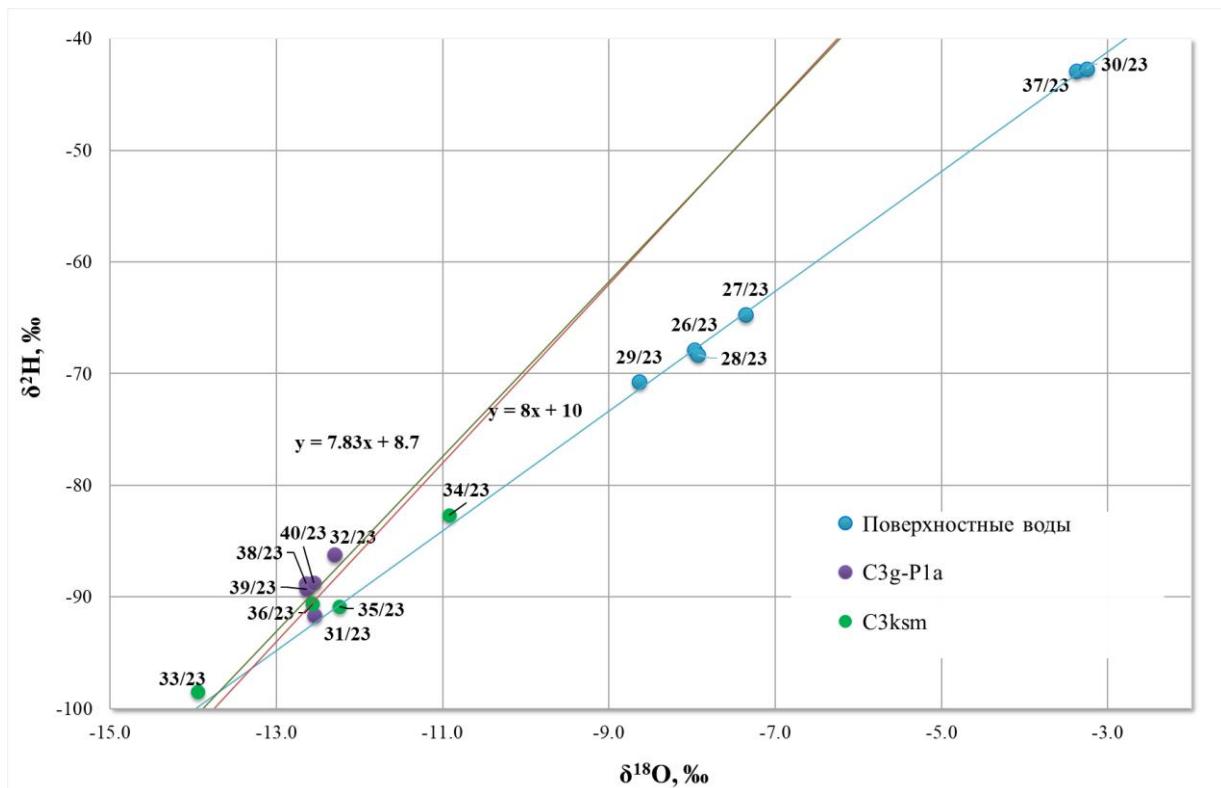


Рисунок 67. График изотопного отношения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в подземных водах в области развития Клепиковского прогиба

Таблица 11 — Изотопный состав подземных и поверхностных вод в районе в области развития Клепиковского прогиба

№ пробы	Место отбора проб	$\delta^{17}\text{O}$, ‰	$\Delta\delta^{17}\text{O}$, ppm	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	D-excess, ‰
<i>Поверхностные воды</i>						
26/23	р. Пра	-4,21	6,13	-7,97	-67,85	-4,09
27/23	оз. Дубовое	-3,88	12,90	-7,36	-64,69	-5,81
28/23	оз. Святое	-4,19	4,93	-7,93	-68,27	-4,83
29/23	оз. Иванковское	-4,55	21,36	-8,64	-70,72	-1,60
37/23	оз. Белое (Спас-Клепики)	-1,81	-23,98	-3,38	-42,91	-15,87
30/23	оз. Белое (д. Белая)	-1,74	-22,72	-3,25	-42,70	-16,70
<i>Гжельско-ассельский водоносный комплекс (C_{3g}-P_{1a})</i>						
31/23	п. Бакшеево	-6,63	10,91	-12,54	-91,66	8,66
32/23	с. Пустоша	-6,50	13,45	-12,30	-86,20	12,20
38/23	п. Гусевский	-6,70	-6,09	-12,64	-88,81	12,31
39/23	г. Гусь-Хрустальный	-6,69	-1,37	-12,63	-89,27	11,77
40/23	п. Панфилово	-6,63	16,26	-12,55	-88,73	11,67
<i>Касимовский водоносный комплекс (C_{3kst})</i>						
33/23	с. Дмитровский Погост	-7,39	0,02	-13,95	-98,47	13,13
34/23	с. Пышлицы	-5,77	10,76	-10,92	-82,65	4,71
35/23	п. Мещерский Бор	-6,48	1,51	-12,24	-90,83	7,09
36/23	п. Санаторий Белое озеро	-6,64	16,88	-12,57	-90,58	9,98

Для поверхностных водных объектов (р. Пра, оз. Дубовое, оз. Святое и оз. Иванковское) значение $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от -7,36 до -8,64‰, $\delta^2\text{H}$ от -64,69 до -70,72‰ и $\delta^{17}\text{O}$ от -3,88 до -4,55‰. Для озер Белое (у г. Спас-Клепики) и оз. Белое (у д. Белое) содержание $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от -3,25 до -3,38‰, $\delta^2\text{H}$ от -42,70 до -42,91‰ и $\delta^{17}\text{O}$ от -1,74 до -1,81‰. График изотопного отношения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ показывает, что изотопный состав поверхностных водных объектов формируется, в частности, за счет процессов испарения. При этом изотопный состав озер Белых в два раза тяжелее по сравнению с изотопным составом других водных объектов.

Кинетический коэффициент, учитывающий молекулярную и турбулентную диффузию молекул воды в воздухе, для дейтерия примерно на 12% меньше, чем для ^{18}O , за счет чего коэффициент кинетического фракционирования для дейтерия также чуть меньше. Для водяного пара $\delta^2\text{H}$ становится меньше, чем $8\delta^{18}\text{O}$, что приводит к увеличению D-excess. Для природных вод участка Клепиковского прогиба значения D-excess изменяются в широких пределах. Для озер Белых значения составляют -15,87 и -16,70‰, для остальных поверхностных водных объектов от -1,60 до -5,81‰, для гжельско-ассельского водоносного комплекса от 8,66 до 12,31‰ и касимовского от 4,71 до 13,13‰ (Таблица 11). Анализ графика отношения $\delta^{18}\text{O}$ и D-excess (Рисунок 68) показывает на линейное уменьшение значения D-excess в ряду подземные-поверхностные воды. Для озер Белых D-excess достигает минимальных значений, что указывает на значительную роль испарения при формировании их изотопного состава.

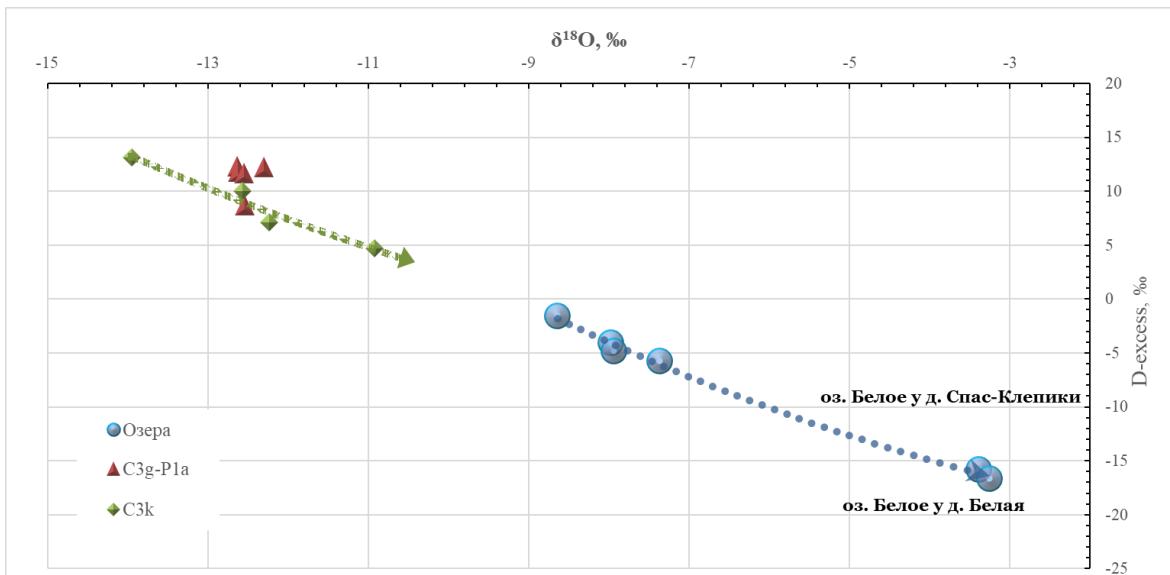


Рисунок 68. График отношения $\delta^{18}\text{O}$ и D-excess в подземных и поверхностных водах на участке Клепиковского прогиба

Для ^{17}O кинетический коэффициент фракционирования при испарении меньше, чем равновесный коэффициент фракционирования, соответственно водяной пар обогащен ^{17}O по сравнению с водой. Значения ^{17}O -excess для природных вод участка Клепиковского прогиба изменяются от -23,98 до 16,88 ppm. Для озер Белых значения составляют -22,72 и -23,98 ppm, для остальных поверхностных водных объектов от 4,93 до 21,36 ppm, для гжельско-ассельского водоносного комплекса от -1,37 до 16,26 ppm и касимовского от 1,51 до 16,88 ppm (Таблица 11). Анализ графика отношения $\delta^{18}\text{O}$ и ^{17}O -excess в подземных и поверхностных водах (Рисунок 69) указывает на недостаток ^{17}O для озер Белых, что также подтверждает главную роль процессов испарения при формировании их изотопного состава.

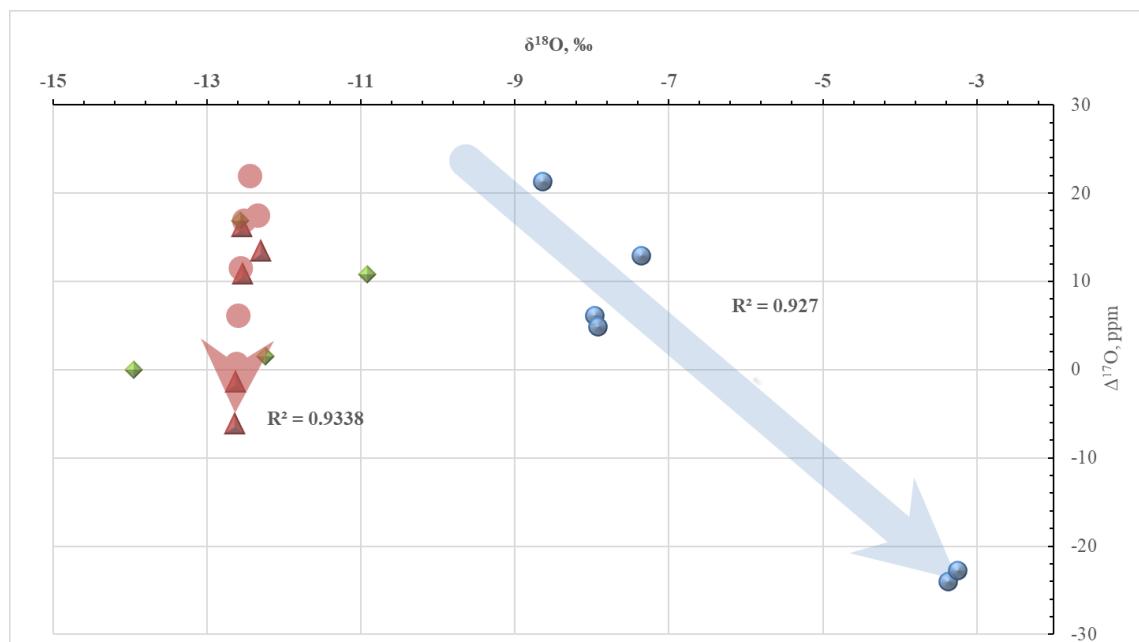


Рисунок 69. График отношения $\delta^{18}\text{O}$ и ^{17}O -excess в подземных и поверхностных водах на участке Клепиковского прогиба

Анализ графика изотопного отношения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{17}\text{O}$ в подземных и поверхностных водах (Рисунок 70) показывает, что все изучаемые пробы «ложатся» на линию равновесия, а значение коэффициента фракционирования изотопов кислорода 0,528 соответствует равновесному коэффициенту для метеорных вод, что свидетельствует об постоянстве влажности в месте испарения. Для озер Белых коэффициент фракционирования составил 0,535, что также свидетельствует о большей роли испарения при формировании их изотопного состава по сравнению с другими объектами исследования.

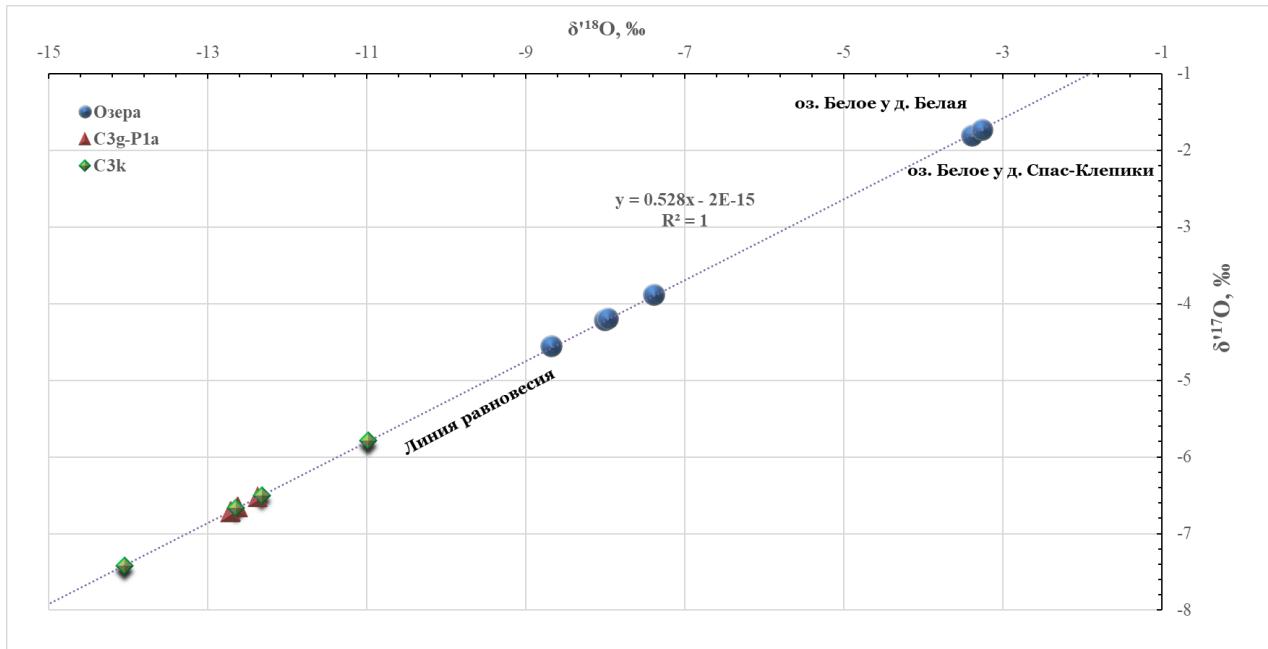


Рисунок 70. График изотопного отношения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{17}\text{O}$ в подземных и поверхностных водах на участке Клепиковского прогиба

Описанные закономерности указывают на различный гидрологический режим озер Белых и условий их формирования. Озеро Белое у д. Белое карстового происхождения [37], а его относительно легкий изотопный состав подобен составу озера Глубокое, расположенного в области развития Тростенской впадины.

5.5. Выводы к главе 5

Клепиковский прогиб представляет собой неотектоническую структуру, развитую на востоке Московской области и приуроченную к центральной части Мещерской низменности.

На основании выполненного линеаментного структурно-тектонического анализа установлено, что центральная часть прогиба ограничена широтными линеаментными зонами. Кулисообразное строение Великих Мещерских озер указывает на возможное формирование прогиба в сдвиговых условиях. Относительно пониженный современный рельеф, высокая заболоченность и заозеренность прогиба свидетельствует о его современном прогибании, что также может быть вызвано условиями растяжения. Таким образом, центральная часть

Клепиковского прогиба, ранее рассматриваемая в качестве тектонически ослабленной зоны, является структурой присдвигового раздвига.

В пределах выявленной структуры целевой касимовский водоносный комплекс отделен от вышелегающего комплекса мезокайнозоя келловей-кимериджской слабопроницаемой толщой. Предыдущими исследованиями доказано, что в центральной части прогиба сформирована область разгрузки подземных вод касимовского водоносного комплекса через келловей-кимериджскую слабопроницаемую толщу в вышелегающие отложения мезокайнозоя. Здесь же показана связь проницаемости юрских глин с тектоническим фактором.

Анализ материалов ранее выполненных исследований позволил установить, что образование структур присдвигового раздвига обусловливает развитие трещиноватости и увеличение фильтрационных свойств водовмещающих отложений касимовского комплекса и слабопроницаемой келловей-кимериджской толщи. В центральной части Клепиковского прогиба водопроводимость касимовского водоносного комплекса достигает максимальных для территории Мещерской низменности значений ($10\text{--}15$ тыс. $\text{m}^2/\text{сут}$). Келловей-кимериджские глины также характеризуются повышенными фильтрационными свойствами, достигая значений $3\cdot10^{-2}\text{--}5\cdot10^{-3}$ $\text{м}/\text{сут}$.

В центральной части Клепиковского прогиба, в районе Великих Мещерских озер, отмечается смена химического состава подземных вод касимовского водоносного комплекса с гидрокарбонатного на гидрокарбонатно-сульфатный, а также здесь зафиксированы максимальные значения величины сухого остатка и общей жесткости и содержания сульфатов. При этом качество подземных вод касимовского водоносного комплекса в области разгрузки подземных вод нижелегающего подольско-мячковского комплекса подобно качеству подземных вод при совместном оборудовании скважин на данные комплексы. Таким образом, результаты изучения макрокомпонентного состава подземных вод в районе исследования доказывают наличие области разгрузки подземных вод подольско-мячковского комплекса в вышелегающий касимовский в центральной части Клепиковского прогиба.

Результаты комплексного анализа позволили установить, что Клепиковский прогиб является структурно-тектоническим гидрогеологическим окном, в пределах которого происходит разгрузка подземных вод целевого касимовского водоносного комплекса в вышелегающий комплекс мезокайнозоя через тектонически ослабленную зону, сформированную в келловей-кимериджской слабопроницаемой толще.

Глава 6. Разработка комплексной методики выявления структурно-тектонических гидрогеологических окон на основе полученных результатов

Проведенное детальное исследование условий формирования подземных вод двух ключевых участков с обоснованным, по нашему мнению, выявлением на них структурно-тектонических гидрогеологических окон позволяет обобщить выполненный комплекс работ в виде методики, изложенной ниже.

Структурно-тектонические гидрогеологические окна представляют участки геологической среды, в пределах которых переток между смежными водоносными горизонтами повышен за счет нарушения сплошности разделяющей слабопроницаемой толщи, обусловленной развитием тектонической трещиноватости. В пределах центральной части Московского артезианского бассейна (МАБ) целевые водоносные комплексы, используемые для водоснабжения, приурочены к карбонатным отложениям верхнего и среднего отделов каменноугольной системы, которые отделены от грунтовых водоносных горизонтов келловей-кимериджской слабопроницаемой толщей. Защищенность целевых водоносных комплексов зависит, главным образом, от степени сплошности и мощности разделяющих слабопроницаемых отложений. В балансовом отношении гидрогеологические окна выполняют роль местных областей питания/разгрузки подземных вод. Соответственно учет гидрогеологических окон, и в частности, структурно-тектонических, является важной задачей охраны и использования подземных вод.

Преобладание деформаций с субгоризонтальной ориентировкой главных осей напряжений предопределяет широкое развитие сдвиговых структур в пределах центральной части МАБ. Одними из таких структур являются рассмотренные в работе Тростенская впадина и Клепиковский прогиб. Линеаментный структурно-тектонический анализ выявил для них признаки, свойственные типичным структурам присдвигового раздвига: рельеф, пониженный относительно окружающей территории, S- или Z-образная плановая форма, ограничение разрывными нарушениями, кулисообразное строение внутренних частей структур, заболоченность или заозеренность территории.

Сдвиговые деформации приводят к развитию тектонической трещиноватости и как следствие — к образованию области повышенной проницаемости разделяющих слабопроницаемых толщ и водовмещающих отложений. Проведение комплексного анализа позволило установить, что Тростенская впадина является местной областью питания подземных вод, а Клепиковский прогиб — местной областью разгрузки.

Развитие сдвиговых деформаций на территории Восточно-Европейской платформы (ВЕП), и соответственно центральной части МАБ, может обуславливать

образование и других структур, подобных изучаемым в настоящей работе, являющихся потенциальными структурно-тектоническими гидрогеологическими окнами. Для оценки влияния тектонического фактора на гидрогеологические условия необходимо использовать комплексный подход, включающий различные виды исследований [49, 58, 65, 73, 90, 91, 92, 95, 102 и мн. другие].

Для выявления структурно-тектонических гидрогеологических окон, образованных в условиях сдвиговых деформаций, разработана специализированная методика, основывающаяся непосредственно на результатах настоящего исследования.

Методика выявления структурно-тектонических гидрогеологических окон включает в себя два этапа: предварительный и основной. Предварительный этап направлен на установление ключевого участка, в пределах которого потенциально возможно развитие структуры присдвигового раздвига и соответственно структурно-тектонического гидрогеологического окна. На основном этапе проводится тектонический (линеаментный) анализ с целью окончательного отнесения выделенной структуры к структурам присдвигового раздвига, установления формирования области повышенной проницаемости водовмещающих и разделяющих слабопроницаемых отложений, и соответственно образования местной области питания или разгрузки подземных вод в пределах структурно-тектонического гидрогеологического окна.

Предварительный этап

На начальном этапе исследования важно применение наиболее доступных, дистанционных методов. Так, по данным анализа топографических карт и ГИС-сервисов, возможно выделение потенциальных структур присдвигового раздвига. Основными «поисковыми» критериями является сочетание таких признаков, как относительно пониженный современный рельеф, узкая линейная S- или Z-образная плановая форма структуры, наличие цепочки озер или заболоченных участков, также особое внимание уделяется карстовым озерам. Таким образом, по результатам анализа намечается ключевой участок, в пределах которого возможно образование структуры присдвигового раздвига и как следствие — структурно-тектонического гидрогеологического окна.

Затем на основании фондовых и архивных материалов, а также анализа результатов региональных геолого-гидрогеологических исследований устанавливается геологическое строение и гидрогеологические условия района потенциально выделенной структуры (изучение структурно-тектонического строения территории; условий, характера залегания и распространения геолого-гидрогеологических подразделений; установление глубины зоны активного водообмена; изучение условий питания/разгрузки, направления движения и состава подземных вод; водохозяйственной обстановки и пр.). Устанавливаются основные водоносные

комплексы каменноугольных отложений, приуроченные к зоне активного водообмена и их характер взаимосвязи со смежными водоносными комплексами.

На фоне выявленных региональных особенностей формирования подземных вод отмечаются локальные области питания/разгрузки, пространственно приуроченные к структуре. Фиксируются выявленные области повышенной проницаемости, разрывные нарушения в осадочном чехле и фундаменте, сдвиговые деформации, области тесной взаимосвязи смежных водоносных горизонтов, гидрогеохимические аномалии.

На основании результатов предварительного этапа делается вывод о возможном наличии выявленной области повышенной проницаемости в разделяющих и водовмещающих отложениях, а также установлении местной области питания/разгрузки подземных вод в пределах намеченной структуры. Выявленные закономерности являются как подтверждением присутствия структурно-тектонического гидрогеологического окна, так и могут позволить локализовать работы основного этапа. При низкой степени геолого-гидрогеологической изученности или отсутствии признаков, указывающих на присутствие структурно-тектонического окна, проводятся работы основного этапа в пределах всей территории ключевого участка.

Основной этап

Основной этап включает комплекс специализированных исследований, в том числе тектонический (линеаментный) анализ, изучение и моделирование формирования гидрогеодинамических условий, а также детальное изотопно-геохимическое опробование.

Тектонический (линеаментный) анализ применяется для установления сдвиговых условий формирования выявленной структуры, характеристики ее внутреннего строения, наличия области повышенной проницаемости водовмещающих и слабопроницаемых отложений. Поскольку приуроченность участка к платформенной территории обуславливает ее «закрытость» в изучении тектонических условий, данный вид анализа широко применяется для решения поставленных задач. В большинстве случаев линеаменты проявляют зоны трещиноватости пород, разрывные нарушения в осадочном чехле и фундаменте. Большая часть линеаментов дешифрируется по эрозионной сети и другим ландшафтным особенностям (по прямолинейным очертаниям побережий озер, уступов склонов и др.). Основой для проведения линеаментного анализа являются топографические карты различных масштабов, а также космические снимки. Методика линеаментного анализа представлены работах [35, 63, 87 и др.].

Для использования методики определения кинематики разрывов на основе синтезированного дешифрирования М.Л. Коппа [49], примененной на участке Тростенской впадины, дополнительно необходимо построение цифровой модели рельефа в доступном ГИС-

сервисе с возможностью ее подсветки с разных сторон. В качестве основы для построений используются топографические карты масштабом не мельче 1:200 000.

На основании фондовой и архивной информации проводится изучение вещественного состава разных горизонтов и разновозрастных структурных планов, разрывных нарушений фундамента.

Изучение фильтрационных свойств водовмещающих и разделяющих отложений может проводиться как на основании фондовых и архивных материалов, так и при помощи специализированных полевых исследований. В общем случае участки сдвиговых деформаций и соответственно структурно-тектонических гидрогеологических окон представляют собой области повышенной трещиноватости и высоких фильтрационных свойств как водовмещающих, так и слабопроницаемых отложений.

Область развития сдвиговых деформаций, развитая в карбонатных отложениях, характеризуется повышенными значениями водопроводимости и их уменьшением в направлении от сдвига к периферии. Для области разрушения, развитой в терригенных отложениях, также характерны повышенные значения коэффициента фильтрации, и аналогичное их закономерное снижение в направлении от структуры к периферии участка исследования.

Также возможно применение специализированных исследований для изучения фильтрационных свойств и оконтуривания области повышенной трещиноватости, как, например, бурение скважин и изучение керна, геофизические методы в скважинах (метод самопроизвольной поляризации, термометрия и др.) и площадные геофизические исследования (сейсморазведка).

Комплекс гидрогеодинамических методов направлен на изучение степени взаимосвязи водоносных комплексов каменноугольных отложений со смежными водоносными комплексами и поверхностными водами, выявлении местной области питания/разгрузки подземных вод на участках развития области повышенной проницаемости в пределах структурно-тектонического гидрогеологического окна.

По результатам предварительного этапа устанавливаются основные водоносные комплексы каменноугольных отложений, для которых затем проводится построение схемы гидроизопльез. Также дополнительно необходимо провести построение схемы гидроизогипс/гидроизопльез для мезокайнозойского водоносного комплекса и нижезалегающего смежного водоносного комплекса каменноугольных отложений.

Исходными данными для построения схемы могут служить как самостоятельные замеры уровня в водопунктах, так и использованы фондовые и архивные материалы. В целом территория МАБ характеризуются высокой степенью геолого-гидрогеологической изученности

и покрыта съемочными гидрогеологическими работами различных масштабов, данные по уровням подземных вод которых могут быть использованы для построения схем. При наличии разновременных источников данных (например, результатов съемочных работ и замеров уровней на водозаборах) необходимо проведение изучения динамики уровенного режима для изучаемого участка с целью доказательства стационарного режима и соответственно возможности использования разновременных замеров.

Построение схем гидроизогипс/гидроизопьез проводится при помощи метода линейной интерполяции. По результатам построения схем устанавливаются области максимального и минимального положения уровня подземных вод, направления движения, области питания/разгрузки. Для изучаемого целевого водоносного комплекса отмечается приуроченность местной области питания или разгрузки подземных вод к участку выделенной тектонической структуры. Затем производится сопоставление уровней подземных вод изучаемого водоносного комплекса со смежными выше- и нижезалегающими водоносными комплексами. Устанавливается возможность соответственно питания или разгрузки за счет перетока из смежных водоносных комплексов. Участки структурно-тектонических гидрогеологических окон, являющиеся областями питания подземных вод каменноугольных отложений фиксируются в виде куполообразной пьезометрической поверхности, при этом в вышелегающем мезокайнозойском комплексе уровень устанавливается выше или на близких отметках. При разгрузке подземных вод каменноугольных отложений в вышелегающий комплекс мезокайнозоя уровень подземных вод карбона должен устанавливать выше уровня мезокайнозоя.

Гидрогеодинамическое моделирование проводится с целью влияния области повышенной трещиноватости на формирование области питания или разгрузки подземных вод. Основной задачей является доказательство, что локализация выявленной области питания или разгрузки обусловлена непосредственно формированием структурно-тектонического гидрогеологического окна, а не другими факторами, влияющими на характер уровенной поверхности.

На первом этапе моделирования проводится систематизация и анализ различных метеорологических, гидрологических, геологических и гидрогеологических данных участка исследования, подготовка необходимых вспомогательных построений (карт кровель и подошв слоев, составление базы данных по уровням подземных вод в скважинах и т.д.). Затем проводится обоснование режима фильтрации, структуры, гидрогеодинамических границ и параметров модели.

На втором этапе происходит построение геофильтрационной модели, учитывающей основные факторы формирования гидрогеодинамического режима участка исследования. На

модели реализуется фильтрационная неоднородность водовмещающих отложений, перераспределение величины инфильтрационного питания, работа водозаборных сооружений и т. д. По результатам этапа производится оценка характера пьезометрической поверхности изучаемого водоносного комплекса.

На третьем этапе на основании полученной модели реализуется область повышенной проницаемости, приуроченная к структурно-тектоническому гидрологическому окну, и производится оценка ее влияния на полученную на втором этапе пьезометрическую поверхность основного изучаемого водоносного комплекса каменноугольных отложений.

Ожидаемый результат — формирование области питания и разгрузки подземных вод возможно только за счет наличия области повышенной проницаемости слабопроницаемых разделяющих отложений, приуроченной к зоне развития структурно-тектонического гидрологического окна.

Гидрогеохимические исследования заключаются в установлении факта перетекания подземных вод из смежных водоносных комплексов через структурно-тектоническое гидрологическое окно. Сначала производится анализ фоновых и архивных материалов с целью установления макро-, микрокомпонентного и изотопного состава подземных вод основного изучаемого водоносного комплекса и смежных водоносных комплексов. Также производится установление химического состава водовмещающих и разделяющих отложений, отмечаются маркерные компоненты, свойственные конкретным отложениям. На основании полученных данных для водоносных комплексов также выделяются маркерные компоненты, которые свойственны водоносным комплексам, из которых возможно поступление подземных вод в изучаемый водоносный комплекс. Маркерными могут быть как макрокомпоненты (например, как сульфаты, для участка Клепиковского прогиба), так и микрокомпоненты (например, как барий, для участка Тростенской впадины). Чем более контрастнее химический состав подземных вод, тем более убедительны будут доказательства возможности формирования перетока.

Затем намечается карта-схема опробования водопунктов, оборудованных на изучаемый и смежный водоносный комплекс. Водопunkты должны равномерно охватывать область исследования, включая непосредственно участок структуры и примыкающую территорию. Важно заложение створа опробования, направленного от центра структуры и соответственно области питания или разгрузки, к периферии участка в соответствии с направлением движения подземных вод. Для опробования выбирается период устойчивого положения уровня подземных вод. Опробование природных вод производится в соответствии со стандартными методиками, а исследование проб должно проводиться в аккредитованных лабораториях.

По результатам опробования проводится построение карт-схем содержания маркерных элементов при помощи метода интерполяции. Сначала производится анализ плановой изменчивости содержания маркерных элементов в смежных водоносных комплексах. Затем проводится обоснование области повышенного содержания компонента в основном изучаемом водоносном комплексе за счет перетока из смежного и соответственно приуроченность к структурно-тектоническому гидрогеологическому окну.

В качестве индикаторных методов установления области питания/разгрузки за счет перетока из смежных водоносных комплексов важно также применение изотопных методов. Для определения изотопного состава рекомендовано определение изотопов $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{16}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$. Для установления наличия перетока подземных вод из смежного водоносного комплекса рекомендовано использование радиоуглеродного ($\delta^{14}\text{C}$) и тритиевого методов ($\delta^3\text{H}$).

Основные этапы и методы выявления структурно-тектонических гидрогеологических окон, образованных в сдвиговых условиях, представлены ниже (Таблица 12).

Таблица 12. Этапы и методы выявления структурно-тектонических гидрогеологических окон, образованных в сдвиговых условиях

Этап	Задача	Методы исследований и ожидаемые результаты
Предварительный	Выделение потенциальных структур присдвигового раздвига	Анализ топографических карт и ГИС-сервисов. Выделение узких линейных понижений, имеющих S- или Z-образную плановую форму, к которым приурочены цепочки озер или заболоченные участки. Особое внимание уделяется наличию карстовых озер.
	Предварительное изучение геологического строения и гидрогеологических условий территорий развития неотектонических структур	Сбор и анализ фондовых материалов и опубликованных источников. Установление региональных особенностей формирования гидродинамических и гидрохимических условий. Выявление возможной локализации местной области питания/разгрузки подземных вод в пределах изучаемой территории.
Основной	Обоснование отнесения выделенных структур к структурам присдвигового раздвига	Линеаментный и структурно-тектонический анализы. Основные признаки: пониженный современный рельеф, S- или Z-образная плановая форма, ограничение структуры разрывными нарушениями, вогнутость линий разрыва, кулисообразное внутреннее строение структуры и асимметрия бортов.

Этап	Задача	Методы исследований и ожидаемые результаты
	Установление области трещиноватости, развитой в слабопроницаемой толще и водовмещающих отложениях	Изучение фондовых и архивных материалов. Бурение скважин, исследование керна. Геофизические методы в скважинах (метод самопроизвольной поляризации, термометрия и др.). Геофизические исследования (сейсморазведка). Установление области повышенных фильтрационных свойств водовмещающих и разделяющих слабопроницаемых отложений, приуроченной к выделенной структуре. Планомерное снижение фильтрационных свойств от центра структуры к периферии.
	Установление наличия области питания или разгрузки, пространственно приуроченной к выделенной структуре	Гидродинамические методы: построение схем гидроизогипс/гидроизопез основного изучаемого и смежных водоносных комплексов. Сопоставление уровней смежных водоносных комплексов в скважинах. Для области питания выделяется куполообразная поверхность в изучаемом водоносном комплексе, и выше- или близкое залегания уровня в мезокайнозойском комплексе. Для области разгрузки подземных вод отмечается превышение уровня каменноугольных водоносных комплексов над уровнем мезокайнозоя.
		Моделирование условий формирования подземных вод в пределах структурно-тектонического гидрогеологического окна. Результатом моделирования является доказательство, что локализация выявленной области питания или разгрузки обусловлена непосредственно формированием структурно-тектонического гидрогеологического окна, а не другими факторами, влияющими на характер уровенной поверхности.
		Гидрогеохимические методы (изучение фондовых и архивных материалов, составление программы гидрогеохимического опробования, отбор проб и лабораторные исследования). Выявление маркерных компонентов, которые могут указывать на возможность перетока подземных вод из смежных водоносных комплексов. Применение изотопных методов (радиоуглеродного и тритиевого).

Представленная методика работ может быть дополнена и другими методами исследований, доказывающими формирование области повышенной трещиноватости в пределах изучаемой структуры, наличия местной области питания или разгрузки водоносных комплексов каменноугольных отложений и обосновывающих возможность перетока из смежных водоносных комплексов.

6.1. Выводы к главе 6

Структурно-тектонические гидрогеологические окна представляют участки геологической среды, в пределах которых переток между смежными водоносными горизонтами повышен за счет нарушения сплошности разделяющей слабопроницаемой толщи, обусловленной развитием тектонической трещиноватости. На основании результатов комплексных исследований установлено, что Тростенская впадина и Клепиковский прогиб являются структурно-тектоническими гидрогеологическими окнами и являются соответственно областями питания и разгрузки подземных вод целевых для водоснабжения водоносных комплексов каменноугольных отложений.

Развитие сдвиговых деформаций на территории Восточно-Европейской платформы, и соответственно центральной части Московского артезианского бассейна, может обуславливать образование и других структур, подобных изучаемым в настоящей работе, являющихся потенциальными структурно-тектоническими гидрогеологическими окнами.

Для выявления структурно-тектонических гидрогеологических окон, образованных в условиях сдвиговых деформаций, разработана специализированная методика, основывающаяся непосредственно на результатах настоящего исследования и состоящая из двух этапов (предварительного и основного).

Заключение

Детальный анализ структурно-тектонических особенностей центральной части Московского артезианского бассейна (МАБ) позволил выявить как минимум две неотектонические структуры, Тростенскую впадину и Клепиковский прогиб, сформированные в условиях сдвиговых деформаций.

Тростенская впадина развита на западе Московской области и приурочена к южному замыканию Клинско-Дмитровской гряды, имеет Z-образную форму, ограничена разрывными нарушениями, характеризуется относительно пониженным современным рельефом и высокой заболоченностью. Активизация карстового процесса в южном сегменте структуры в голоцене и образование оз. Глубокое указывают на современную активность Тростенской впадины. В пределах выявленной структуры целевой подольско-мячковский водоносный комплекс среднего карбона отделен от вышележащего комплекса мезокайнозоя келловей-кимериджской слабопроницаемой толщей.

В области развития неотектонической структуры выявлен купол питания подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса, который сформирован в результате перетока подземных вод из мезокайнозойского комплекса через «ослабленную зону» в келловей-кимериджской слабопроницаемой толще, что подтверждается результатами моделирования.

Изотопно-гидрогеохимические данные доказывают присутствие во впадине «изотопно-тяжелых» подземных вод подольско-мячковского водоносного комплекса. Облегчение изотопного состава происходит в соответствии с направлением движения подземных вод (на юг к р. Москва и на восток, юго-восток к г. Истра, г. Москва). В центральной части структуры и северо-западнее нее в постледниковый период происходит поступление подземных вод с более тяжелым изотопным составом, в то время как на периферии питание затруднено.

Комплексный анализ доказывает, что Тростенская впадина является структурно-тектоническим гидрогеологическим окном, в пределах которого происходит питание подземных вод целевого подольско-мячковского водоносного комплекса подземными водами мезокайнозоя через тектонически ослабленную зону.

Клепиковский прогиб развит на востоке Московской области, приурочен к центральной части Мещерской низменности и характеризуется относительно пониженным современным рельефом, а также высокой заболоченностью. Центральная часть прогиба ограничена широтными линеаментными зонами, предполагающими разрывные нарушения. Проведенные исследования доказывают наличие в Клепиковском прогибе структурно-тектонического гидрогеологического окна в связи с развитием под действием неотектонических деформаций трещиноватости и увеличением фильтрационных свойств водовмещающих отложений карбона и слабопроницаемой келловей-кимериджской толщи. Это приводит к формированию в

центральной части области разгрузки подземных вод касимовского водоносного комплекса в вышележащие отложения мезокайнозоя через келловей-кимериджскую слабопроницаемую толщу. В центральной части Клепиковского прогиба водопроводимость касимовского водоносного комплекса достигает максимальных для территории Мещерской низменности значений (10–15 тыс. м²/сут). Келловей-кимериджские глины здесь также характеризуются повышенными фильтрационными свойствами, коэффициент фильтрации достигает значений $3 \cdot 10^{-2}$ – $5 \cdot 10^{-3}$ м/сут.

В центральной части Клепиковского прогиба, в районе Великих Мещерских озер, выявлена смена химического состава подземных вод касимовского водоносного комплекса: гидрокарбонатные воды становятся гидрокарбонатно-сульфатными. Фиксирующиеся максимальные значения величины сухого остатка, общей жесткости и содержания сульфатов указывают на перетоки вод из нижележащего подольско-мячковского комплекса. Химический состав выявленной области смешения подземных вод на данном участке аналогичен составу вод в скважинах, оборудованных совместно на касимовский и подольско-мячковский комплексы.

Поверхностные воды карстовых озер Белых и Глубокое, приуроченных к неотектоническим структурам являются «изотопно-тяжелыми» вследствие преобладающего метеогенного питания и влияния процесса испарения.

Предлагаемая в работе авторская методика выявления структурно-тектонических гидрогеологических окон, образованных в условиях сдвига, основанная на использовании комплексного анализа (тектонический (линеаментный) анализ, изучение и моделирование гидродинамических условий, детальное изотопно-геохимическое опробование) позволяет выявлять в центральной части МАБ территории, на которых возможно развитие структур присдвигового раздвига — структурно-тектонического гидрогеологического окна.

Список литературы

Опубликованная литература

1. Альтовский М.Е. Справочник гидрогеолога. — М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1962. — 623 с.
2. Артемьева Е.С., Белопольская Е.В., Гайнцев В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Московская. Лист N-37-I (Наро-Фоминск). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / Минприроды России, Роснедра, ЦРГЦ, ГП МНПЦ «Геоцентр-Москва». — Электрон. текстовые дан. — М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2022.
3. Бабкина О.А. Гидрохимия стронция и бария в хлоридно-натриевых минеральных водах и рассолах бассейна среднего течения р. Хопер // Вестник ВГУ. Сер.: Геология. — 2011. — № 1.— С. 236–240.
4. Батрак Г.И., Позднякова И.А., Дорожко А.Л. Гидродинамический критерий выделения гидрогеологических окон // СЕРГЕЕВСКИЕ ЧТЕНИЯ. Инженерно-геологические и геоэкологические проблемы городских агломераций: Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. Москва: Российский университет дружбы народов. — 2015. — С. 7–11.
5. Богданова Н.Н., Зверев В.П., Костикова И.А. Массопотоки стронция и бария в подземных водах Центральной части Русской плиты // Доклады Академии наук. — 2004. — Т. 394. — № 3. — С. 372–376.
6. Боревский Л.В., Еришов Г.Е., Закутин В.П. Пути прогнозирования изменения качества подземных вод месторождений речных долин и артезианских бассейнов под влиянием природно-техногенных факторов // Разведка и охрана недр. — 2003. — №10.
7. Бочаров В.Л., Селезнев К.А. Геохимия стронция в подземных водах в юго-западной краевой части Московского артезианского бассейна (Орловская область) // Вестник Воронежского государственного университета. Сер.: Геология. — 2012. — № 2. — С. 179–189.
8. Большая российская энциклопедия 2004-2017. [Электронный ресурс]. — Режим доступа: <https://old.bigenc.ru/geography/text/5694472>. (Дата обращения 13.01.2025).
9. Вагнер Б.Б., Дмитриева В.Т. Озера и водохранилища Московского региона: учебное пособие по курсу «География и экология Московского региона» — М.: МГПУ, 2006. — 73 с.
10. Галицкая И.В., Позднякова И.А., Батрак Г.И. и др. Подходы к оценке риска загрязнения подземных вод на участках гидрогеологических окон // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. — 2018. — № 6. — С. 83–94.
11. Геолинк Консалтинг. [Электронный ресурс]. — Режим доступа: <https://www.geolink-consulting.ru/services/modeling.html>. (Дата обращения 06.12.2024 г.).

12. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Московская. Листы N-37-I, N-37-II, N-37-IV, N-37-V, N-37-X, N-37-XI, O-37-XXXI, O-37-XXXII. — Москва. — 2000, 1961, 1979, 1975, 1964, 1974, 1965, 1965.
13. Геология СССР. Том IV. Центр Европейской части СССР. Геологическое описание / Леоненко И.Н., Сидоренко А.В., Шик С.М. — Москва: Недра, 1971. — 742 с.
14. Гидрогеологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Московская. Листы N-37-I, N-37-IV, N-37-V, N-37-X, N-37-XI, O-37-XXXII. — Москва. — 1981, 1980, 1975, 1950, 1974, 1965.
15. Гидрогеология СССР. Том I. Московская и смежные области / Бобрышев А.Т., Соколов Д.С., Чаповский Е.Г. — Москва: Недра, 1966. — 221 с.
16. *Глухова С.А., Пинигин О.В., Расторгуев А.В.* Роль присдвиговых структур растяжения в субвертикальной фильтрации водонапорной системы Московского артезианского бассейна // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. — 2023. — № 1. — С. 97–109.
17. *Глухова С.А., Суханова Т.В., Пинигин О.В., Харитонова Н.А.* Гидрогеологические условия Мещерской впадины и их связь с новейшей тектонической структурой региона // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. — 2024. — Т. 63. — № 4. — С. 25–34.
18. *Глухова С.А., Харитонова Н.А., Ермаков А.В.* Связь химического и изотопного состава природных вод с новейшей тектонической структурой в районе оз. Глубокое (Московская область) // Известия Томского политехнического университета. Инженеринг георесурсов. — 2024. — Т. 335. — № 12. — С. 173–183.
19. *Глухова С.А., Харитонова Н.А., Суханова Т.В.* Влияние Клепиковского прогиба на гидрогеологические условия центральной части Мещерской впадины // Новые идеи в науках о Земле: Материалы XVII Международной научно-практической конференции в 9 т., Москва, 4–5 апреля 2025 года. — М.: Издательство МГРИ, 2025. — Т. 8. — С. 85–88.
20. *Горбов А.Ф.* Геохимия бора. — М.: Недра, 1975. — 208 с.
21. *Гриневский С.О.* Влияние рельефа на формирование инфильтрационного питания подземных вод // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. — 2014. — № 1. — С. 54–60.
22. *Гущенко О.И.* Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений: (Основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы) // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука. — 1999. — С. 108–125.
23. *Дорожко А.Л., Макеев В.М., Батрак Г.И. и др.* Геодинамически активные зоны и линеаменты Москвы и их геоэкологическое значение // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. — 2015. — № 2. — С. 147–157.

24. Дорожко А.Л. Неотектоника, геодинамически активные зоны Москвы и их геоэкологическое значение: дис. ...канд. геол.-мин. наук: 25.00.36/ Дорожко Анастасия Леонидовна. — М., 2013. — 140 с.
25. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полезные ископаемые. — 2004. — №4. — С. 339–358.
26. Екайкин А.А. Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеографии: методическое пособие / Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации [и др.]. — Санкт-Петербург: [б. и.], 2016. — 62 с.
27. Еловский Е.В. Математическое устранение спектральных помех при прямом определении редкоземельных элементов в природных водах методом квадрупольной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Массспектрометрия. — 2015. — Т. 12. — № 2. — С. 107–116.
28. Еремина И.Д. Химический состав атмосферных осадков в Москве и тенденции его многолетних изменений // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5: География. — 2019. — № 3. — С. 3–10.
29. Ермаков А.В. Изотопный состав подземных и поверхностных вод района Звенигородской практики // Современная гидрогеология: актуальные вопросы науки, практики и образования: Труды Всероссийской научной конференции с международным участием. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова. — 2023. — С. 292–297.
30. Ефремов Д.И. Вопросы формирования и методики оценки ресурсов пресных подземных вод восточной части Московского артезианского бассейна: Мещерская низменность: дис. ...канд. геол.-мин. наук: 04.00.00/ Ефремов Дмитрий Иванович. — М., 1972. — 357 с.
31. Закутин В.П., Вавичкин А.Ю. Основные особенности геохимии бора в пресных подземных водах // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. — 2010. — № 1. — С. 30–39.
32. Кабанов Ю.Н., Меньшинин О.А., Шик Е.М. Государственная гидрогеологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Московская. Лист N-37-IV — Шатура. Объяснительная записка. — М.: ПГО «Центргеология». — 1987. — 167 с.
33. Карта подземного стока Нечерноземной зоны РСФСР масштаба 1:1 500 000. — Моск. ун-т, ГКГК при СМ СССР. — Москва, 1984.
34. Карта ресурсного потенциала пресных подземных вод России масштаба 1:5 000 000. — ЗАО ГИДЭК. — Москва, 2013.
35. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. — М.: Недра, 1986. — 140 с.

36. Квятковская Г.Н. Гидрогеологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Московская. Лист N-37-XI — Тума. Объяснительная записка. — М.: ПГО «Центргеология». — 1981. — 111 с.
37. Комаров М.М. Озеро Белое — уникальный природный объект на территории Рязанской области // Вестник Рязанского государственного университета имени С.А. Есенина. — 2013. — № 4(41). — С. 126–145.
38. Конн М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-восточной Европы. — М.: Наука, 2005. — 340 с.
39. Кордун Б.М., Журавлев А.В., Евстафьева С.М. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Московская. Лист N-37-X — Объяснительная записка. — М.: Министерство геологии СССР. Второе гидрогеологическое управление. — 1971. — 135 с.
40. Кузьменко Ю.Т. Тектоника осадочного чехла и кристаллического основания района Москвы // Бюл. Моск. о-ва испыт. Природы. Отд. Геол. — 1995. — Т. 69. — Вып. 4. — С. 10–18.
41. Кузьмин А.Н., Кириков В.П., Лукьянова Н.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-37. — Москва. Объяснительная записка. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. — 2015. — 462 с.
42. Кутепов В.М., Анисимова Н.Г., Еремина О.Н. и др. Карта дочетвертичных отложений как основа крупномасштабного геологического картирования территории г. Москвы // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. — 2011. — № 5. — С. 399–410.
43. Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах (в связи с геохимическими поисками месторождений). — М.: Недра, 1973. — 296 с.
44. Лавриненко М.В., Бутырин Д.В., Синдаловский Л.Н. Исследование перетекания через гидрогеологические окна посредством опытно-фильтрационных опробований и режимных наблюдений // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации: Материалы Пятнадцатой Общероссийской научно-практической конференции изыскательских организаций, Москва, 26–29 ноября 2019 года. М.: Геомаркетинг. — 2019. — С. 378–387.
45. Лачинова Н.С. Гидрогеологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Московская. Лист N-37-V — Судогда. Объяснительная записка. — М.: ПГО «Центргеология». — 1981. — 105 с.
46. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. — 1995. — № 6. — С. 3–21.

47. Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. — 1997. — № 4. — С. 24–41.
48. Лепокурова О.Е., Дребот В.В. Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$) подземных вод территории Торейских озер (Восточное Забайкалье) // Известия Томского политехнического университета. Инженеринг георесурсов. — 2021. — Т. 332. — № 9. — С. 20–29.
49. Ликутов Е.Ю., Копылов Е.Ю. Комплексирование методов изучения и оценки геодинамической активности // Вестник Тюменского государственного университета. Экология и природопользование. — 2013. — № 4. — С. 125–133.
50. Лилиенберг Д.А. Развитие и совершенствование картирования современных тектонических движений // Современные движения земной коры: Морфоструктуры, разломы, сейсмичность. — 1987. — С. 60–68.
51. Лиманцева О.А., Рыженко Б.Н. Модель накопления стронция в водах каменноугольных отложений Московского артезианского бассейна // Геохимия. — 2008. — № 9. — С. 1006–1014.
52. Макаров В.И., Бабак В.И., Гаврюшова Е.А. и др. Новейшая тектоническая структура и рельеф Москвы // Геоэкология. — 1998. — № 4. — С. 3–20.
53. Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. — 1996. — Вып. 13. — С. 53–60.
54. Макарова Н.В., Макаров В.И., Корчуганова Н.И. и др. Окско-Донской прогиб – неотектоническая активная зона Восточно-Европейской платформы // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. — 2002. — № 2. — С. 3–13.
55. Макеев В.М., Макарова Н.В., Леденев В.Н. и др. Основы концепции геодинамической безопасности экологически опасных инженерных объектов // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. — 2015. — № 2. — С. 99–110.
56. Макеев В.М., Пикулик Е.А., Карфидова Е.А. и др. Четвертичная тектоника и геодинамика Московского региона // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. — 2022. — № 2. — С. 19–26.
57. Макеев В.М., Суханова Т.В., Макарова В.Н. и др. Геолого-геоморфологическое строение и геоэкологические условия Ногинско-Клязьминского района Московской области // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. — 2019. — № 4. — С. 68–78. — DOI 10.31857/S0869-78092019468-78.
58. Манукьян В.А., Пинигин О.В. Влияние геодинамической активности земной коры на водонапорную систему южного склона Московского артезианского бассейна // Недропользование. — 2010. — № 1. — С. 72–80.

59. Министерство экологии и природопользования Московской области. [Электронный ресурс] — Режим доступа: <https://mep.mosreg.ru/>. (Дата обращения: 27.03.2022).
60. *Михайлова А.В.* Изучение механизмов деформирования тектонических структур в слое над движущимися блоками фундамента (по результатам математического, физического и численного в конечных элементах моделирования) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: к 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: материалы докладов Всероссийской конференции: в 2 томах, Москва, 13–17 октября 2008 года. Том 1. М: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. — 2009. — С. 168–174.
61. *Михайлова А.В.* Исследование механизмов формирования тектонических структур в слое над активными разломами фундамента в свете учения М. В. Гзовского (по результатам моделирования) // Тектонофизика сегодня. — 2002. — С. 212–224.
62. *Назарова Л.Б., Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д. и др.* Палеоэкологические и палеоклиматические реконструкции голоценов по результатам хирономидного анализа донных отложений озера Глубокого // Докл. Акад. наук. — 2015. — Т. 460. — № 6. — С. 736–739.
63. *Нечаев Ю.В.* Линеаменты и тектоническая раздробленность: дистанционное изучение внутреннего строения литосфера. — М.: ИФЗ РАН, 2010.
64. *Осипов В.И., Галицкая И.В., Заиканов В.Г.* Полигонная технология обращения с отходами // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. — 2022. — № 3. — С. 3–15.
65. *Позднякова И.А., Галицкая И.В., Миронов О.К. и др.* Выявление гидрогеологических окон на основе крупномасштабного картирования геологического строения и гидрогеологических условий территории г. Москвы // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. — 2015. — № 4. — С. 352–364.
66. *Попов В.К. и др.* Редкоземельные элементы в подземных водах Томского водозабора // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. — 2018. — Т. 329. — № 6. — С. 97–105.
67. *Попова Е.Н., Пасечник Е.Ю., Проценко П.И. и др.* Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Центрального федерального округа за 2022 год. — Москва: ФГБУ «ГИДРОСПЕЦГЕОЛОГИЯ», 2023. — 154 с.
68. СанПиН 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания» (с изменениями на 30 декабря 2022 года).
69. *Сапелко Т.В., Гузиватый В.В., Кузнецов Д.Д.* Комплексные палеолимнологические исследования на озере Глубоком // Гидробиологическая станция на Глубоком озере имени

Н.Ю. Зографа: Труды / Под редакцией Н.М. Коровчинского. Том 11. М.: Общество с ограниченной ответственностью Товарищество научных изданий КМК. — 2017. — С. 139–148.

70. Селецкий Ю.Б., Абрамсон С.Ф., Якубовский А.В. и др. О генезисе глубоких подземных вод Московского артезианского бассейна по изотопным данным // Исследование природных вод изотопными методами. — Москва: Наука, 1981. — С. 14–25.

71. Соколов Д.И., Ерина О.Н., Терёшина М.А. и др. Современный гидроэкологический режим озера Глубокого // Труды II Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития». — Санкт-Петербург: Химиздат, 2018. — С. 590–593.

72. Субботина Л.А. Закономерности перетекания через верхнеюрскую глинистую толщу и его роль в формировании эксплуатационных запасов подземных вод Московского артезианского бассейна: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 04.00.06/ Субботина Любовь Алексеевна. — М., 1984. — 237 с.

73. Тагильцев С.Н., Кибанова Т.Н., Тагильцев В.С. и др. Геомеханический анализ гидрогеологических свойств тектонических нарушений // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2022. — № 5–1. — С. 145–157.

74. Токарев И.В., Бородулина Г.С., Каюкова Е.П. и др. Исследование подземных вод в отдельных районах Карелии изотопно-geoхимическими методами // Вестник Санкт-Петербургского университета. — 2008. — Сер. 7. — № 2. — С. 25–36.

75. Топографические карты масштаба 1:100 000. Листы N-37-01, 02, 07, 08, 09, 10, 19, 20, 21, 22, 31, 32, 33, 34, 43, 44, 45, 46, 1978–1987.

76. Топографическая карта масштаба 1:500 000. Лист N-37-2, 1987.

77. Федеральное агентство по недропользованию. Справка о состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Московской области и г. Москвы на 15.03.2021 г. [Электронный ресурс]. — Режим доступа: <https://rosnedra.gov.ru/data/Fast/Files/202104/264e74df8617a00d5468f7b79da9d32a.pdf>. (Дата обращения 06.12.2024 г.).

78. Федонкина И.Н. Использование аэрокосмических материалов в закрытых районах при оценки инженерно-геологических условий: На примере центра Европейской территории СССР: дисс. ... канд. геол.-мин. наук: 04.00.07/Федонкина Ирина Николаевна. — М., 1988. — 238 с.

79. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросфера Земли. — М.: Научный мир, 2009. — 632 с.

80. Фор Г. Основы изотопной геологии. — М.: Мир, 1989. — 590 с.

81. Харитонова Н.А., Вах Е.А., Челноков Г.А. и др. Геохимия редкоземельных элементов в подземных водах Сихотэ-Алинской складчатой области (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. — 2016. — Т. 35. — № 2. — С. 68–82.
82. Численность и миграция населения Российской Федерации в 2023 году. Статистический бюллетень. — Москва: Федеральная служба государственной статистики. Москва, 2024.
83. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. — М.: Недра, 1998. — 366 с.
84. Шик Е.М., Артемьева Е.С. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Московская. Лист N-37-XI. — Объяснительная записка. М.: ПГО «Центргеология». — 1981. — 120 с.
85. Шик Е.М., Гоффиенефер С.Я., Артемьева Е.С. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Московская. Лист N-37-V. — Объяснительная записка. — М.: ПГО «Центргеология». — 1981. — 107 с.
86. Шик Е.М., Фурсикова И.В., Кабанов Ю.Н. и др. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Московская. Лист N-37-IV. — Объяснительная записка. — М.: ПГО «Центргеология». — 1987. — 141 с.
87. Шульц С.С., Баева Р.И., Гамкрелидзе Г.И. и др. Методическое руководство по изучению планетарной трещиноватости и линеаментов. — Ленинград: Изд-во Ленингр. ун-та, 1977. — 136 с.
88. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы — Екатеринбург: УрО РАН, 2003. — 299 с.
89. Янин Е.П. Скандий в окружающей среде (распространенность, техногенные источники, вторичные ресурсы) // Проблемы окружающей среды и природных ресурсов. — 2007. — № 8. — С. 70–90.
90. Янников А.М., Янникова С.А., Корепанов А.Ю. Влияние тектонических нарушений на проектируемые системы опережающего водопонижения на примере трубки «Юбилейная» // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2022. — № 5–2. — С. 174–186.
91. Ball L.B., Ge S., Caine J.S. et al. Constraining fault-zone hydrogeology through integrated hydrological and geoelectrical analysis // Hydrogeol. — 2010. — V. 18. — P. 1057–1067.
92. Bense V.F., Person M.A., Chaudhary K. et al. Thermal anomalies indicate preferential flow along faults in unconsolidated sedimentary aquifers // Geophysical Research Letters. — 2008. — V. 35. — P. 1–6.
93. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. — 1964. — V. 16. — № 4. — P. 436–468.

94. *Iacurto S., Grelle G., De Filippi F.M. et al.* Karst Recharge Areas Identified by Combined Application of Isotopes and Hydrogeological Budget // Water. 2021, 13(14), 1965.
95. *Idris M.A., Garba M.L., Kasim S.A. et al.* The role of geological structures on groundwater occurrence and flow in crystalline basement aquifers: a status review // Bayero Journal of Pure and Applied Sciences. — 2018. — V. 11. — № 1. — P. 155–164.
96. *Kendall C., McDonnell J.J.* Isotope Tracers in Catchment Hydrology // Amsterdam: Elsevier, 1998. — 839 p.
97. *Khan M.M.A., Raj K., Rak A.A.E. et al.* Stable isotope evidence on mechanisms and sources of groundwater recharge in quaternary aquifers of Kelantan // Arab J Geosci. 2021, 14, 1615.
98. *Labat C., Larroque F., de Grissac B. et al.* Influence of an anticline structure on hydrogeological functioning and aquifer interactions in a multilayered aquifer system: the case of Villagrains-Landiras anticline (Gironde, France) // Hydrogeol. — 2021. — V. 29. — P. 1711–1732.
99. *Mook W.G., Amore F.D., Darling G. et al.* Environmental isotopes in the hydrological cycle: principles and applications. Vol. IV. — Paris: Unesco, 2000. — 200 p.
100. *Pierchala A., Rozanski K., Dulinski M., Gorczyca Z. et al.* Quantification the diffusion-induced fractionation of ${}^1\text{H}2{}^{17}\text{O}$ isotopologue in air accompanying the process of water evaporation // Geochimica et Cosmochimica Acta. — 2022. — 322. — P. 244–259.
101. TravelAsk [Электронный ресурс]. — Режим доступа: <https://travelask.ru/russia/ryazobl/stoit-li-ehat-na-beloe-ozero-v-ryazanskoye-oblasti> (Дата обращения 09.07.2025).
102. *Qin Z., Zhang Q., Yu S. et al.* Revealing karst water circulation based on the GIS and environmental isotopes methods — A case study in eastern Sichuan, southwestern China // Front. Earth Sci. — 2023. 11:1120618.
103. *Vasil'chuk Y., Chizhova J., Budantseva N. et al.* Stable isotope composition of precipitation events revealed modern climate variability // Theor Appl Climatol. — 2022. — V. — 147. — №3–4. — P. 1649–1661.
104. WaterIsotopes.org [Электронный ресурс]. — Режим доступа: https://wateriso.utah.edu/waterisotopes/pages/data_access/form_3_1.html. (Дата обращения 15.01.2024).
105. *Zykin N.N., Tokarev I.V., Vinograd N.A.* Monitoring of stable isotopes ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) in precipitations of Moscow (Russia): Comparison for 2005-2014 and 1970-1979 periods // Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences. — 2021. — V. 66. — №. 4. — P. 723–733.

Неопубликованная литература

106. *Авдошин Е.И.* Изучение режима и баланса подземных вод переувлажненных и заболоченных земель Мещерской низменности за 1967–1970 гг. Гидрорежимная экспедиция МГ РСФСР. Москва, 1971. (Росгеолфонд И nv. № 312967).
107. *Бурлин М.Ю.* Оценка запасов пресных подземных вод на участке действующего водозабора ООО «Рузские тепловые сети» в г. Руза Московской области (по состоянию изученности на 01.04.2012 г.). ОАО «Геоцентр-Москва». Москва, 2012. (Росгеолфонд И nv. № 508543).
108. *Валовей А.А.* Оценка запасов пресных подземных вод на участке действующего водозабора ЗАО «Богаевский карьер» вблизи д. Орешки Московской области (по состоянию изученности на 01.11.2012 г.). ОАО «Геоцентр-Москва». Москва, 2012. (Росгеолфонд И nv. № 510218).
109. *Говоров Н.В.* Региональная оценка прогнозных эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод на территории деятельности ГУЦР. ГУЦР. Москва, 1963. (Росгеолфонд И nv. № 244487).
110. *Григорчева Е.В.* Отчёт «Оценка запасов питьевых подземных вод на участках действующих водозаборов ООО «Рузские тепловые сети», расположенных в д. Лидино, п. Колюбакино, д. Михайловское, д. Нововолково Рузского района Московской области» (по состоянию изученности на 01.10.2014 г.). ОАО «Геоцентр-Москва». Москва, 2014. (ТФГИ по ЦФО И nv. № 50102).
111. *Гросс Т.В.* Переоценка запасов подземных вод на участках водозабора МУВКП в г. Гусь-Хрустальный Владимирской области (по состоянию изученности на 01.03.2021 г.). ООО «ЭкоВодГрунт». Гусь-Хрустальный, 2021. (Росгеолфонд И nv. № 543449).
112. *Долбин В.Д.* Отчет о результатах разведки подземных вод для водоснабжения гг. Истра, Дедовск, Нахабино, Московская обл. по состоянию на 01.07.1980 г. Центргеология. Москва, 1981. (Росгеолфонд И nv. № 390501).
113. *Дроздов В.И.* Подсчёт запасов пресных подземных вод на действующем водозаборе на территории Филиала ОАО «Газпром» — Пансионат «Союз» в Истринском районе Московской области, по состоянию изученности на 01.01.2011 г. ООО «ИНГЕОЛКОМ+». Москва, 2011. (ТФГИ по ЦФО И nv. № 44934).
114. *Дроздов В.И.* Подсчёт запасов пресных подземных вод на действующем водозаборе на территории коттеджного посёлка «Приозерье» в Истринском районе Московской области, по состоянию изученности на 01.01.2011 г. ООО «ИНГЕОЛКОМ+». Москва, 2011. (ТФГИ по ЦФО И nv. № 44937).

115. Дроздов В.И. Подсчёт запасов пресных подземных вод на действующем водозаборе на территории ФГУП Пансионат с лечением «Звенигородский» УД РАН в г. Звенигороде Московской области, по состоянию изученности на 01.01.2011 г. ООО «ИНГЕОЛКОМ+». Москва, 2011. (ТФГИ по ЦФО Инв. № 46566).

116. Дроздов В.В. Подсчет запасов пресных подземных вод на действующем водозаборе на территории ООО «РотАК» в г. Волоколамске Московской области, по состоянию изученности на 01.11.2012 г. ООО «Ингеолком+». Москва, 2012. (Росгеолфонд Инв. № 509905).

117. Дроздова А.В. Подсчёт запасов пресных подземных вод на действующем водозаборе ООО «Белая Руза» в Рузском районе Московской области (по состоянию изученности на 01.08.2017 г.). ООО «ИНГЕОЛКОМ +». Москва, 2017. (Росгеолфонд Инв. № 528695).

118. Дроздова А.В. Подсчёт запасов пресных подземных вод на действующем водозаборе СНТ «Совет» в Волоколамском районе Московской области (по состоянию изученности на 01.11.2016 г.). ООО «ИНГЕОЛКОМ+». Москва, 2017. (ТФГИ по ЦФО Инв. № 50735).

119. Епифанов А.В. Отчет о подсчете запасов пресных подземных вод подольско-мячковского водоносного горизонта на действующем водозаборе ЗАО «Компания «Нутритек» в г. Истре Московской области, по состоянию на 01.06.2009 г. ООО «Ингеолком». Москва, 2009. (ТФГИ по ЦФО Инв. № 44181).

120. Ефремов Д.И. Региональная переоценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод центральной части Московского артезианского бассейна (Московский регион). ФГУГП «Геоцентр-Москва», ЗАО «Геолинк Консалтинг». Москва, 2002. (Росгеолфонд Инв. № 489232).

121. Карточка буровой скважины на воду №13659. ФГБУ «Росгеолфонд», 2021. (Росгеолфонд Инв. № 13659).

122. Керцман В.М. Отчет о проведении аэрогеофизической съемки масштаба 1:50 000 для обеспечения геофизической основой геологосъемочных и нефтегазопоисковых работ на Рязанско-Костромской площади в пределах листов О-37-XVIII, XXII-XXIV, XXVII, XXVIII, XXXIV, XXXVI; N-37-IV, N-37-V. Аэрогеофизика. Москва, 2001. (Росгеолфонд Инв. № 477746).

123. Ковалева И.В. Отчет по региональной оценке эксплуатационных запасов подземных вод Московского артезианского бассейна (мячковско-подольский и каширский водоносные горизонты и противинско-окский водоносный комплекс). ГУЦР, Московская КГГЭ, МГ РСФСР ЦИГиГЭ. Москва, 1977. (Росгеолфонд Инв. № 369052).

124. Козлова В.М. Оценка запасов подземных вод на участке действующего водозабора ж.д. ст. Румянцево ОАО «РЖД» в Истринском районе Московской области. ЗАО ТПК Атлас. Москва, 2013. (Росгеолфонд Инв. № 510928).

125. Кузнецова О.Н. Оценка запасов пресных подземных вод на участке действующего водозабора санатория Озеро Белое ГУП Медицинский центр в Шатурском районе Московской области (по состоянию изученности на 01.04.2014 г.). Гидрогеол. экспедиция 16 района. Домодедово, 2014. (Росгеолфонд И nv. № 517615).

126. Лачинова Н.С. Государственная гидрогеологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Московская и Брянско-Воронежская серии. Сводная легенда. Московская ГГЭ. Москва, 1989 г. (Росгеолфонд И nv. № 38576).

127. Лачинова Н.С. Отчет о проведении геолого-экологических исследований и гидрогеологического, инженерно-геологического и геоэкологического картографирования масштаба 1:200 000 на территории листов N-37-I, II и O-37-XXXII (Московская и Тверская области РФ). ГЕОЦЕНТР-МОСКВА. Москва, 1999. (Росгеолфонд И nv. № 475942).

128. Максимова Е.С. Подсчет запасов пресных подземных вод на действующем водозаборе на территории Орешкинского комбината нерудных строительных материалов в Рузском районе Московской области по состоянию изученности на 01.10.2011 г. ООО "ИНГЕОЛКОМ+". Москва, 2011. (ТФГИ по ЦФО И nv. № 45394).

129. Мамонтов В.В. Оценка запасов пресных подземных вод на водозаборе ОАО «Ремонтно-эксплуатационное предприятие «Каринское» в Одинцовском районе Московской области (по состоянию на 01.02.2012 г.). ЗАО «Спецгеоэкология». Москва, 2012. (Росгеолфонд И nv. № 508649).

130. Манукьян В.А. Оценка запасов пресных подземных вод на водозаборе ЗАО «Мансуровское карьерауправление» в Истринском районе Московской области. ЗАО «Геоспецэкология». Москва, 2008. (ТФГИ по ЦФО И nv. № 44147).

131. Небосенко В.Ф. Отчет о разведке подземных вод для водоснабжения г. Москвы на территории центральной части Мещерской низменности (Восточный водозабор) по состоянию на 01.01.1970 г. ГУЦР. Москва, 1970. (Росгеолфонд И nv. № 304529).

132. Плотников В.С. Сводный отчет по региональной оценке эксплуатационных запасов подземных вод Московского артезианского бассейна. МКГГЭ. Москва, 1977. (ТФГИ по ЦФО И nv. №33989).

133. Смирнова Н.И. Составление комплекта гидрогеологических карт масштаба 1:500 000 территории деятельности Центрального РГЦ. Объект N 6. МЦГК "Геокарт". Москва, 2001. (Росгеолфонд И nv. № 478183).

134. Стрелков Д.А. Отчет по оценке запасов пресных подземных вод на участке действующего водозабора ООО «Валио Центр Одинцово» в д. Ершово Московской области (по состоянию изученности на 01.07.2011 г.). ОАО «Геоцентр-Москва». Москва, 2011. (Росгеолфонд И nv. № 506884).