

**Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Национальный исследовательский Томский политехнический
университет»**

**Томский филиал Федерального государственного бюджетного
учреждения науки Института нефтегазовой геологии и геофизики
им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук**

На правах рукописи

ИВАНОВА ИРИНА СЕРГЕЕВНА

**ЖЕЛЕЗСОДЕРЖАЩИЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ СРЕДНЕОБСКОГО БАССЕЙНА**

25.00.07. Гидрогеология

диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
доктор геолого-минералогических наук,
профессор С.Л. Шварцев

Научный консультант
кандидат геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник лаборатории
георесурсов и окружающей среды
г. Тулузы, Франция
О.С. Покровский

Томск 2013

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ПРИРОДНЫХ ВОД РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ	11
ГЛАВА 2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА	
2.1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ.....	21
2.2. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА.....	40
ГЛАВА 3. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	
3.1. ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	50
3.2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	
3.2.1. ОТБОР ПРИРОДНЫХ ВОД (ПОЛЕВЫЕ РАБОТЫ).....	52
3.2.2. ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	54
ГЛАВА 4. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ	
4.1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧАЕМОГО РАЙОНА.....	56
4.2. ПОДЗЕМНЫЙ СТОК ЗОНЫ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНА НА ИССЛЕДУЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕОБСКОГО БАССЕЙНА.....	71
ГЛАВА 5. ЖЕЛЕЗО И МАРГАНЕЦ В ПОЧВАХ И ГОРНЫХ ПОРОДАХ	
5.1. ОБЩИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА.....	75
5.2. СОДЕРЖАНИЕ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ПОЧВАХ РЕГИОНА..	80
5.3. СОДЕРЖАНИЕ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ГОРНЫХ ПОРОДАХ РЕГИОНА.....	86

ГЛАВА 6. ГЕОХИМИЯ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД РЕГИОНА

6.1..	ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БОЛОТНЫХ ВОД.....	99
6.2.	ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД	103
6.3.	РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД.....	118
6.4.	ВЕРТИКАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД.....	122

ГЛАВА 7. ФОРМИРОВАНИЕ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД РАЙОНА

7.1.	ФОРМЫ МИГРАЦИИ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ.....	126
7.2.	РАВНОВЕСИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД С МИНЕРАЛАМИ ВОДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД.....	136
7.3.	ИСТОЧНИКИ Fe И Mn В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ.....	140
7.4.	МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД.....	145

ГЛАВА 8. ПУТИ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ ПО УЛУЧШЕНИЮ КАЧЕСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД.....

	КАЧЕСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД.....	148
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	162
	СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	164

ВВЕДЕНИЕ

АКТУАЛЬНОСТЬ РАБОТЫ. Подземные воды играют важную роль в жизни человека, так как являются основным источником для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Разнообразие химического состава подземных вод часто предопределяет несоответствие качества вод санитарно-гигиеническим требованиям и к необходимости водоподготовки. Среди химических элементов, осложняющих использование подземных вод для водоснабжения населения, является железо, которое широко распространено на территории Среднеобского бассейна.

Железосодержащими С.Р. Крайнов с соавторами (2004) называют воды с повышенным содержанием железа, в отличие от железистых минеральных, к которым относятся воды, оказывающие физиологическое воздействие на организм человека (Овчинников, 1963). Железосодержащие воды обычно содержат от 1 до 20 мг/л, иногда до 40 мг/л суммарного железа. В зоне активного водообмена гумидного климата широко развиты железосодержащие пресные и реже солоноватые воды: на Кольском полуострове, Карелии, Архангельской, Вологодской и других областях севера Европейской части России, Урале, Западной и Восточной Сибири, Дальнем Востоке, Забайкальском и Приморском краях (Крайнов и др., 2004), Белоруссии (Кудельский и др., 1986), Литве (Diliunas, Jurevicius, 1998) и т.д. Такие же железосодержащие воды развиты на небольшой глубине и во многих артезианских бассейнах: Московском, Припятском, Чулымском, Амурском, Минусинском и др. (Крайнов и др., 2004)

Особенно показательна в этом плане Западная Сибирь, в недрах которой железосодержащие воды пользуются наиболее широким распространением, образуя целую провинцию. Начиная с глубин 10–30 м, а на территории болот даже 2–5 м, подземные воды повсеместно обогащены железом, содержания которого нередко достигают 30–40 мг/л (Иванова и др., 2010; Видяйкина, 2009; Шварцев и др., 2007, 2002; Инишева, Инишев, 2000; Бычков и др., 1990; Ермашова, 1979). Вместе с тем многие детали

механизмов концентрирования Fe в подземных водах до сих пор слабо изучены. Особенно это касается источников Fe, которые и по настоящее время вызывают дискуссии (Appelo, Postma, 2005).

ЦЕЛЮ данной работы является изучение условий формирования пресных железосодержащих подземных вод и выявление в них источников железа.

ОБЪЕКТАМИ исследований в данной работе являются пресные железосодержащие подземные воды, включая болотные, в пределах юго-восточной части Среднеобского бассейна (Гидрогеология СССР, 1977), которые распространены в породах от четвертичного до палеозойского возраста.

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ можно сформулировать следующим образом:

1. исследовать химический состав подземных вод основных водоносных комплексов зоны активного водообмена юго-восточной части Среднеобского артезианского бассейна;
2. изучить распространенность железосодержащих подземных вод на территории юго-восточной части Среднеобского бассейна;
3. выявить основные формы миграции железа и особенности его накопления в подземных водах;
4. установить степень равновесия железосодержащих подземных вод с основными минералами водовмещающих горных пород;
5. выявить возможные источники железа и механизмы формирования железосодержащих подземных вод.

ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ. В основу диссертационной работы положены фондовые и личные данные автора по химическому составу железосодержащих подземных вод.

Химический анализ железосодержащих вод проводился в проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии научно-образовательного центра «Вода» ИПР ТПУ, а также в лаборатории георесурсов и окружающей среды г. Тулузы Национального центра научных

исследований (Франция). Непосредственно в полевых условиях *in situ* проводился анализ для быстроизменяющихся компонентов, таких как T, Eh, pH, удельная электрическая проводимость с использованием портативного мультипараметрового анализатора Water Test. Содержание ионов HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} и Fe^{3+} , NO_3^- , NO_2^- , $\text{CO}_{2\text{св}}$ и растворенный O_2 определялись при помощи колориметрического и титриметрического методов. В стационарных лабораториях для определения макро- и микрокомпонентного состава подземных вод были использованы следующие методы анализов: титриметрия, фотоколориметрия, пламенная фотометрия, потенциометрия, турбидиметрия, беспламенная атомно-абсорбционная спектрометрия, инверсионная вольтамперометрия, жидкостная хроматография, инфракрасная спектроскопия, масс-спектрометрический метод с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS).

При обработке данных химического состава автором использовались следующие программные комплексы: Microsoft Excel, Corel Draw, Surfer. Расчеты термодинамических равновесий в системе вода–порода проводились при помощи физико-химических методов, разработанных в 1960-х годах Р.М. Гаррелсом и Ч.Л. Крайстом (Гаррелс, Крайст, 1968). Гидрогеохимические расчеты осуществлялись с помощью программного пакета HydroGeo (Букаты, 2002).

ДОСТОВЕРНОСТЬ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ. Результаты исследований получены на современном сертифицируемом аналитическом оборудовании с использованием современных методик исследования химического состава вод. Теория построена на новых фактах и данных полученных автором, а также на обобщении данных по теме диссертации, опубликованных в ведущих российских и зарубежных изданиях. Используются современные методы компьютерной обработки аналитических данных, а также физико-химические методы для изучения форм миграции железа и марганца в подземных водах.

НАУЧНАЯ НОВИЗНА. Детально изучена геохимия подземных вод юго-восточной части Среднеобского бассейна. Приведены новые данные по химическому составу подземных вод верхней гидродинамической зоны. Впервые определен микрокомпонентный состав железосодержащих подземных вод масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой (ICP–MS). Выявлена вертикальная геохимическая зональность распределения железа в подземных водах. При помощи программного пакета HydroGeo рассчитаны основные формы миграции железа в подземных водах и степень равновесия подземных вод с ведущими минералами водовмещающих пород при пластовых условиях. На базе идей С.Л. Шварцева о геологической эволюции системы вода-порода обоснована новая точка зрения об источниках железа в подземных водах, а также выявлены новые механизмы формирования железосодержащих пресных подземных вод.

ЛИЧНЫЙ ВКЛАД АВТОРА заключался в сборе и обработке фактического материала. Начиная с 2009 г. автор принимал участие в экспедиционных работах в составе лаборатории гидрогеохимии и геоэкологии Томского филиала Института геологии нефти и газа СО РАН (ТФ ИНГГ СО РАН), в результате которых лично было отобрано 125 проб железосодержащих подземных вод. В процессе работы изучены фондовые и опубликованные материалы большого коллектива исследователей, полученные в ходе тематических работ при участии П.А. Удодова, Н.А. Ермашовой, Н.М. Рассказова, Ю.К. Смоленцева, Ю.Г. Копыловой, И.М. Земсковой, В.К. Попова, Л.И. Инишевой, С.Л. Шварцева, Д.С. Покровского, О.Г. Савичева, М.А. Здвижкова, Н.В. Видяйкиной и многих других, в результате которых обобщены геохимические данные по 240 точкам опробования подземных вод, 47 из которых являются болотными.

ОСНОВНЫЕ ЗАЩИЩАЕМЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ:

1. В верхней гидродинамической зоне изучаемого бассейна широко развиты пресные околонеутральные (рН от 6,8 до 7,5) железосодержащие

($Fe_{\text{общ}}$ до 30 мг/л) воды с высоким содержанием растворенных органических веществ ($C_{\text{орг}}$ от 10 до 160 мг/л), которые приурочены к небольшим глубинам (преимущественно до 200 м) и развиты в условиях глеевой (Eh от -100 до $+50$ мВ) геохимической среды.

2. По экспериментальным и расчетным данным в подземных водах Fe^{2+} мигрирует в основном в простой ионной форме (до 99 %), при повышенных содержаниях органических веществ возрастает доля комплексных соединений с фульвокислотами (до 30 %), а с ростом pH увеличиваются содержания гидрокарбонатных и карбонатных комплексов, доля последних растет с глубиной, достигая в водах верхнемеловых отложений максимальных значений (до 22 %). Fe^{3+} мигрирует в основном в виде различных гидроксокомплексов, однако, в водах богатых органическим веществом возрастает доля органических комплексов с фульво- и гуминовыми кислотами (до 40 %).

3. Подземные воды бассейна неравновесны с первичными алюмосиликатами: полевыми шпатами, мусковитом, биотитом, пироксенами, роговыми обманками, а также с эпидотом, хлоритом и др., которые они интенсивно растворяют. При этом подземные воды равновесны с гидроокислами, карбонатами и глинистыми алюмосиликатами, включая железистые (Fe-селадонит, дафнит и лептохлорит), которые образуются в этих условиях. Основным источником железа выступают алюмосиликатные минералы неравновесные с водой, которая переводит все химические элементы, включая Fe, в раствор. Накапливаясь в последнем, в благоприятной геохимической среде значительная часть железа после достижения равновесия выпадает в форме вторичных минералов (окислов, гидроокислов, карбонатов и железистых алюмосиликатов и др.), сохраняя при этом его высокие концентрации в растворе. В отличие от подземных в болотных водах основным источником железа выступает органическое вещество, которое заимствует его из пород в процессе своего формирования

путем накопления за счет нижележащих подземных вод через корневую систему растений.

ПРАКТИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ. В крупных населенных пунктах центральное водоснабжение поставляет воду надлежащего качества, достигаемого при помощи станций обезжелезивания. Однако в сельской местности, где более 30 % жителей пользуются водой без предварительной ее подготовки, проблема высокого содержания Fe в подземных водах стоит все еще остро. Результаты работы могут быть использованы при обосновании выбора источников водоснабжения, а также при обосновании выбора и оценке эффективности методов и технологий водоподготовки.

СВЯЗЬ РАБОТЫ С НАУЧНЫМИ ПРОГРАММАМИ И НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИМИ ТЕМАМИ. Результаты исследований уже использованы при выполнении региональных грантов РФФИ: № 09-05-00647, № 09-05-99034, № 11-05-98016; а также международных грантов РФФИ: № 08-05-92500, № 11-05-93112. Полученные результаты также использованы при выполнении государственного контракта № 11.519.11.6044.

АПРОБАЦИЯ РАБОТЫ И ПУБЛИКАЦИИ. Отдельные разделы работы были представлены на 7 международных российских конференциях, в том числе и зарубежных: на Международном научном симпозиуме студентов, аспирантов и молодых ученых им. академика М. А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр» (Томск, 2010), на V Международном научно-практическом Российско-германском семинаре КарлсТом 2010 (Томск, 2010), на Международной конференции, посвященной 80летию кафедры ГИГЭ Томского политехнического университета (Томск, 2011), на VIII Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «География, геоэкология, геология: опыт научных исследований» (Украина, Днепрпетровск, 2011), на Международной научно-практической конференции «Питьевые подземные воды. Изучение, использование и информационные технологии» (Москва, 2011), на XX Всероссийском совещании по подземным водам Востока России «Подземная гидросфера»

(Иркутск, 2012), на Всероссийской конференции «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами» (Томск, 2012).

По теме диссертации опубликовано 10 работ, 3 из которых напечатаны в журналах, рекомендованных ВАК: «Разведка и охрана недр», 2010 г.; «Известия Томского политехнического университета», 2011 г.; «Вестник Томского государственного университета», 2011 г.; одна статья принята в журнал «Водные ресурсы».

СТРУКТУРА И ОБЪЕМ РАБОТЫ. Диссертация состоит из введения, восьми глав, заключения и списка литературы, насчитывающего 175 наименований отечественных и зарубежных изданий. Материал диссертации изложен на 180 страницах, иллюстрирован 44 рисунками и содержит 17 таблиц.

БЛАГОДАРНОСТИ. За постоянную поддержку автор благодарен своему научному руководителю д.г.-м.н., профессору Степану Львовичу Шварцеву. Искреннюю признательность автор также выражает Олеся Евгеньевне Лепокуровой. Автор благодарен М.А. Здвижкову, Е.В. Домрочевой, а также коллективу ПНИЛ гидрогеохимии НОЦ «Вода» ТПУ, благодаря которым удалось собрать личную базу данных по химическому составу железосодержащих подземных вод исследуемой территории. Отдельно автор выражает благодарность научному консультанту Олегу Сергеевичу Покровскому, старшему научному сотруднику лаборатории георесурсов и окружающей среды г. Тулузы, Национального центра научных исследований Франции за научные консультации и предоставленную возможность проведения анализов.

Также автор выражает благодарность своей семье за поддержку, понимание и терпение.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (09-05-99034, 09-05-00647, 11-05-98016, 08-05-92500, 11-05-93112), тревел-грантов фонда М. Прохорова, а также государственного контракта № 11.519.11.6044.

ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ПРИРОДНЫХ ВОД РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Наиболее ранние исследования юго-восточной части Западно-Сибирского артезианского бассейна относятся к 1932-36 гг. В 1932 г. Я.С. Эдельштейн дал характеристику гидрогеологических условий Обь-Иртышского бассейна с кадастром скважин и колодцев. В 1932, 1936 гг. М.И. Кучин описал гидрогеологические условия юго-восточных районов и впервые наметил перспективы изучения артезианских вод Западно-Сибирской низменности. К этому периоду относится начало изучения подземных вод палеозойского обрамления низменности. В 1928-1933 гг. К.В. Радугиным, а в 1933-1934 гг. Ю.Г. Красновым наряду с геологическими исследованиями были проведены рекогносцировочные гидрогеологические наблюдения на Томь-Яйском междуречье. Исследования М.И. Кучина, Н.М. Богаткова, С.Г. Бейрома, П.А. Удодова и других известных ученых имели большое значение для дальнейших гидрогеологических исследований. По материалам предвоенных лет Западно-Сибирским геологическим управлением под руководством М.И. Кучина в 1943-1946 гг. были составлены среднемасштабные гидрогеологические карты неоген-четвертичных отложений. В 1944 по 1948 гг. М.И. Кучиным, В.А. Хахловым и Л.А. Рогозиным составлена карта масштаба 1:1000000 листа О-45, на основании которой в 1949 г. ими была составлена государственная геологическая карта масштаба 1:1000000 и пояснительная записка к ней. В 1948-1949 гг. Киреевской партией ЗСГУ проведена геологическая съемка листа О-45-XXXI масштаба 1:200000, выполненная под руководством М.П. Нагорского, К.В. Иванова и Е.Д. Бургсдорфа. В результате обобщения материалов съемочных геолого-гидрогеологических работ этого этапа М.П. Нагорским была составлена краткая гидрогеологическая характеристика рыхлых отложений Обь-Томского междуречья. В 1949 г. в связи с увеличением нефтегазопромысловых работ начинается планомерное картирование и специальные гидрогеологические и инженерно-

геологические исследования. Полученные в результате бурения и геофизических исследований материалы позволили разработать стратиграфическую схему для мезозойско-кайнозойских отложений, дать тектоническое районирование низменности и выяснить основные литолого-фациальные особенности некоторых районов. Таким образом, к 50-м годам 20 века территория Томской области в геологическом отношении была изучена достаточно подробно (Гидрогеология СССР, 1970).

Гидрогеологические исследования заключались в основном в бурении одиночных опытно-эксплуатационных скважин в целях водоснабжения отдельных предприятий, проводимое с 1940 г. различными организациями (Водстрой, Востокбурвод, Лесбурводстрой, Трансводстрой, Гидропроект и Томская геологическая комплексная экспедиция), что позволило к 1956-1958 гг. выяснить и довольно подробно описать режим, условия питания и циркуляции вод района Томского Приобья.

Значительное влияние на дальнейшее развитие знаний о геологическом и гидрогеологическом строении района имели работы М.С. Гуревича (1952-1954 гг.), в которых автор впервые рассматривает Западно-Сибирскую низменность как громадный единый артезианский бассейн, впервые устанавливает гидрогеохимическую зональность. Начиная с 1952 г. коллективом гидрогеологов Томского политехнического института под руководством П.А. Удодова проводились геолого-гидрогеохимические исследования в пределах палеозойского обрамления юго-востока Западно-Сибирской плиты, результаты которых изложены в монографиях и многочисленных работах П.А. Удодова, В.М. Матусевича и других. С 1954 г. Томской комплексной экспедицией проводилось бурение разведочно-эксплуатационных скважин для водоснабжения сельскохозяйственных и промышленных объектов. По результатам этих работ Ю.К. Смоленцевым написан ряд отчетов, освещающих гидрогеологические условия южной части Томской области.

В эти же годы Томская комплексная экспедиция приступает к проведению геолого-гидрогеологических среднемасштабных съемок в южных районах Томской области, в результате которых появилась возможность выделить основные водоносные горизонты, пригодные для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения. В 1955 г. А.О. Шварцман и М.Р. Лозовский изучили и охарактеризовали химический и газовый составы вод меловых отложений юго-восточной части Западной Сибири. В 1956 г. М.С. Гуревичем составлена гидрохимическая карта Западно-Сибирского артезианского бассейна. С 1958 г. Томская режимная гидрогеологическая станция устанавливает наблюдения за режимом подземных вод, в том числе и в районе Обь-Томского междуречья. В 1957-1960 гг. Киреевской партией Томской комплексной экспедиции НТГУ проведены геологосъемочные работы масштаба 1:200000 листа О-45-XXXI и О-45-XXXIV. В результате были выяснены основные черты литологического, стратиграфического, геоморфологического, тектонического и гидрогеологического строения Обь-Томского междуречья (Гидрогеология СССР, 1970).

В 1962 г. при Томской экспедиции была организована гидрогеологическая станция, которая продолжила проведение геолого-гидрогеологических съемок в юго-восточных районах Томской области. В результате полученных исследований Ю.К. Смоленцев, В.Д. Рябенко, А.М. Горяева, Г.А. Сулакшина в ряде своих работ подробно осветили гидрогеологические и инженерно-геологические особенности юго-восточной окраины Западно-Сибирского артезианского бассейна.

Начиная с 1962 г. разведочные и исследовательские работы на территории Обь-Томского междуречья проводились под руководством Томского геологического управления. В ежегодных отчетах были обобщены сведения по геологическому строению территории, литологии пород чехла, гидрогеологии района, составу подземных вод, основным гидрогеологическим параметрам пород района - проницаемости,

водонасыщенности, водоотдачи, коэффициентов проницаемости, запасам водных ресурсов и т.д.

В 1962-1963 гг. на территории Томской области Ю.К. Смоленцевым, Л.Ф. Валенюком, В.В. Нелюбиным и Г.Г. Юдиным осуществлена региональная оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод по методике ВСЕГИНГЕО, а также было проведено гидрогеологическое районирование района. Таким образом, с 1962 г. на территории Томской области детально изучался гидродинамический и гидрохимический режимы подземных вод.

Впервые на территории Колывань-Томской складчатой зоны с определением широкого круга микрокомпонентов на основе «метода ТПИ» проводились в 1958-1964 гг. под руководством профессора П.А. Удодова и В.М. Матусевича при выполнении геологоразведочных работ ТГРЭ под руководством П.Т. Сазонова, Н.В. Григорьева, результаты которых освещены в монографиях (Удодов, 1971, 1965).

К этому же периоду относятся первые гидрогеохимические исследования территории района Обь-Томского междуречья и прилегающих к нему территорий Колывань-Томской складчатой области. Они проводились коллективом кафедры гидрогеологии и инженерной геологии ТПИ, возглавляемой П.А. Удодовым. Под руководством П.А. Удодова на базе кафедры была создана гидрогеохимическая партия. В результате работ этой партии и кафедры были изучены гидрогеология и гидрогеохимия Обь-Томского и Томь-Яйского междуречий, Колывань-Томской складчатой области. Также П.А. Удодов является основателем Сибирской гидрогеохимической школы (П.А. Удодов, С.Л. Шварцев, Е.В. Пиннекер, В.М. Матусевич, Г.М. Рогов, Н.М. Рассказов, М.Б. Букаты, Е.М. Дутова и др.), которую сейчас возглавляет С.Л. Шварцев.

В 1966 г. коллективом кафедры ГИГ ТПИ в составе Н.М. Рассказова, П.А. Удодова, а также И.Б. Санданова, О.Л. Ширинкиной, В.М. Рябенко, М.И. Горяевой и других сотрудников ТКГРЭ был составлен проект

предварительной разведки палеогенового водоносного горизонта на площади Обь-Томского междуречья. Предварительная разведка полностью подтвердила расчеты запасов вод, выполненные Н.М. Рассказовым. Поэтому исследователями-первооткрывателями Томского месторождения питьевых подземных вод были названы сотрудники кафедры гидрогеологии ТПИ Н.М. Рассказов, Б.В. Плотников, П.А. Удодов, получившие дипломы первооткрывателей (70 лет кафедре ..., 2001).

В 1966–1970 гг. по Томской области И.М. Земсковой, В.С. Баженовым, Н.А. Ермашовой, Ю.П. Авдеевой и Е.А. Соцковой выполнена работа по теме «Вода-II». На основе анализа всего имеющегося гидрогеологического и геологического материала и большого объема полевых исследований эксплуатационных скважин, колодцев, родников впервые для региона дана оценка защищенности подземных вод территорий областей, края и областных центров от загрязнения. Составлены гидрогеологические карты в масштабах 1:500000 и 1:100000 первых от поверхности и нижележащих водоносных горизонтов. Даны рекомендации о водообеспеченности всех населенных пунктов. Позднее по материалам работы по теме «Вода-II» и специального обследования райцентров и других крупных населенных пунктов этих областей, края составлены заключения и справочники (Вода-III), авторами которых являются И. М. Земскова, А. С. Доньченко, И. П. Карпицкий, Г. Л. Плевако, Л. С. Дым и др. (Земскова, 1991).

Наиболее крупные обобщения сведений о геолого-гидрогеологических условиях территории представлены в XVI томе «Гидрогеология СССР» и XIV томе «Геология СССР», опубликованных в 1967-1970 гг.

В 1966, 1973, 1977 гг. были опубликованы работы В.А. Всеволожского, в которых рассматривались вопросы формирования подземных вод и приведена региональная оценка подземного стока рек в пределах южной части Западно-Сибирской низменности.

Далее 1973-1975 гг., Нелюбинской партией во главе с Н.А. Карлсоном была проведена комплексная гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемка района Обь-Томского междуречья, в результате чего предыдущие сведения об этом районе были существенно дополнены.

По мере строительства и развития Томского водозабора (с 1973 г.), запасы месторождения подземных вод, геологическое строение района, состав вод на различных участках уточнялись, знания обобщались в виде сводных отчетов.

С момента пуска водозаборных сооружений в эксплуатацию, гидрогеологические и гидрохимические наблюдения на территории района Томского месторождения подземных вод приобрели регулярность и детальность. Режимная сеть скважин, пробуренных в окрестностях Томского подземного водозабора (около 200 скважин), позволила собрать уникальный фактический материал. В течение первых 15 лет данные, собранные по результатам гидрогеологических испытаний и гидрогеохимического опробования, обобщались с периодичностью примерно в 5 лет, главным образом, только ТКГРЭ в форме производственных отчетов. Этого оказалось явно недостаточно, учитывая объем и научное значение получаемого фактического материала. Впоследствии данным уникальным природно-техническим объектом заинтересовались ученые ряда других производственных и научных организаций города и региона. Результаты их исследований приведены во многих литературных источниках. Особый вклад в изучение гидрогеохимии вод района Томского месторождения внесли И.Б. Санданов, П.А. Удодов, Н.М. Рассказов, В.М. Рябенко, Н.А. Ермашова, Б.Е. Никонов, Т.Н. Филиппова, В.А. Коробкин, В.П. Шинкаренко.

В 1976–1982 гг. Н.А. Ермашовой исследованы гидрогеохимические условия зоны интенсивного водообмена территории Томской области. Выполнен большой объем полевых работ и анализов химического, газового и микрокомпонентного состава свободных и поровых подземных вод, атмосферных осадков, почв, пород. Составлена серия карт гидрохимического

и микрокомпонентного состава в масштабе 1:1000000 по всем стратиграфическим горизонтам. Рассмотрены условия формирования состава подземных вод и оценена степень их пригодности для водоснабжения (Земскова, 1991).

В 1983 г. Н.А. Ермашова возглавляла коллектив авторов, проводивших «Обобщение материалов по химическому составу подземных вод в связи с повышенным содержанием в них железа, марганца и других специфичных для региона компонентов в пределах юго-восточной части Западно-Сибирского артезианского бассейна». В данной работе была сделана попытка с помощью термодинамических расчетов выявить основные источники этих металлов в подземных водах региона. В результате проведенных исследований, источниками были названы роговая обманка и магнетит. Исследователи предположили, что эти минералы подвергаются химическому выветриванию за геологически длительный промежуток времени в условиях слабоокислительной обстановки пласта, в результате чего и происходит накопление нормируемых элементов в воде. Исследование носило достаточно схематичный характер и не дало окончательных ответов на вопросы о формировании состава подземных вод, остающиеся актуальными до сих пор (Ермашова, 1983).

Полномасштабные научные гидрогеохимические исследования были проведены в 1993-94 гг. коллективом ТО ОИГГиМ, возглавляемым С.Л. Шварцевым, совместно с коллективами ПНИЛ ТПУ и НИИ ХН СО РАН. Результаты этих исследований были изложены в 1994 г. в научном отчете «Эколого-геохимическая оценка состояния и качества подземных вод Томского водозабора».

С 1995 г. исследованиями состояния геологической среды на территории области занимается ТЦ «Томскгеомониторинг», ежегодно выпуская по итогам проведенных работ информационный бюллетень.

Результаты гидрогеологических и гидрогеохимических исследования непосредственно на территории региона отражены в многочисленных

научных отчетах, статьях, монографиях и диссертациях. Среди исследователей, изучающих гидрогеохимические условия и вопросы формирования подземных вод, следует выделить Ю.Н. Акуленко, С.Г. Бейрома, В.Я. Бычкова, Б.А. (1990) Воротникова, Ю.К. Смоленцева, П.А. Удодова (1965; 1971), В.Г. Иванова, Е.С. Коробейникову, В.П. Карлову, М.А. Кузнецову, М.И. Кучина, З.В. Лосеву, С.Л. Шварцева (2012; 2007; 2005; 2002; 1998; 1996; 1977), Н.М. Рассказова (2005; 2003; 1993; 1975), В.С. Кусковского (2003), В.М. Матусевича (1976), В.К. Попова, Г.М. Рогова (2003, 2002, 1987, 1984); В.А. Всевожского (1991; 1973), В.А. Зуева, В.С. Ковалевского (2007; 2001; 1986; 1983; 1973), В.А. Кирюхина (2005), Л.С. Язвина (Основы гидрогеологии ..., 1983; Гидрогеология СССР, 1977), С.Р. Крайнова, В.М. Швеца, Б.Н. Рыженко (2004; 1987, 1980), Е.В. Посохова (1985; 1969; 1966), В.Т. Цацульникова (1986), Г.А. Плевако, М.И. Дину (2010), А.А. Лукина (Гидрогеохимия: учебное ..., 1980), В.М. Людвиг, А.Ю. Озерского, Н.М. Шварцеву (Гидрогеохимия: учебное ..., 1980; Шварцева, 1979), Е.Ю. Осиповой, О.В. Постниковой, В.П. Зверева (2006; 1982), Н.А. Ермашову (1998; 1982; 1979), Ю.Г. Копылову (Гидрогеохимия: учебное ..., 1980), Л.И. Инишеву (2000), О.Г. Савичева (2010; 2005), Д.С. Покровского, Е.М. Дутову (Дутова и др., 2008; Дутова, Покровский, 2005), М.Б. Букаты, М.А. Здвижкова (2005), О.Е. Лепокурову (Иванова, Лепокурова, 2011; Иванова и др., 2010), Л.В. Серикова, Л.Н. Шиян (Сериков и др., 2010, 2006), Т.И. Моисеенко (Моисеенко, 2012).

Основной особенностью подземных вод Западной Сибири является присутствие соединений железа и растворенных органических веществ, способных образовывать коллоидные системы. В последнее время активно изучались коллоидные системы такими учеными как Л.В. Сериков, Л.Н. Шиян, Н.В. Видяйкина (Сериков и др., 2010, 2006).

Стоит отметить, что в последнее время происходит активное изучение геохимии болот. Территория Томской области характеризуется высокой заболоченностью, очевидно, что столь широкое распространение болот не

могло не сказаться на формировании химического состава подземных вод региона. Более того, гидрохимические показатели притоков Средней Оби зависят от общей заболоченности водосборов и соотношения площадей верховых и низинных болот (Савичев, 2005). В связи с тем, что болота в ходе длительного саморазвития активно распространяются в таежных ландшафтах Западной Сибири, исследование вещественного состава торфов становится все более актуальным для данной территории. Макро- и микроэлементный состав торфов южно-таежной подзоны Западной Сибири изучался многими учеными: Л.И. Инишевой, Н.М. Рассказовым, С.Л. Шварцевым, Е.Э. Езупенком, О.Г. Савичевым, М.А. Здвижковым, Так Е.Э. Езупенком показал, что для низинных торфов характерно максимальное содержание железа, но в целом содержание элементов в торфах имеет нижекларковые концентрации по сравнению с почвами (Езупенко, 2003). Анализ данных, характеризующих химический состав различных генетических типов болотных массивов, свидетельствует о закономерной взаимосвязи этого состава с условиями водного питания болот и интенсивностью водообмена на площадях их развития. Особенно наглядно последнее условие проявляется в развитии типов болотных вод и торфов в различных по климатическим условиям ландшафтных зонах юго-восточной части Западной Сибири. Показательно в этом отношении формирование низинных болот, содержащих воды повышенной минерализации, на водораздельных участках в южной части Васюганья (Рассказов, 2005). Также последнее время подробно изучается органическое вещество в болотных водах. Установлено, что содержания органического вещества гуминового типа максимальны в болотных водах и достигают 165 мг/л в пересчете на $C_{орг}$, а содержания фульвокислот в несколько раз выше. Изучены битуминозные компоненты и отдельные группы углеводов (Шварцев, 2012).

Обзор и анализ проведенных ранее исследований свидетельствуют, что накопленный опыт и большой фактический материал позволяют решать многие гидрогеохимические задачи, возникающие в регионе. В то же время,

ряд вопросов требует дальнейших исследований и уточнений. К таким вопросам относятся механизмы формирования железосодержащих вод, так как формы миграции и источники железа в подземных водах до сих пор вызывают дискуссии.

ГЛАВА 2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИЗУЧАЕМОГО РАЙОНА

2.1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Общая характеристика района исследований. Томская область входит в состав Сибирского Федерального округа Российской Федерации и

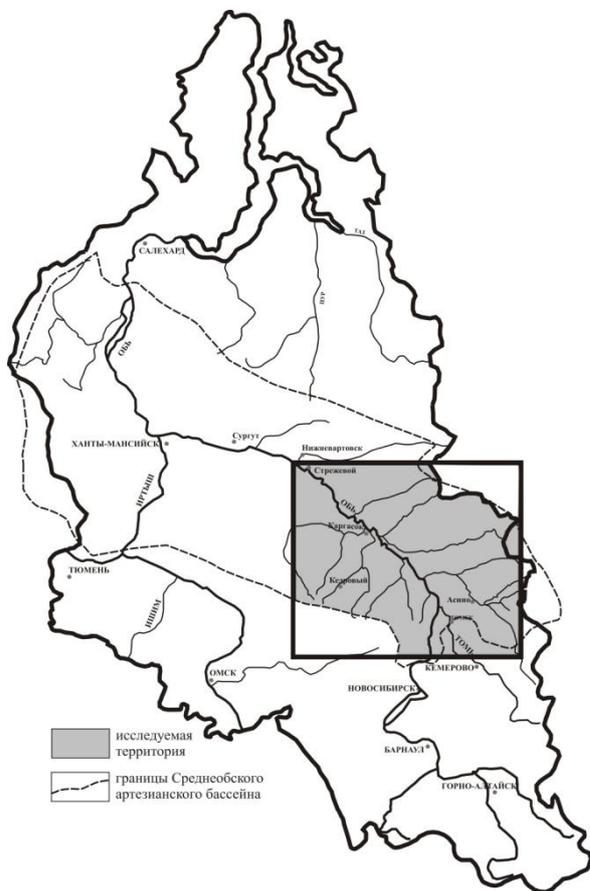


Рис. 1. Схема расположения района исследований.

расположена в юго-восточной части Западной Сибири, соответствующей среднему течению р. Оби (от устья р. Томи до устья р. Иртыш). Протяженность Томской области с севера на юг – 600 км, а с запада на восток – 780 км, площадь составляет 316,9 тыс. км², областным центром является г. Томск (487,4 тыс. жителей), который находится в южной части области на берегу р. Томи, правого притока Оби (Евсеева, 2001) (рис.1).

Климат. Томская область располагается в умеренных широтах северного полушария. Климат на территории Томской области является

континентальным и характеризуется продолжительной холодной зимой и коротким теплым летом. Средняя годовая температура воздуха на территории области отрицательна и изменяется от -1,0.°С на юге до -3,0 °С на северо-востоке области (рис. 2).

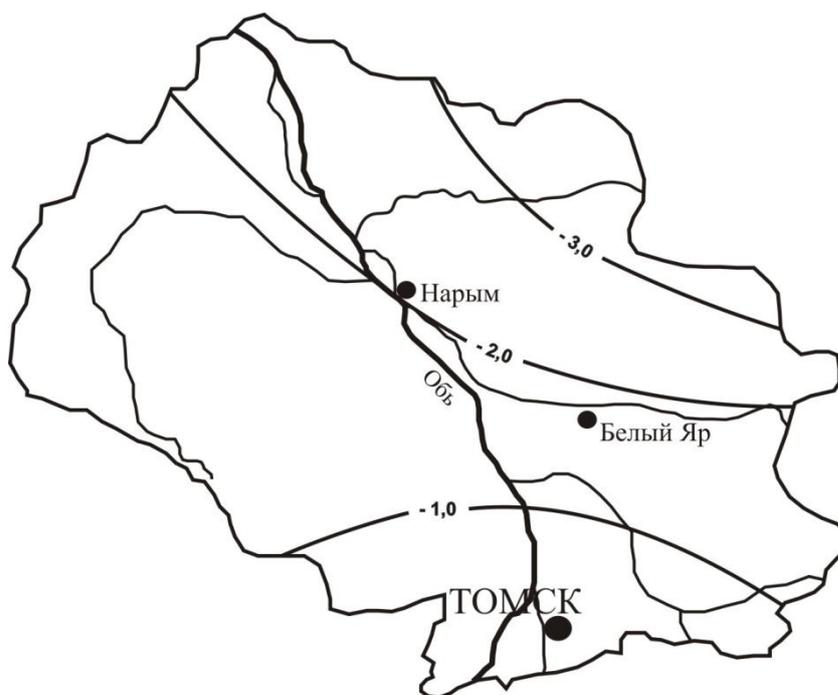


Рис. 2. Среднегодовые значения температур для Томской области, °С (Трифенова, 1988).

Минимальная температура наблюдается в декабре-январе. Средняя температура января изменяется по территории от $-19,2$ °С до $-20,5$ °С на юге, от $-21,5$ °С до -23 °С – на севере. Холодный период с температурами ниже 0 С длится в области 180–200 дней. Максимум температуры воздуха приходится на июль. В июле температурные различия по территории области невелики: от $16,8$ – 17 °С на северо-востоке и заболоченных западных районах до $18,2$ °С на юго-востоке, в Томске средняя месячная температура июля повышается до $22,8$ °С (Климат ..., 1982). Продолжительность периода с температурой выше 0°С в Томской области составляет 165–185 дней. Продолжительность безморозного периода изменяется от 114–115 дней в г. Томске до 68–90 дней – в западных и восточных заболоченных районах области; в долине Оби – 113–125 дней (Трифенова, 1988).

За последние 30 лет произошло изменение климата, которое включает в себя как сдвиги в частоте и масштабе спорадических погодных явлений, так и непрерывное повышение температуры приземного слоя воздуха и трансформацию влажностного режима. Согласно полученным результатам, на всей территории отмечается рост температуры со средней скоростью

0,34°C за 10 лет. Для обширной равнинной территории области повышения средней температуры колеблются от 0,68 до 0,92 °С. Наиболее интенсивным потепление было в северных районах Томской области и на юго-востоке, наименее – в западных районах (Невидимова О.Г., Янкович Е.П., 2011).

В связи с особенностями циркуляции атмосферы на юго-востоке Западной Сибири преобладают южные и юго-западные ветры (20-33%). Значительно реже бывают ветры северные и восточные (5-11%) (Научно-прикл...., 1993). Важной характеристикой ветрового режима является скорость ветра. Средняя годовая скорость ветра на территории Томской области изменяется от 2,6 до 3,6 м/с. В течение года наиболее существенные изменения средней месячной скорости ветра обнаруживаются при переходе от весны к лету и от лета к осени. В годовом ходе средней скорости ветра проявляются два максимума (осенью и весной) и два минимума (летом и зимой).

Годовое количество осадков по территории области изменяется в среднем за год от 400 до 600 мм (Севастьянов и др. ..., 2000). Больше всего осадков выпадает на западе области (Ягыл-Яг – 571 мм), а также на востоке и северо-востоке. Меньше всего осадков выпадает в Зырянском районе – 358–381 мм. В Томске выпадает 517 мм, а в Коларово – 544 мм. Количество дней с осадками по области изменяется от 170 (Зырянский район) до 180-200 дней на остальной территории.

Наибольшее количество осадков выпадает в теплый период года. Причем 38–42% от всех осадков теплого периода приходится на июль, август. Наименьшее количество осадков выпадает в феврале и марте.

Анализ временной изменчивости количества осадков за последние 30 лет показал, что в целом в регионе основной тенденцией является увеличение количества осадков. Данная тенденция роста сумм осадков наблюдается в центральных и южных районах Томской области (Невидимова О.Г., Янкович Е.П., 2011).

Устойчивый снежный покров в области устанавливается в третьей декаде октября. Средняя из наибольших декадных высот снежного покрова за зиму на защищенных от ветра участках составляет 58–68 см, а на западе и востоке области – до 80 см. Запасы воды в снеге изменяются от 100–130 мм на юге до 174–198 мм – на севере (Евсеева, 2001).

Рельеф. Рельеф Обь-Иртышского и Обь-Енисейского междуречий изучался Д.А. Драницыным (1915), М.П. Нагорским (1951), А.А. Земцовым (1953), Б.В. Мизеровым (1954, 1956) и другими исследователями. Бассейны правых притоков р. Оби - рр. Кети и Тыма описаны Л.А. Рагозиным, С.В. Суховым (1951) и В.В. Барковым (1951).

Томская область расположена в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины. Поверхность равнины имеет форму амфитеатра, открытого на север. По ее южной, восточной и западной окраинам преобладают наклонные равнины, возвышенности, плато, а в центральных частях – низменности. На территории области выделяются Кеть-Тымская, Чулымская, Приаргинская, Барабинско-Пихтовская наклонные равнины и Васюганская возвышенность (рис. 3). В центральной части области с юго-востока на северо-запад протягивается Обь-Тымская низменность, в ее пределах расположена долина р. Оби.

Рельеф большей части региона представляет собой плоскую, местами полого-увалистую, большей частью заболоченную поверхность, с незначительными, часто не выделяющимися уклонами к крупным водотокам. В рельефе области можно выделить ряд гипсометрических уровней (рис. 4).

Река Обь делит область на относительно возвышенную (до 193 м) правобережную часть и пониженную левобережную. Наиболее возвышенным является Томь-Яйское междуречье, куда заходят отроги Кузнецкого Алатау. Здесь расположена высшая точка Томской области – 264 м.

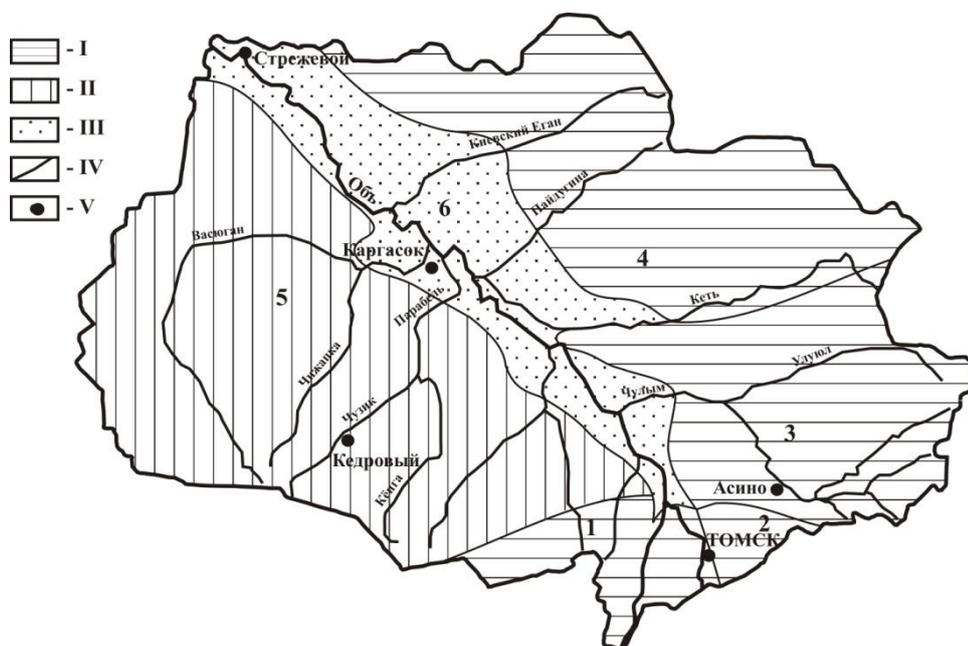


Рис. 3. Крупнейшие орографические элементы рельефа Томской области (Трофимов, 1980).

Наклонные и приподнятые равнины: 1 – Барабинско-Пихтовская; 3 – Приаргинская; 3 – Чулымская; 4 – Кеть-Тымская. *Возвышенности:* 5 – Васюганская. *Низменности:* 6 - Обь-Тымская.

I – наклонные равнины; II – возвышенности, гряды, увалы; III – низменности; IV – граница орографических элементов; V – населенные пункты.

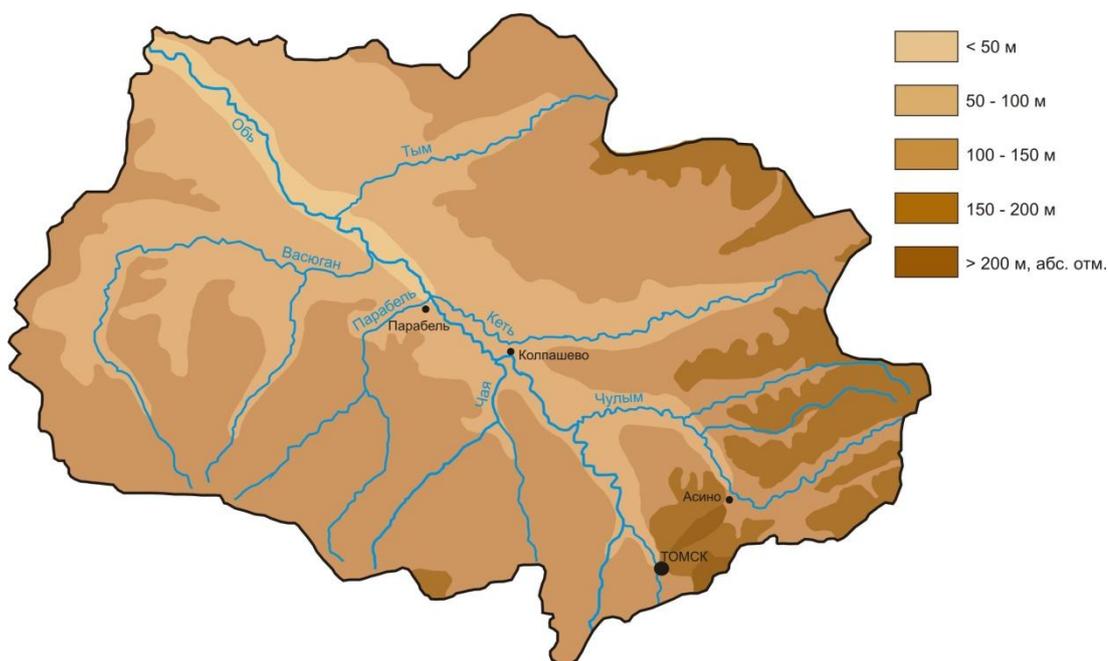


Рис. 4. Гипсометрическая схема Томской области (Евсеева, 2001).

Отсюда поверхность понижается в северо-западном направлении. Минимальная высота равна 30 м и приурочена к урезу воды р. Обь на северной границе области (Евсеева, 2001).

Исходя из истории развития рельефа, среднюю часть Западно-Сибирской низменности можно разделить на три зоны: 1) ледниковую, 2) перигляциальную (приледниковую) и 3) внеледниковую (рис. 5) (Геология СССР, 1967).

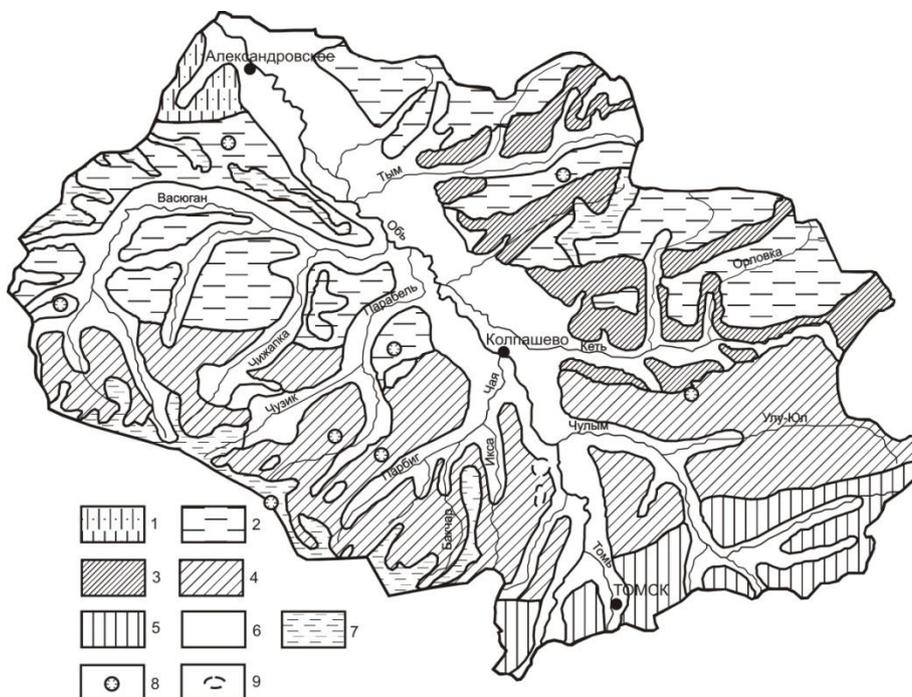


Рис. 5. Геоморфологическая карта Томской области (составили: С.Ф. Дубинкин, А.А. Земцов, В.А. Мартынов).

Ледниковая зона: 1 – моренная равнина с редкими холмами (абс. отм. 150 – 160 м). *Приледниковая зона:* 2 – зандровая полого-волнистая равнина (абс. отм. 110 – 120 м); 3 – древние ложбины стока талых ледниковых вод времени самаровского оледенения (абс. отм. 75 – 100 м). *Внеледниковая зона:* 4 – озерно-аллювиальная равнина, плоская, сильно заболоченная, слабо расчлененная (ср. абс. отм. около 140 м); 5 – озерно-аллювиальная равнина, плоская, слабо расчлененная с участками верхового и низинного заболачивания (ср. абс. отм. около 120 - 160 м – Восточно-Барабинская равнина, северная часть Обь-Томского междуречья и Томь-Чулымское междуречье); 6 – речные долины с комплексом аккумулятивных террас. *Формы рельефа:* 7 – верховые болота; 8 – термокарстовые котловины; 9 – суффозионные воронки.

В ледниковую зону входит часть Вах-Тымского междуречья и бассейн р. Ларь-Егана, левого притока р. Оби, протекающего юго-западнее с. Александровского. Высоты здесь не превышают 160 м над уровнем моря; рельеф плоский, полого-волнистый. Очень редко встречаются невысокие (до 20 м) холмы, сохранившиеся на Вах-Тымском водоразделе, которые переходят в заболоченные понижения. Вблизи речных долин заметно проявление эрозионной деятельности. Образующиеся балки и овраги имеют весьма пологие склоны; заболоченные днища их в верховьях расширяются,

превращаясь в лопастнообразные болота. На поверхности междуречий ледниковой зоны нет озер.

Ледниковая зона окаймляется широкой полосой, сложенной толщей флювиогляциальных грубозернистых песков и озерно-ледниковых супесей и глин, перекрытых слоем покровных суглинков и торфа. Эта полоса занимает бассейны рр. Тыма и Кети, Васюгана и нижней части Парабели.

Приледниковая равнина характеризуется весьма слабым колебанием относительных высот и значительной выровненностью рельефа. Поверхность ее слабо волнистая, местами плоская, с высотами до 100–150 м над уровнем моря. Равнинность и сглаженность рельефа, а также большое количество выпадающих атмосферных осадков создают благоприятные условия для образования на междуречьях обширных массивов верховых болот, которые образуются на водораздельных пространствах. Болота имеют крайне изрезанную, извилистую границу с незаболоченными территориями. На площади Вах-Тымского междуречья болота имеют лопастную или же древовидную форму и соединяются с небольшими долинами, являясь как бы вершинами последних.

В восточной части приледниковой зоны прослеживаются древние приледниковые ложбины стока, которые пересекают Обь-Енисейский водораздел по линии современных рр. Тыма и Кети. Ложбины имеют северо-восточное направление, а ширина их достигает 30–60 км. В рельефе ложбин выделяются линейно вытянутые параллельно ее бортам песчаные гривы, поросшие чистым сосновым бором. Межгривные понижения заняты болотами или озерами, которые также имеют вытянутую форму и соединяются небольшими речками. Высота грив над окружающими их болотами и озерами достигает 5–15 м.

Подобные древние ложбины стока прослеживаются и на Кеть-Тымском междуречье. Формирование этих ложбин со свойственными им формами рельефа началось в эпоху максимального (среднечетвертичного) оледенения потоками талых вод у края ледника и подпруженными им водами рр. Енисея

и Оби. Внутрислоббинные гривы сложены преимущественно песками, гравелистыми песками и галечниками, что также свидетельствует о водно-эрозионном генезисе этих грив. Пески на поверхности грив часто раздуваются ветром, причем образуют эоловые формы рельефа.

Внеледниковая аллювиально-аккумулятивная равнина расчленена широкими террасированными долинами. По р. Оби и ее крупным притокам выделяются три надпойменных террасы и пойма. Склоны долин расчленены многочисленными балками и оврагами. На песчаных террасах речных долин нередко развиты перевеваемые боровые пески и дюны.

В моделировке рельефа всей описываемой территории существенное значение имели явления суффозии и термокарста, связанные с деградацией вечной мерзлоты в центральной части Западно-Сибирской низменности. Эти процессы способствовали образованию мезо- и микрорельефа. К ним относятся многочисленные озерные котловины, мелкие западины и «блюдца» – весьма характерные формы микрорельефа для степной части низменности.

Котловины суффозионного происхождения приурочены главным образом к южным хорошо дренированным приречным районам, где притоки крупных рек глубоко врезаются в песчанистые и суглинистые отложения плато и способствуют, таким образом, активизации суффозионных процессов. Котловины суффозионного генезиса наблюдаются вблизи долин рр. Кенги, Парабели, Парбига и других притоков р. Оби.

Западины встречаются повсеместно вдали от речных долин и независимо от литологического состава пород. Протаивание линз льда в мерзлых породах способствовало проседанию грунта и образованию различной формы и глубины западин. В дальнейшем под влиянием ряда факторов эти резко выраженные отрицательные формы рельефа были сглажены и заторфованы. Надо полагать, что описываемые термокарстовые западины и явились очагами заболачивания обширных водораздельных пространств центральной части Западно-Сибирской низменности.

В пределах южной части Западно-Сибирской низменности на территории Среднеобского бассейна выделяется Барабинская озерно-аллювиальная, восточнее р. Оби находится Обь-Томская водораздельная равнина, южная часть которой расположена в пределах Колывань-Томских поднятий и поэтому отличается значительным расчленением.

Барабинская озерно-аллювиальная равнина захватывает значительную полосу Обь-Иртышского междуречья, вплоть до Васюганских болот на севере. В пределах Барабы на описываемой территории выделяется Восточно-Барабинская (Чулымская) озерно-аллювиальная равнина.

Восточно-Барабинская (Чулымская) равнина имеет несколько более высокие, по сравнению с Западной, гипсометрические отметки (от 120 до 150 м) и характеризуется слабой речной расчлененностью и широким распространением верховых и низинных болот, которые напоминают ложбины стока. Мощность четвертичного чехла колеблется от 20 до 60 м.

Для всей Барабинской равнины в целом характерны широкая заозеренность и заболоченность.

Район, отвечающий области Колывань-Томской складчатой зоны, охватывает северную часть Обь-Томского междуречья и Томь-Яйское междуречье. В геоморфологическом отношении область Колывань-Томской зоны представляет собой слегка волнистую, в разной степени расчлененную равнину с абсолютными отметками до 200–290 м.

Описываемая равнина сложена преимущественно глинисто-песчаными отложениями мощностью до 40–50 м. Ниже залегают складчатые палеозойские породы, имеющие в основном север-северо-восточное простирание.

В рельефе палеозойских пород отмечаются депрессии и глубоко врезанные погребенные речные долины, выполненные осадками олигоцена и отложениями более молодого возраста. Направление форм рельефа в общем север-северо-восточное, соответствующее простиранию палеозойских пород. К северо-западу волнистая равнина Томь-Колыванской зоны постепенно

сливается с рельефом Западно-Сибирской низменности, имеющим более низкие отметки, на востоке – примыкает к равнине северо-западной окраины Кузнецкой впадины.

По северо-западной окраине Кузнецкой впадины хорошо выражен в рельефе приподнятый водораздел рр. Томи и Ини и их притоков, известный под названием Сокур.

Томь-Яйское междуречье представляет собой расчлененную равнину с абсолютными отметками 220–270 м, сложенную с поверхности рыхлой толщей третичных и четвертичных, в основном озерных осадков, имеющих мощность до 40–50 м. Рыхлая толща, состоящая преимущественно из глинистых пород, нивелирует собой неровности рельефа палеозойских пород. Равнина Томь-Яйского междуречья характеризуется в основном плоским, но значительно расчлененным рельефом за счет глубоко врезанных узких речных долин правобережных притоков р. Томи – рр. Сосновки, Тугояковки, Басандайки, Ушайки, Киргизки и др. Водораздельная равнина Томь-Яйского междуречья почти сплошь покрыта осиновым лесом и пихтово-еловой тайгой.

Примерно в районе среднего течения правобережных притоков р. Томи водораздельная равнина Томь-Яйского междуречья образует в рельефе уступ с причлененной к ней с запада более пониженной аллювиально-озерной равниной Вороновской террасы с абсолютными отметками 180–200 м.

Ширина долин правых притоков р. Томи незначительна; они глубоко врезаны в водораздельные пространства и часто вскрывают породы палеозоя. На тех участках, где реки пересекают древние депрессии, выполненные третичными песчано-глинистыми осадками, характер их долин резко меняется. Долины здесь значительно расширяются, русла рек начинают сильно меандрировать, борта долин выглаживаются и в долинах развивается комплекс широких террас.

Гидрография. В пределах рассматриваемой территории Западно-Сибирской низменности выделяются реки таежной зоны. К ним относятся

многие крупные притоки р. Оби – рр. Кеть, Парабель, Васюган, Чулым, Тым и др. (Геология СССР, 1967).

Для гидрографии этой зоны характерна довольно развитая речная сеть, что объясняется увеличением количества осадков, а главное уменьшением их потерь на испарение. Вследствие равнинного характера и соответственно малых уклонов речная сеть района не способна быстро отводить талые и дождевые воды. Это и обуславливает широкое распространение здесь болот, даже на водораздельных пространствах таежной зоны. Густота речной сети на территории Томской области колеблется от 0,39 до 0,29 км/км² (Экологический мониторинг, 2009).

Все реки отличаются здесь малыми уклонами. Так, для рр. Иксы, Чаи, Парабели средний уклон водной поверхности изменяется от 0,13 до 0,20%.

Основным источником питания таежных рек служат талые снеговые воды, но существенную роль в течение всего года играет также дождевое и грунтово-болотное питание.

Водный режим рек характеризуется растянутым на 2,5–3,5 месяца весенне-летним половодьем и устойчивыми, довольно высокими уровнями и расходами воды в остальное время года. Высота наибольших подъемов уровня на реках обычно составляет от 4 до 6 м над средней меженью.

Водный сток рек Томской области изменяется в широком диапазоне. Его пространственные изменения подчиняются широтной зональности и отражают основные закономерности распределения по территории элементов водного баланса (рис. 6) (Савичев, 2010). Весенний сток таежных рек составляет примерно 56%, летне-осенний 31% и зимний 13% годового стока (Геология СССР, 1967).

Водоносность рек довольно высока: средний годовой модуль стока их достигает 4-8 л/сек·км².

Максимальные расходы воды основных рек связаны со снеготаянием. Наибольшие расходы воды р. Обь в южной части Томской области наблюдаются в середине мая, в северной – в конце мая, первой половине

июля. Минимальный сток наблюдается в феврале-марте (табл. 1). Средний расход воды $12700 \text{ м}^3/\text{с}$; наибольший $42800 \text{ м}^3/\text{с}$.

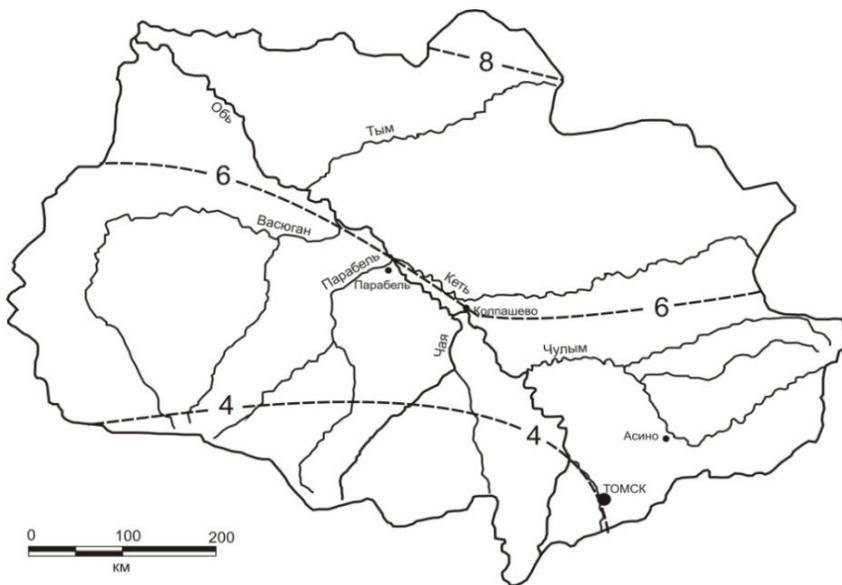


Рис. 6. Модуль водного стока средних рек Томской области, л/(с·км²) (Савичев, 2010).

Таблица 1. Среднемесячные расходы воды за 1970-2007 гг, м³/с (Савичев, 2010)

Река	Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Обь	г. Колпашево	1123	1055	1103	3635	10280	8572	4746	3303	2769	2759	1864	1264
Томь	г. Томск	190	157	155	2318	4406	1987	687	552	595	777	498	234
Чулым	с. Тегульдет	79	59	51	144	1042	810	385	261	187	172	119	101
Кеть	п. Максимкин Яр	90	81	77	99	679	889	314	169	153	149	118	104
Тым	с. Напас	76	69	65	85	495	665	270	193	179	170	125	96
Васюган	с. Ср. Васюган	38	32	29	61	575	540	208	131	116	116	86	54
Парабель	с. Новиково	23	21	20	50	323	228	77	56	46	49	43	28
Чая	с. Подгорное	25	24	23	67	389	202	75	48	40	42	41	30

По гидрогеологическому режиму реки в среднем и нижнем течении изучаемого района относятся к типично равнинным рекам с малыми уклонами. Половодье с апреля до июля в верховьях и до сентября в низовьях.

Термический и ледовый режим рек на территории Томской области также подчиняется сезонному ритму и пространственному изменению температур атмосферного воздуха. Первые ледовые образования появляются на реках во второй половине октября. Средняя продолжительность ледостава на р. Обь возрастает с юга на север и составляет 160–190 суток, на р. Томь в

нижнем течении – 170 суток, на р. Чулым – 170–180 суток, на рр. Кеть и Тым – около 180–190 суток. Средняя толщина льда изменяется от 80 до 110 см, а малые реки могут промерзнуть до дна (Савичев, 2010).

По химическому составу воды рек Томской области принадлежат к гидрокарбонатному классу и имеет довольно низкую минерализацию.

Болота. Распространенным элементом ландшафта Западно-Сибирской низменности являются болота. Развитию их благоприятствует равнинный характер территории. Болотообразовательный процесс возникает при избыточном увлажнении почвы (рис. 7) поверхностными или грунтовыми водами и протекает под влиянием болотной растительности - осок и мхов. Характерные признаки его – оглеение минеральной части почвы и торфообразование.

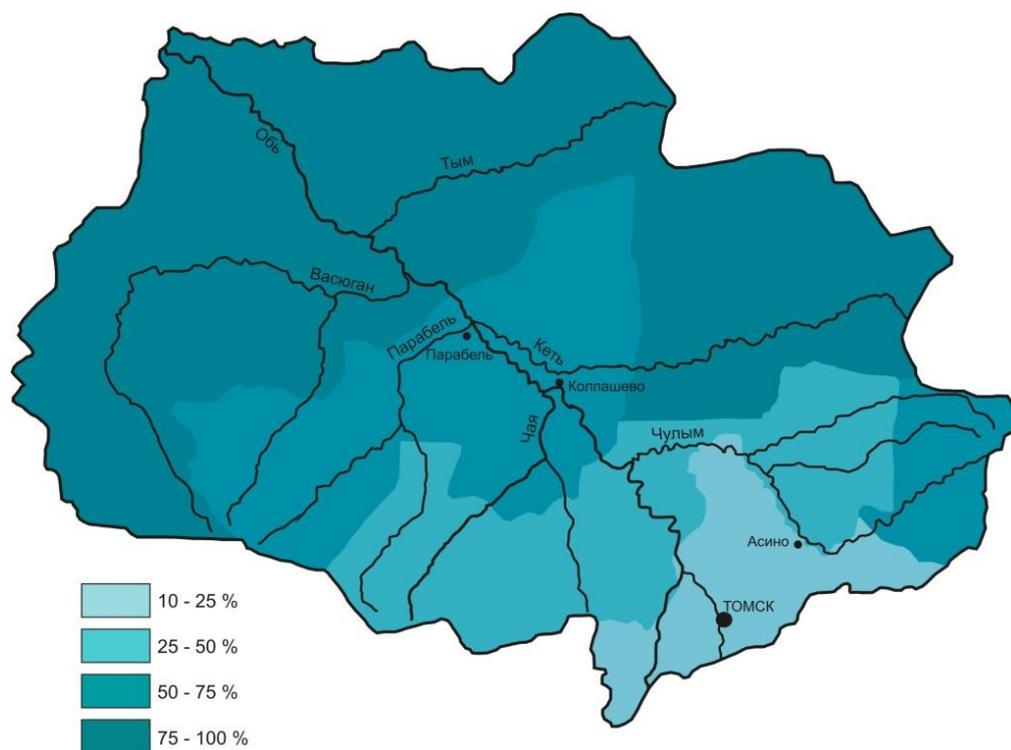


Рис.7. Удельный вес переувлажненных почв Томской области (Почвенная карта ..., 1989).

Наибольшее развитие болот наблюдается в таежной зоне, на плоских междуречных пространствах. Здесь расположено известное Васюганское болото, тянущееся на сотни километров по левобережью р. Оби. На его окраинах развиты осоково-гипновые болота, а в наиболее удаленных от рек

центральных районах Васюганья преобладают сфагновые болота. Для крупных старых верховых болот Васюганья типична выпуклая поверхность с длинными пологими склонами и широкой ровной окраиной. Заболоченность Васюганья составляет свыше 50%.

По правому берегу р. Оби, в бассейне р. Кети, сохраняется тот же равнинный рельеф с обилием болот. К югу от р. Кети местность несколько повышается и переходит в Чулымскую возвышенность, где процент заболоченности с 50–60% (для Кетского бассейна) падает до 20–30%.

Согласно классификации болот Западной Сибири исследуемый район относится к зоне распространения выпуклых олиготрофных (сфагновых) болот, которые занимают большую часть исследуемой территории (рис.8). В пределах зоны олиготрофных болот на данной территории выделяется три района: Обь-Иртышский, Тым-Кетский и Чулымский (Иванов, Новиков, 1976).

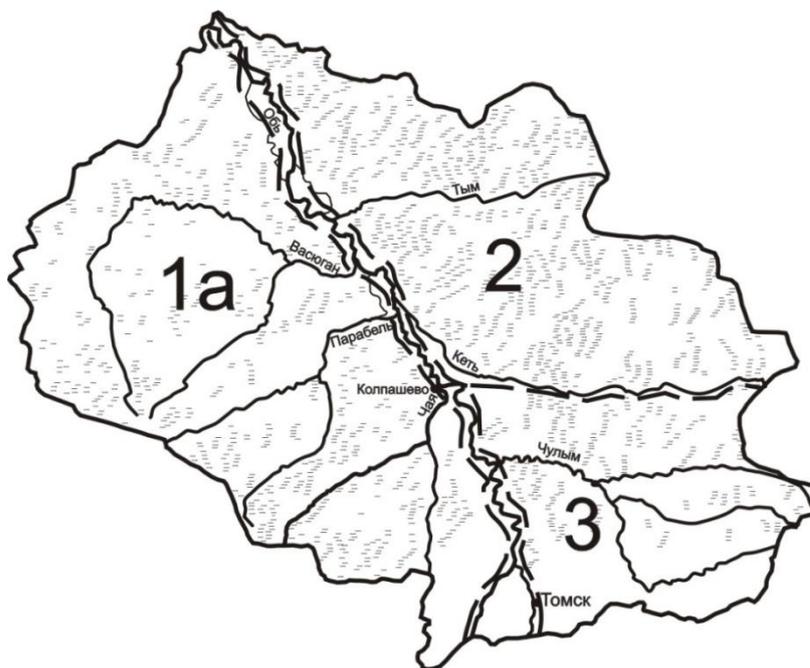


Рис. 8. Схема болотных районов зоны выпуклых олиготрофных болот на территории Томской области. Схема построена по данным Иванова К.Е., Новикова С.М. (1976).

Районы: 1 – Обь-Иртышский (подрайон а – Демьяно-Васюганский); 2 – Тым-Кетский; 3 – Чулымский.

Обь-Иртышский сильно заболоченный район крупных сложных олиготрофных болотных систем с распространенными грядово-мочажинными, лесными и мохово-лесными болотными микроландшафтами. Расположен на междуречных пространствах рек Оби и Иртыша, в их среднем и нижнем течении. Это крупнейший район болотной зоны. Заболоченность

всего района 36%. Болотные системы полностью покрывают водоразделы рек. Площадь таких болотных систем (например, Васюганское болото) доходит до нескольких десятков тысяч квадратных километров.

В распределении микроландшафтов по территории болотных систем наблюдается определенная закономерность. Плоские центральные части их заняты в основном грядово-озерковыми комплексами. Склоны заняты грядово-мочажинными комплексами со сфагново-шейхцериевыми обводненными мочажинами. Средняя глубина торфяной залежи 3 м, максимальные глубины 7–9 м, местами до 10–12 м.

Тым-Кетский сильно заболоченный район вытянутых олиготрофных болотных массивов преимущественно с мохово-лесными, моховыми микроландшафтами и грядово-мочажинными комплексами. Район расположен на территории бассейнов рек Тыма, Кети, правых притоков р. Оби. Болота занимают древнеледниковые впадины на водоразделах рек и их террасах и вытянуты в направлении с северо-востока на юго-запад. Заболоченность района 40%. Распространены олиготрофные болотные массивы. В долинах и поймах рек встречаются евтрофные (низинные) болотные массивы.

Чулымский средне заболоченный район долинных лесных и облесенных смешанных олиготрофных и евтрофных болотных массивов. Район расположен в бассейне р. Чулыма – правого притока р. Оби. Заболоченность района 25%. Торфяная залежь имеет среднюю глубину 2–3 м. Однако глубины изменяются в широких пределах, в зависимости от местоположения массивов. В мелких водораздельных западинах глубина залежи 1–2 м, в наиболее глубоких котловинах – до 4–6 м.

Годовой ход уровня болотных вод характеризуется низкой зимней меженью, подъемом уровня воды до максимальных годовых значений в период весеннего снеготаяния и высоким стоянием уровня в течение всего летне-осеннего периода. Интенсивный весенний подъем уровня начинается после перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°C. Средняя

дата наступления максимального уровня на болоте наблюдается в среднем через 8 дней после устойчивого перехода температуры воздуха через 0° С. Однако эта величина сильно варьирует в зависимости от метеоусловий каждого года. В летний период наблюдается общий спад уровней, обусловленный стоком и испарением с болот. Плавность хода уровней нарушается отдельными подъемами, вызванными выпадающими осадками. Однако, в течение всего летнего периода уровень на болотах остается достаточно высоким. Относительно интенсивный спад уровня начинается в октябре – ноябре и продолжается затем в течение всего зимнего периода. Зимняя межень характеризуется низким стоянием уровня воды на болоте (Иванов, Новиков, 1976).

Почвы. Почвообразующие породы в пределах Томской области имеют различный генезис – аллювиальный, озерно-аллювиальный, озерный, водно-ледниковый, местами эоловый.

В связи с природными условиями почвенный покров Томской области разнообразен. В соответствии с почвенно-географическим районированием (Афанасьева, 1979), территория Томской области относится к Центральной таёжно-лесной области, к Западно-Сибирской провинции подзолистых и болотных почв, Западно-Сибирской провинции дерново-подзолистых высокогумусированных почв и дерново-подзолистых почв со вторым гумусовым горизонтом, с участием дерново-глеевых почв и серых лесных почв по древним речным долинам, в южной части Томской области – к Приалтайской провинции серых лесных и серых лесных глееватых почв со вторым гумусовым горизонтом. Наиболее значительную часть рассматриваемой территории региона занимают подзолистые, дерново-подзолистые и серые лесные почвы (Савичев О.Г., 2010).

Е.М. Непряхин (1977) по основным морфологическим и химическим свойствам: мощности гумусового горизонта, структуре, механическому и химическому составу, выраженности того или иного почвообразовательного

промесса и хозяйственной ценности выделил почвы: автоморфные, полугидроморфные и гидроморфные.

Автоморфные почвы приурочены к повышенным элементам рельефа и занимают около 46% территории области. Они делятся на три типа: подзолистые, серые лесные и черноземы.

Подзолистые почвы наиболее развиты в северной и центральной частях Томской области. Дерново-подзолистые почвы широко распространены в центральной таежной части области и занимают 5,5–7,6 % площади области. Серые лесные почвы развиты в южной части Томской области. Общая площадь серых лесных почв составляет около 5,3 % территории. Черноземы занимают наиболее дренированные территории юга Томского Приобья. Площадь их распространения мала – 0,1–0,31 % территории области (Дюкарев, 1991).

Полугидроморфные почвы имеют значительную площадь распространения в области (около 23 %). Они представлены болотно-подзолистыми, лугово-черноземными, серыми лесными глеевыми почвами.

Наиболее распространены болотно-подзолистые почвы - переходные от подзолистых почв к болотным. Длительное избыточное увлажнение приводит к заболачиванию почв, сопровождающееся оторфовыванием верхних горизонтов и оглеением нижних. Наиболее характерные черты болотно-подзолистых почв: кислая реакция среды, малогумусность.

Гидроморфные почвы характеризуются доминированием болотного почвообразовательного процесса на болотах и поемного на поймах рек. Гидроморфные почвы занимают более 35 % площади области. Гидроморфные почвы в области представлены торфяно-болотными верховыми, торфяно-болотными низменными, аллювиально-дерновыми и др.

Растительность. Территория Томской области расположена преимущественно в пределах южно- и среднетаежных подзон (Седых, 1996); южная и юго-восточная часть – в подтаежной подзоне таёжной зоны. На данной территории распространена бореальная Обь-Иртышская

растительность, представленная лесами: в водосборе р. Кия и Обь-Шегарском междуречье – березовыми и осиново-берёзовыми подтаёжными; в водосборах рр. Чулым, Томь, Чая, Парабель, Васюган – кедрово-елово-пихтовыми южнотаёжными; в водосборах рр. Тым и Вах, в Александровском приобье – елово-кедровыми, местами с лиственницей, среднетаёжными; в водосборе р. Кеть и междуречье рр. Васюган и Парабель (в нижней его части) – лиственнично-сосновыми среднетаёжными. Преобладающие древесные породы – берёза, сосна, кедр. Кроме того, широко представлена пойменная и болотная растительность (Савичев О.Г., 2010).

Подзона лиственных лесов не содержит темнохвойных (пихта, ель, кедр) как лесообразующей породы. Основу растительного покрова составляют здесь березовые, иногда с примесью осины, леса, в значительной степени первичного типа, чередующиеся с травяными, реже сфагновыми болотами, а также сообществами лугового типа. К песчаным почвам приурочены сосновые боры, иногда с небольшой примесью степных форм в травяном покрове.

Подзона южной тайги является наиболее значительной по площади среди подзон лесной зоны. В южной тайге большую роль играют березовые, осиновые, а также темнохвойно-березово-осиновые леса. На легких почвах встречается кедр. Подлесок в южной тайге состоит из черемухи, рябины, жимолости и караганы. В почвенном покрове – зеленые мхи, а травяной ярус составляют редкие, таежные травянистые растения и папоротники.

Основными лесообразующими породами подзоны средней тайги являются ель, кедр и пихта. На склонах увалов и речных долин развиваются боры с кустарниками брусники, черники и багульника. Для подзоны характерны сфагновые и сфагново-гипновые травяные болота (Геология СССР, 1967).

Население. Томская область относится к числу малонаселенных регионов России. Общая численность населения по данным на 01.01.12 г., составила 1 057,6 тыс. человек. Томская область заселена крайне

неравномерно: от 0,3 чел./км² в Каргасокском районе до 8,4 чел./км² в Томском районе. Средняя плотность населения – 3,3 чел./км².

По данным на 2004 год численность населения наиболее крупных городов Томской области составляет: Томск – 487,4 тыс. чел., Северск – 114,7, Стрежевой – 44,2 тыс. чел. Экономически активное население составляет 564 тыс. человек. В 2004 г. уровень зарегистрированной безработицы составил 4,2%, уровень фактической безработицы – 8,8 % (Евсеева, 2005).

2.2. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА

Различная история геологического развития отдельных крупных геологических структур описываемой территории позволяет произвести достаточно четкое геологическое районирование ее и выделить здесь следующие геолого-геологические районы (рис. 9):

1. Западно-Сибирская низменность;
2. Чулымо-Енисейская впадина (западная ее часть);
3. Колывань-Томская складчатая зона (Геология СССР, 1967).

Стратиграфия, литология, тектоника. В пределах территории исследуемого района выделяются две резко различных по геологическому строению части: Западно-Сибирская плита и область ее складчатого палеозойского обрамления.

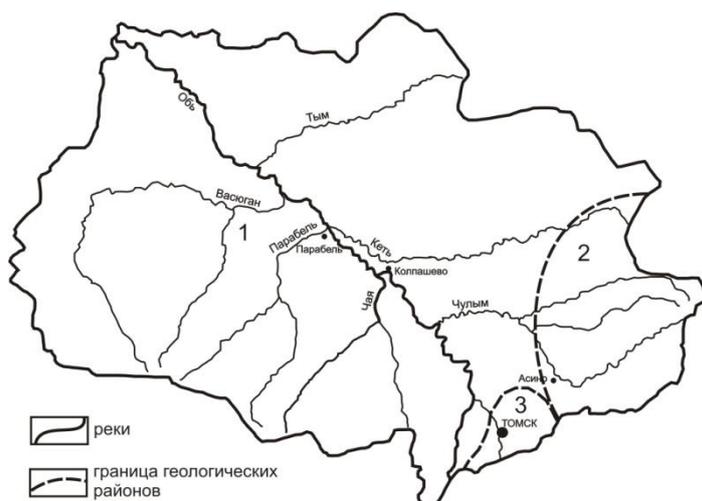


Рис. 9. Структурное районирование Томской области (Геология СССР, 1967):

1 - Западно-Сибирская низменность; 2. - Чулымо-Енисейская впадина (западная ее часть); 3. Колывань-Томская складчатая зона.

Западно-Сибирская плита. В геологическом строении Западно-Сибирской плиты (ЗСП) отчетливо выделяются складчатый фундамент, сложенный породами доюрского возраста, и платформенные пологозалегающие отложения мезозоя и кайнозоя, лежащие на этом фундаменте рис.10.

Фундамент плиты сложен докембрийскими, палеозойскими и раннемезозойскими (триас, нижний лейас) породами. Среди них широко распространены терригенные и хемогенные осадочные образования в различной степени метаморфизованные, вплоть до кристаллических сланцев,

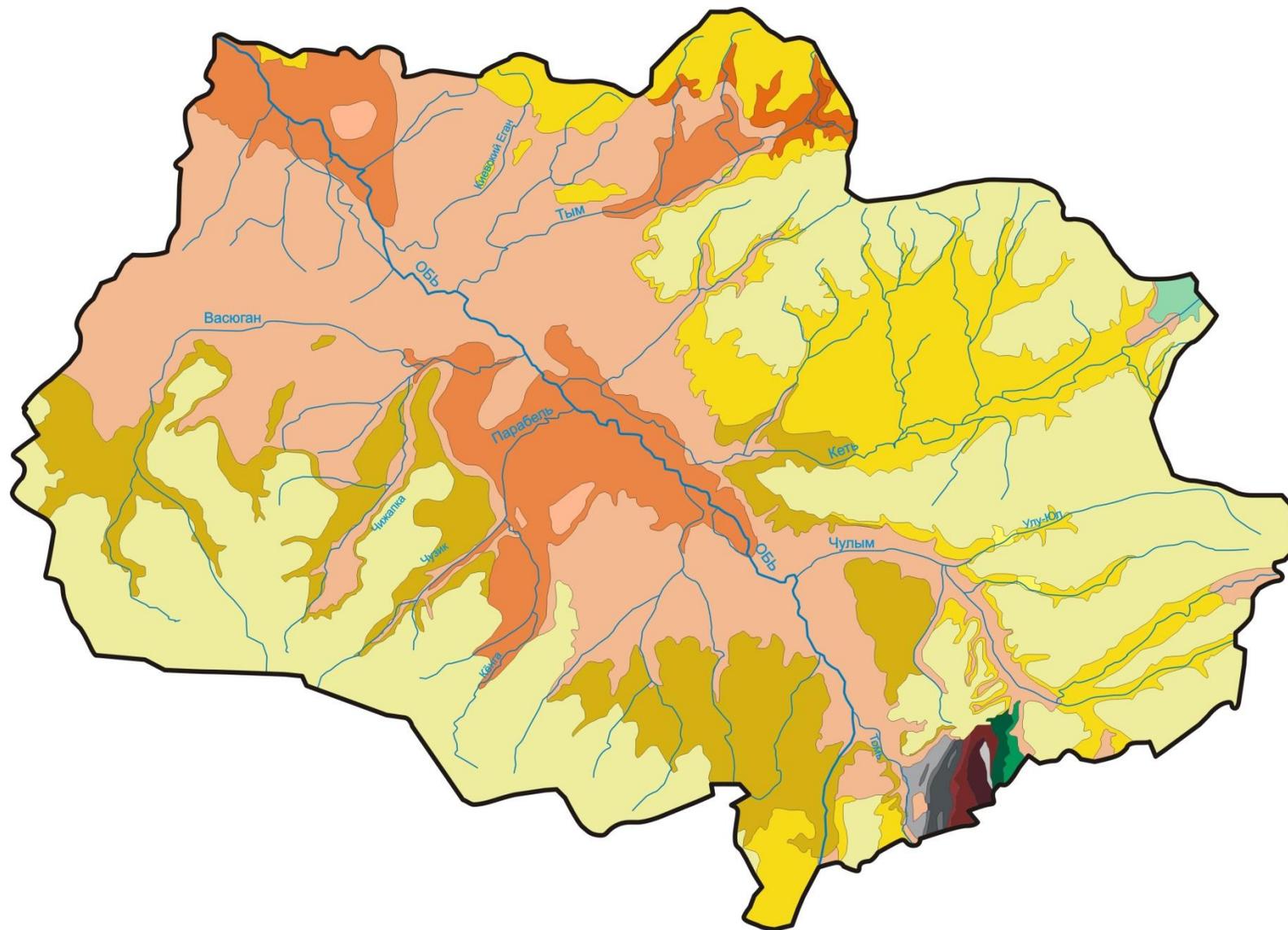
гнейсов и мраморов, эффузивы и интрузивные породы, разнообразные по составу и возрасту.

Крупная депрессия, сформировавшаяся в пределах Западно-Сибирской эпигерцинской плиты, заполнена мезозойскими и кайнозойскими терригенными осадками. Породы фундамента в верхней в верхней части представлены корой выветривания. На коре выветривания фундамента почти повсеместно лежат отложения юрского возраста, среди которых отмечены осадки всех трех отделов. Эти породы развиты на большей части Западно-Сибирской низменности, в бассейне р. Чулым и вдоль восточного склона Приполярного и Полярного Урала они выходят на дневную поверхность.

Нижнеюрские отложения широко распространены в низменности, но на значительной территории они не выделены из общего комплекса юрских осадков.

Среднеюрские отложения также пользуются широким распространением. На большей территории они входят в состав нерасчлененных осадков нижнего и среднего отделов юрской системы. В самостоятельное образование на изучаемой территории среднеюрские отложения выделены только в Чулымо-Енисейском районе, которые представлены континентальными угленосными отложениями итатской свиты. Мощность континентальных отложений достигает 600 м.

Нижне-среднеюрско-келловские отложения выделены на большинстве районов низменности. Нерасчлененные континентальные породы этого возраста объединены в тюменскую и покровскую свиты. Покровская свита непосредственно залегает на породах фундамента, сложена туфами различного состава, аргиллитами и песчаниками. Мощность достигает 240 м. Тюменская свита представлена многократно чередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пластами и прослоями бурого угля. Свита имеет сплошное распространение, мощность на большей части территории не превышает 400 – 700 м, достигая на северо-востоке низменности 1500 м.



**УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ**

- Q₁ Эоплейстоцен
- НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА**
- N₂₊₃ Средний-верхний миоцен
- N₁₊₂ Нижний-средний миоцен
- N₁ Нижний миоцен
- ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА**
- P₂ Верхний олигоцен
- P₃ Нижний олигоцен
- P₂₊₃ Средний-верхний эоцен
- P₂₊₃ Нижний-средний эоцен
- МЕЛОВАЯ СИСТЕМА**
- K₂₊₃-P₁ Кампанский ярус - нижний палеоцен
- K₂₊₃ Коньякский - кампанский ярусы
- K₂₊₃ Сенноманский - туронский ярусы
- КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА**
- C₂₊₃ Средний - верхний отделы
- C₁₊₂ Нижний - средний отделы
- C₂₊₃ Турнейский - визейский ярусы
- C₁ Турнейский ярус
- ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА**
- D₂₊₃ Фаменский ярус
- D₂₊₃ Франский ярус
- D₂₊₃ Средний отдел. Живетский ярус

Рис. 10. Геологическая карта Томской области. Составлена на основе картографической композиции «Томскгеомониторинг». Масштаб 1:2500000

Среднеюрско-келловейские отложения во внутренних районах низменности объединены в татарскую свиту, которая представлена преимущественно глинисто-алевролитовыми породами. Мощность этой свиты достигает 160 м.

Верхнеюрские и верхнеюрско-валанжинские отложения распространены более широко, на большей части территории они не отделены от вышележащих валанжинских осадков. Они представлены морскими в основном глинистыми образованиями. В Тобольском районе выделена абалакская свита келловейско-кимериджского возраста и тутлеймская – нижневолжско-валанжинского возраста. Осадки представлены темноцветными глинистыми морскими отложениями мощностью до 80 м. базальные горизонты абалакской свиты представлены своеобразными прибрежно-морскими песчаниками и конгломератами вогулкинской толщи. В Чулымо-Енисейском районе распространены континентальные песчано-глинистые отложения, объединяемые в тяжинскую свиту, имеющую мощность до 240 м.

Валанжинские отложения известны почти на всей территории низменности. Во внутренних районах они объединены в куломзинскую, тарскую и алясовскую свиты. Куломзинская свита сложена преимущественно аргилитами с тонкими прослоями алевролитов. Мощность свиты достигает 120 м. На глинистых породах куломзинской свиты на большей части низменности развита мощная песчано-алевритовая толща мелководных осадков тарской свиты верхневаланжинского возраста. Мощность свиты увеличивается с юга на север и с запада на восток, изменяясь от 40–50 до 250–270 м.

Готерив-барремские отложения в Западно-Сибирской низменности не расчленены и обычно описываются совместно. Для них характерны континентальные, лагунно-морские и мелководно-морские условия седиментации. В южных районах низменности широко развита киялинская свита, представленная очень плотными красно-коричневыми, голубовато-

зелеными, зелено-серыми и пятнисто-расцветченными глинами, большей частью известковистыми, содержащими прослой алевролитов и песчаников. В северо-восточной части низменности отмечается значительное опесчанивание готерив-барремских слоев при некотором увеличении мощности слоев. В Максимкин-Ярском и Чулымо-Енисейском районах готерив-барремские отложения представлены верхними горизонтами илекской свиты.

Аптские отложения по мере продвижения от центральных районов низменности на восток опесчаниваются и совместно с породами альба и сеномана объединяются в преимущественно песчаную покурскую свиту мощностью до 850 м. В Чулымо-Енисейском районе нижняя часть покурской свиты замещается преимущественно глинистой кийской свитой апт-альбского возраста, имеющей мощность 15–80 м. В восточном направлении она сменяется песками и алевролитами с прослоями аргиллитов и углей пировской свиты такого же возраста с мощностью до 280 м. В северо-восточных районах низменности отложения апта в основном глинистые. Здесь в пределах апта и нижнего альба выделена яковлевская глинисто-алевролитовая свита мощностью более 500 м.

Сеноманские отложения входят в состав покурской и долганской свит. В Чулымо-Енисейском районе они слагают нижнюю часть симоновской свиты, представленной преимущественно континентальными серо-цветными песчано-глинистыми, местами угленосными отложениями, в составе которых, особенно в верхней части разреза, выделяются песчаные горизонты мощностью до 100 м.

Турон-палеогеновые отложения распространены почти по всей территории низменности и представлены в основном различного типа глинами, среди которых выделяются песчаные толщи и пачки различных опок локального распространения. Суммарная мощность турон-палеогеновых отложений достигает 900-1000 м. из характерных, преимущественно песчаных толщ в них следует отметить: пески ипатовской

пачки коньяк-сантонского возраста, распространенной в центральных и южных районах низменности; песчаники парбигской свиты, развитой в Колпашево-Нарымском районе и имеющей возраст от альба до сантона; пески и песчаники сымской свиты коньяк-датского возраста, выделенной в юго-восточной части низменности. Морские отложения турон-палеогенового возраста оканчиваются мощной толщей глин верхнего эоцена – нижнего олигоцена, развитых почти на всей территории низменности (исключая восточные районы) и выделяемых в чеганскую свиту. Мощность этой свиты достигает до 200 м. В Колпашево-Нарымском районе чеганские глины замещаются песками юрковской толщи.

Олигоценые отложения, кроме осадков, включенных в чеганскую свиту, представлены комплексом пород континентального происхождения. Они распространены на больших площадях в центральных районах низменности. Среди этих отложений выделяется атлымский горизонт, состоящий преимущественно из песков и реже алевритово-глинистых пород. Мощность атлымского горизонта достигает до 80 м. Выше лежат глины, алевриты и пески новомихайловского горизонта, содержащие прослой бурых углей. Мощность горизонта не выходит за пределы 70–85 м. Этот горизонт перекрывается менее широко распространенными отложениями знаменского горизонта верхнеолигоценного возраста, представленными преимущественно песчано-алевритистыми осадками нередко со значительным количеством глинистых пород. Мощность горизонта достигает 90 м.

Неогеновые отложения распространены лишь в южной части низменности к югу от широтного участка р. Оби. Нижняя часть их объединена в таволжанский горизонт, сложенный в основном глинистыми породами, местами замещенными песками и алевритами или песками с галечниками. Мощность горизонта составляет до 70 м. Средняя часть неогеновых отложений, представленная также преимущественно глинами, объединяется в павлодарский горизонт, мощность которого достигает до 50 м.

В Приенисейской зоне среди пород горизонта получают значительное развитие супеси и пески с гравием и галькой. Отложения павлодарского горизонта перекрываются песчано-глинистыми осадками кустанайского горизонта (верхний плиоцен), мощность которых достигает 50 м.

Четвертичные отложения распространены по всей низменности и сложены различными генетическими группами пород. На севере низменности развиты моренные и флювиогляциальные осадки, состоящие из тяжелых суглинков, песков, галечников. В пределах Обь-Енисейского водораздела развиты также гляциально-морские и морские отложения, состоящие из супесей и суглинков с линзами песков и включениями валунно-галечникового материала. В центральных и южных частях низменности четвертичные осадки представлены супесями, суглинками и песками озерно-аллювиального и эолового генезиса. Мощность этих отложений обычно не выходит за пределы 50 м.

В строении Западно-Сибирской плиты выделяют три структурных этажа: геосинклинальный, парагеосинклинальный и платформенный. Первые два слагают фундамент рассматриваемой территории и состоят из допалеозойских, палеозойских и раннемезозойских пород, а последний объединяет осадки мезозоя и кайнозоя, лежащие на фундаменте, которые образуют собственно Западно-Сибирский артезианский бассейн.

Наиболее характерными структурными элементами в строении складчатого фундамента низменности являются антиклинорные и синклинорные зоны шириной в несколько десятков, реже до 100–150 км.

Вдоль древних массивов, а также на границах разновозрастных складчатых систем и внутри их в фундаменте возникли глубинные разломы, приуроченные к линиям сопряжения положительных и отрицательных структур.

Сравнительно широко распространены в фундаменте и парагеосинклинальные формации, слагающие второй структурный этаж. Они

образуют передовые прогибы, продольные краевые системы, состоящие из ряда межгорных впадин, пологоскладчатые покровы и т.д.

В отложениях третьего структурного этажа выделяются положительные и отрицательные структуры различных порядков. Почти все поднятия, зафиксированные в послепалеозойских отложениях низменности, образовались над эрозионно-тектоническими выступами в фундаменте. Большая часть структур прослеживается снизу вверх по всему разрезу, правда с постепенным уменьшением амплитуды.

В третьем структурном этаже выделяется две резко отличающихся друг от друга зоны: внешняя и внутренняя. Различные части внешней зоны вошли в состав впадины в разное время (от юры до палеогена). За немногими исключениями (Приенисейская полоса низменности) в ее пределах нет осадков нижней и средней юры, а также выпадают или имеют незначительную мощность верхние горизонты разреза: на западе – верхний олигоцен и неоген, на востоке – неоген, палеоген и частично верхний мел. Внутренняя зона характеризуется полнотой осадочных пород, большой мощностью осадков и преобладающим развитием отрицательных структур.

Впадины и прогибы являются ведущими тектоническими элементами Западно-Сибирской платформы. Здесь выделяется ряд депрессионных систем, характеризующихся одинаковым режимом движения и определенными фаціальными особенностями разреза. Они включают в себя одну или несколько отрицательных структур первого порядка, осложненных структурами второго и более высоких порядков. Депрессионные системы отделяются друг от друга положительными структурами первого порядка, представленными группами и поясами валов и крупными сводообразными поднятиями.

Палеозойское обрамление Западно-Сибирской низменности. Западно-Сибирская плита в пределах описываемой территории обрамляется горно-складчатыми сооружениями Саяно-Алтайской системы, в составе которой выделяется Колывань-Томская складчатая зона.

Колывань-Томская складчатая зона, являющаяся частью крупной варисской геосинклинальной системы, представляет сложное структурное сооружение, вытянутое в северо-восточном направлении. В его пределах выделяются основной прогиб, геоантиклинальная структура и краевой прогиб. Значительная часть прогиба перекрыта осадками мезо-кайнозойского чехла Западно-Сибирской низменности, остальная его часть (Колывань-Томская дуга) служит обрамлением Западно-Сибирской низменности на этом участке. Породы, слагающие дугу, имеют в основном верхнедевонские и нижнекаменноугольный возраст. Представлены они преимущественно глинисто-сланцевой толщей. В подчиненном количестве встречаются песчаные горизонты, мергелистые разности и известняки, иногда прослойки сидерита и маломощные (до 0,3 м) пласты графитизированного угля. Породы собраны в основном в крутые, иногда пологие складки в среднем северо-восточного простирания, разбиты дизъюнктивными нарушениями различной ориентировки и масштаба и расчленены многочисленными дайками основных и реже кислых пород.

Геоантиклинальная структура протягивается неширокой полосой вдоль юго-восточной границы основного прогиба. Состоит он из ряда сменяющих друг друга антиклиналей (Буготакская, Митрофановская, Ордынская). Основное место в строении этой структуры занимают породы кембрия, которые представлены метаморфическими сланцами, кварцитами, конгломератами, мраморизованными известняками и эффузивами преимущественно порфиритового ряда. Породы собраны в крутые складки и рассечены дайками. Местами на породах кембрия лежат среднедевонские образования, сложенные в нижних горизонтах преимущественно эффузивной толщей, а верхних частях – известняками, сланцами и песчаниками. Породы девона собраны в пологие складки, рассланцованы и рассечены значительным количеством дизъюнктивных нарушений.

К юго-востоку от геоантиклинальной структуры располагается область краевого прогиба. В пределах этой области выделяют продольные прогибы

(Ельцовский, Горловский, Ташминский) и поперечный, к которому относится Кузнецкий бассейн. Северо-западная часть Кузбасса сложена породами всех трех отделов девона, нижнего карбона и угленосными отложениями верхнего палеозоя. В строении продольных прогибов принимают участие породы среднего и нижнего девона, нижнего карбона и верхнепалеозойские угленосные отложения. Девонские и нижнекаменноугольные толщи представлены песчаниками, глинистыми сланцами и известняками. В нижних частях разреза преобладают эффузивы. Угленосные отложения в основном состоят из песчаников, алевролитов и аргиллитов.

В тектоническом отношении продольные прогибы Колывань-Томской складчатой зоны являются более или менее сложными синклинориями, имеющими значительную протяженность при сравнительно небольшой ширине. Породы краевого прогиба разбиты дизъюнктивными нарушениями. На палеозойские породы Колывань-Томской складчатой зоны с запада, северо-запада и севера со стороны Западно-Сибирской низменности нелегают песчано-глинистые осадки палеогена и неогена. Водораздельные пространства зоны перекрыты мощным чехлом глинистых отложений четвертичного возраста. Долины рек заполнены аллювиальными отложениями, среди которых преобладают глинистые и тонкопесчаные разности пород (Геология СССР, 1967; Гидрогеология СССР, 1970).

ГЛАВА 3. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

3.1. ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Железосодержащие воды широко распространены в районах с гумидным климатом и приурочены к грунтовым водам или к верхним водоносным горизонтам неглубоко залегающих артезианских вод. Наличие таких вод прослеживается на территории Западно-Сибирской низменности.

Объектом исследований являются пресные железосодержащие подземные воды в пределах Среднеобского артезианского бассейна на участке от устья р. Томь до устья р. Тым, которые распространены в осадках от четвертичного до палеозойского возраста.

Исходной информацией для проведения исследований послужили: 1) личные результаты полевых исследований (2009-2012 гг.), проводимых в рамках региональных и международных грантов, в которых автор являлся одним из исполнителей; 2) фондовые материалы (Земсков, Смоленцев, 1984; Ермашова, 1982); 3) опубликованные материалы других авторов (Видяйкина, 2010; Шварцев, 2007; Здвизжков, 2005; Ермашова, 1998).

Основная задача исследований сводилась к установлению геохимических особенностей накопления и миграции железа в подземных водах с целью выяснения условий формирования пресных железосодержащих подземных вод.

В 2009–2012 гг. при проведении полевых работ автором было выполнено самостоятельное опробование 125 точек с глубины от 11 до 2126 м. Всего автором были использованы данные 312 проб подземных и 47 проб болотных вод. Схема расположения точек отбора проб подземных вод представлена на рис. 11.

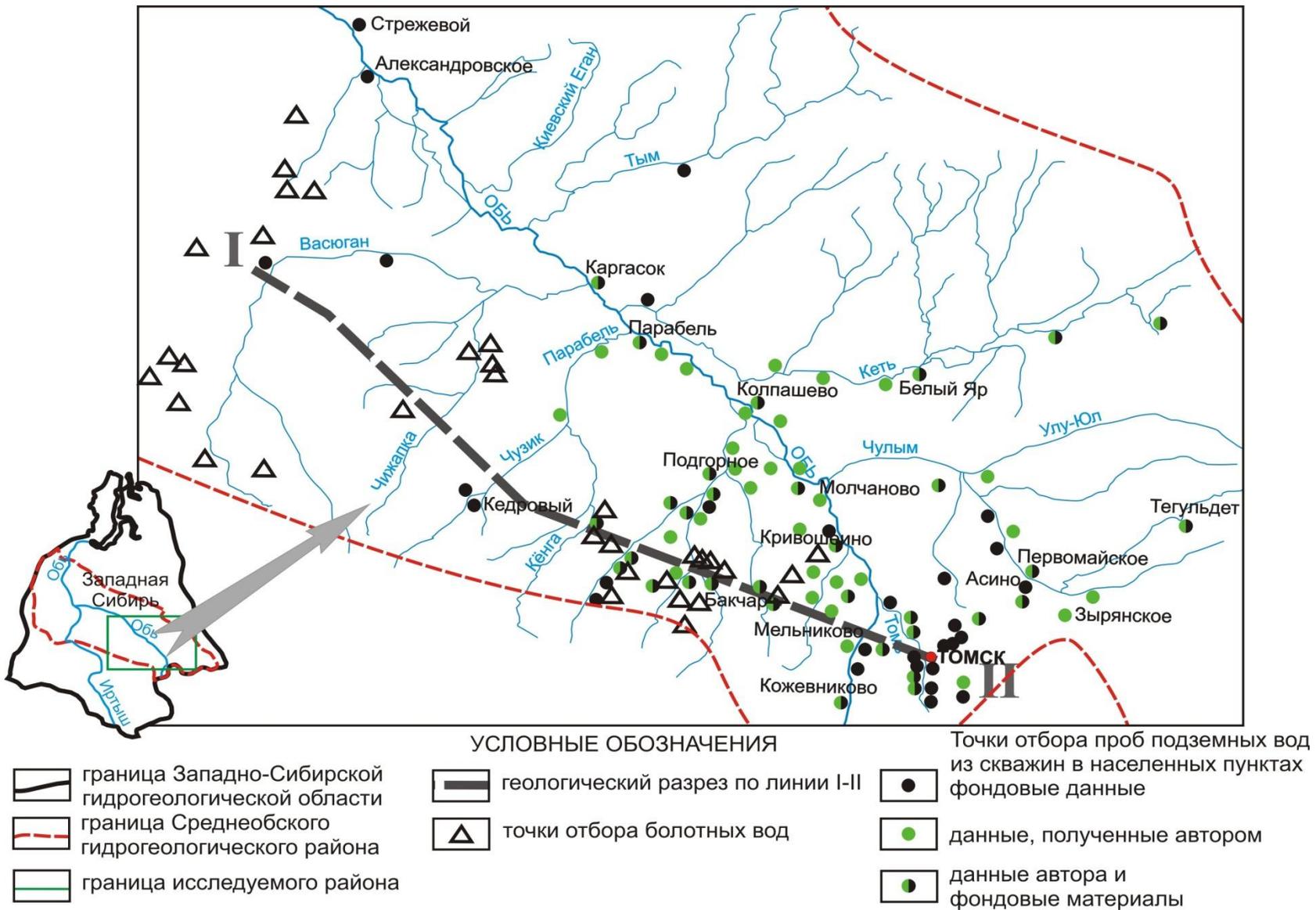


Рис. 11. Схема расположения исследуемых точек отбора проб подземных вод.

3.2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

3.2.1. ОТБОР ПРИРОДНЫХ ВОД (ПОЛЕВЫЕ РАБОТЫ)

Данный этап работы сопровождался большим объемом гидрогеологических опробований. Основной объем опробований приходится на южные районы, где в большинстве случаев опробовались эксплуатационные скважины, расположенные в населенных пунктах, либо самоизливающиеся скважины, оставшиеся после проведения геологических работ.

Основными задачами полевых работ являются – отбор проб подземных вод с соблюдением всех методик и определение быстроменяющихся компонентов. Отбор проб подземных вод производился непосредственно на устье скважин после откачки застоявшейся воды в обсадных трубах. В каждой точке гидрогеохимического опробования *in situ* определились параметры быстроизменяющихся компонентов, таких как температура, Eh, рН, удельная электрическая проводимость с использованием портативного мультипараметрового анализатора WaterTest. Газовый состав: $\text{CO}_{2\text{св}}$, растворенный O_2 , NO_3^- , NO_2^- , а также содержание ионов HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} и Fe^{3+} в полевых условиях определялись при помощи колориметрического и титриметрического методов.

Отбор проб производился в предварительно очищенные полиэтиленовые контейнеры высокой плотности (HDPE) с разным объемом. Подготовка полиэтиленовых бутылок для хранения образцов проводилась в чистой комнате. При отборе всех образцов были всегда использованы латексные перчатки. Образцы для анализа DOC (растворенное органическое вещество) отбирались в пиролизованные стеклянные бутылки Rutex, в подкисленные HgCl_2 (10 мг/л) для предотвращения развития бактерий.

На каждой точке опробования проводилась фильтрация через фильтры (Millipore Millex-HP) с использованием шприца. Первые 30–50 мл фильтрата отбрасывались. Перед каждым отбором пробы каждый фильтр промывался в воде MilliQ и использовался только один раз. Для каждой фильтрации, при

снижении расхода, при засорении мембраны, фильтр менялся на новый. Это значительно снижало вероятность перекрестного загрязнения образцов при фильтрации, и позволяло отфильтровывать коллоидные частицы. Фильтрат для определения макроэлементов и микроэлементов подкисляется сверхчистой HNO_3 и хранится в HDPE бутылках, предварительно промытых сверхчистой 0,1 М HCl и водой MilliQ.

На каждой точке гидрогеохимического опробования отбиралось шесть видов проб:

1. проба объемом 1,5 литра в полиэтиленовую бутылку на общий химический анализ;
2. проба объемом 0,2 литра в стеклянную бутылку для определения тяжелых металлов и железа;
3. проба объемом 0,1 литра в стеклянную бутылку для определения $\text{C}_{\text{орг}}$;
4. проба объемом 0,2 литра в полиэтиленовую бутылку для определения Si ;
5. проба объемом 0,05 литра без подкисления и фильтрации в пластмассовые флаконы с малой сорбционной способностью поверхности на микрокомпонентный анализ;
6. фильтрованная проба объемом 0,05 литра, подкисленная азотной кислотой марки ОСЧ из расчета 2 мл на 1 литр воды (10 капель на 20 мл) в пластмассовые флаконы с малой сорбционной способностью поверхности на микрокомпонентный анализ.

Опробование на точке сопровождалось ведением полевого дневника, в который записывалась следующая информация: дата отбора, координаты с GPS-навигатора, вид объекта опробования и его характеристики, метеорологические условия при отборе пробы, результаты полевого анализа вод, дополнительные условия, которые могут влиять на качество воды.

3.2.2. ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для решения поставленных задач были выполнены химические анализы макро- и микрокомпонентного состава подземных вод. Все химические анализы были выполнены в соответствии с руководящими документами, метрологически аттестованными, оформленными и утвержденными согласно требованиям стандартизации и метрологии (табл. 2, 3). Основной объем работы по определению химического состава вод проведен в аккредитованной проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии научно-образовательного центра «Вода» Томского политехнического университета (регистрация № РОСС RU.0001.511901), а также в Лаборатории георесурсов и окружающей среды Национального центра научных исследований (г. Тулуза, Франция).

Таблица 2. Определяемые физико-химические и гидрохимические показатели природных вод в проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии научно-образовательного центра «Вода» Томского политехнического университета (ПНИЛ гидрогеохимии НОЦ «Вода»)

Группы параметров или анализируемых элементов	Чувствительность анализа, мг/л	Способ анализа, применяемый в лаборатории ТПУ
Основные параметры: Минерализация рН Общая и карбонатная жесткость	0,1 ед.рН 0,1 мг-экв/л	рН-метрия Титриметрия (Т)
Макрокомпоненты: HCO ₃ ⁻ , Cl ⁻ SO ₄ ²⁻ Na ⁺ , K ⁺ Ca ²⁺ , Mg ²⁺ CO ₃ ²⁻ Fe _{общ.}	5/0,5 2 1/0,5 1/1 5 0,05	Титриметрия (Т) Турбидиметрия Пламенная фотометрия (ПФ) Титриметрия (Т) Титриметрия (Т) Фотоколориметрия (ФК)
Mn ²⁺	0,005 мкг/л	Инверсионная вольтамперометрия (ИВ)
Биогенные соединения: NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , NH ₄ ⁺ , PO ₄ ³⁻	0,1/0,005/0,1/0,01	Фотометрия

Атомно-абсорбционным методом определяются содержания Na, K, Li, As, Hg, инверсионно-вольтамперометрическим – Cu, Pb, Zn, Cd, Bi, Fe, фотоколориметрическим – Si, Al, соединения N и P, потенциометрическим – F, Br, I, химическим – главные ионы (HCO₃⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, рН и др.),

Таблица 3. Определяемые физико-химические и гидрохимические показатели природных вод в Лаборатории георесурсов и окружающей среды Национального центра научных исследований

Группы параметров или анализируемых элементов	Чувствительность анализа, мг/л	Способ анализа, применяемый в лаборатории GET	Прибор
карбонатная и бикарбонатная щелочность	0,1 мг-экв/л	Потенциометрическое титрование (Т), погрешность 2 %	Автоматический титратор для определения щелочности SCHOTT TA 10plus.
растворенный органический углерод (DOC)	0,1 С орг/л.	Инфракрасная спектроскопия, погрешность менее 3 %	анализатора углерода Shimadzu TOC 5000
анионы: Cl, SO ₄ , F, NO ₃	0,05 мг/л.	Ионная хроматография высокого разрешения, погрешность 2 %	HPLC, Dionex 2000i
Щелочные, щелочно-земельные и тяжелые металлы (определялись Na, K, Ca, Mg)	0,1 мкг/л	Атомно-абсорбционная спектроскопия, погрешность 1–2 %	Атомный абсорбер пламенный (Perkin Elmer Aanalyst 400) и графитовая кювета (Perkin Elmer Aanalyst 600
Микрокомпоненты: Mn, Li, B, Na, Mg, Al, Si, P, Sc, Ti, V, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Zr, Mo, Cd, Sn, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, W, Re, Tl, Pb, Bi, Th, U	0,0005 мкг/л	Масс-спектрометрический метод с индуктивно связанной плазмой	Elan 6000, Perkin-Elmer

ГЛАВА 4. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

4.1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧАЕМОГО РАЙОНА

Согласно общепринятому гидрогеологическому районированию (Гидрогеология СССР, 1970) Среднеобской бассейн является структурой второго порядка и входит в состав Западно-Сибирского артезианского бассейна – одного из наиболее крупных аккумуляторов подземных вод нашей планеты (рис. 12).



Рис. 12. Схема гидрогеологического районирования Западно-Сибирской артезианской области

Зона активного водообмена захватывает верхний гидрогеологический этаж и включает в себя два водоносных комплекса: отложения антропогенного и неоген-олигоценного возраста и турон-нижнеолигоценного возраста. В его пределах в основном развиты пресные подземные воды, меньше – в разной степени минерализованные. Нижняя

В структуре Среднеобского артезианского бассейна можно выделить две гидродинамические зоны: верхняя – интенсивного водообмена, нижняя – замедленного водообмена. Четких границ между этими зонами не имеется, однако большинство исследователей разделяют их с учетом глубины вреза гидрографической сети, а также по гидрохимическим показателям, и прежде всего, повышенной величиной общей минерализации.

граница зоны активного водообмена проходит примерно по базису стока крупных рек бассейна (рр. Обь, Томь, Чулым, Кеть, Васюган). Причем дренирующее влияние гидросети может фиксироваться на глубинах 500–600 м и более в зависимости от глубины вреза и ширины долины. В зоне активного водообмена массы инфильтрационных вод наиболее интенсивно воздействуют на горные породы и выщелачивают их. Здесь более четко проявляется инфильтрационный режим. Максимальная мощность зоны активного водообмена с минерализацией вод до 1 г/л составляет 800 м. Зона маломинерализованных вод до 3 г/л прослеживается до глубины 1400 м (Ресурсы пресных и маломинерализованных ..., 1991).

В вертикальном разрезе Западно-Сибирского артезианского бассейна выделяется пять характерных в гидрогеологическом отношении комплексов, прослеживающихся на большей части территории бассейна. Каждый из выделенных комплексов состоит из ряда водоносных и водоупорных горизонтов, находящихся между собой в различных, но вполне определенных для каждого комплекса взаимоотношениях, определяющих гидрогеологический облик комплекса табл. 4. (Гидрогеология СССР, 1970)

Первый гидрогеологический комплекс объединяет песчано-алевритистые и глинистые отложения антропогенного и неоген-олигоценного возраста.

Отложения третьего, четвертого и пятого комплексов слагают нижний гидрогеологический этаж. Заключенные в нем подземные воды находятся в обстановке затрудненного, весьма затрудненного, а местами почти застойного режима.

Третий гидрогеологический комплекс сложен осадками сеноманского, альбского и аптского возраста. Он отличается от выше- и нижележащих комплексов заметным преобладанием песчаных отложений, наиболее выдержанными и мощными водоносными горизонтами с высокими напорами вод, обуславливающими большей частью фонтанирование скважин и значительные их дебиты.

Таблица 4. Перечень основных водоносных горизонтов, входящих в состав характеризующихся гидрогеологических комплексов (Земскова и др., 1991)

№ п/п	№ комплекса на разрезе	Название водоносного комплекса	Основные водоносные горизонты
1	1	Неоген-четвертичный N-Q	Аллювиальных отложений долин реки Оби и ее притоков. Среднечетвертичных отложений тобольской (Q _{II} tb) свиты. Нижне-среднечетвертичных отложений ларьякской серии (Q _{I-II} lr). Нижнечетвертичных-верхнеплиоценовых отложений (N ₂ -Q ₁). Средне-верхнеплиоценовых отложений кочковской (N ₂ kč) свиты и кулундинской (N ₂ klн) свиты.
2	3	Верхнеолигоценовый P ₃	Верхнеолигоценовых отложений абросимовской (P ₃ ab), журавской (P ₃ gr), знаменской (P ₃ zn), чаграйской (Pčgr) свит.
3	4а	Палеогеновый P ₁₋₃	Среднеолигоценовых отложений ново-михайловской свиты (P ₃ nm). Нижне-среднеолигоценовых отложений атлымской свиты (P ₃ at). Верхнеэоценовых-нижнеолигоценовых отложений юрковской свиты (P ₂₋₃ jur). Верхнеэоценовых-нижнеолигоценовых отложений чеганской (P ₂₋₃ čg) свиты.
4	5а	Верхнемеловой K ₂	Верхнемеловых отложений ипатовской, сымской (K ₂ ip, K ₂ sm) свит. Палеоценовых отложений парабельской и саровской (P ₁ pr, P ₁ sr) свит.
5	5б	Нижне-верхнемеловой K ₁₋₂	Верхнемеловых отложений симоновской (K ₂ sms) свиты. Нижне-верхнемеловых отложений покурской и леньковской (K ₁₋₂ pk, K ₁₋₂ ln) свит.

Четвертый гидрогеологический комплекс представлен отложениями баррем-готеривского и валанжинского возраста. Для комплекса характерно чередование водоносных толщ и горизонтов с водоупорными глинистыми слоями.

Пятый гидрогеологический комплекс объединяет осадки юрского возраста, а также обводненные породы верхней части доюрского фундамента. Для комплекса характерна низкая пористость и невысокая проницаемость отложений, что обуславливает незначительные дебиты скважин.

Основным объектом изучения в данной работе является верхний гидрогеологический этаж, который представлен геогидродинамической грунтово-водонапорной системой. Более подробно будут рассмотрены первые два гидрогеологических комплекса (рис. 13), залегающие в зоне активного водообмена (Атлас гидрогеологических ..., 1983).

Согласно (Гидрогеология СССР, 1970) для верхнего этажа целесообразно выделять единые гидрогеологические районы, как для грунтовых, так и для межпластовых напорных вод. В пределах первого комплекса выделяются участки поверхности и недр земли, в которых происходит питание, накопление и разгрузка подземных вод, которые именуется бассейнами стока подземных вод. Граница между бассейнами определяется положением гидрогеологических водоразделов, причем значительную роль в определении границ первого порядка играют рельеф и климат.

В верхней части разреза гидрогеологического комплекса располагается гидродинамическая зона активного водообмена подземных вод. Эта зона охватывает безнапорные и напорные воды олигоцен-четвертичных отложений, находящихся в сфере влияния эрозионного вреза местной гидрографической сети и воздействия климатических факторов. Подземные воды имеют непосредственную связь с реками, озерами, болотами и атмосферой. На их условия залегания, распространение, динамику, режим,

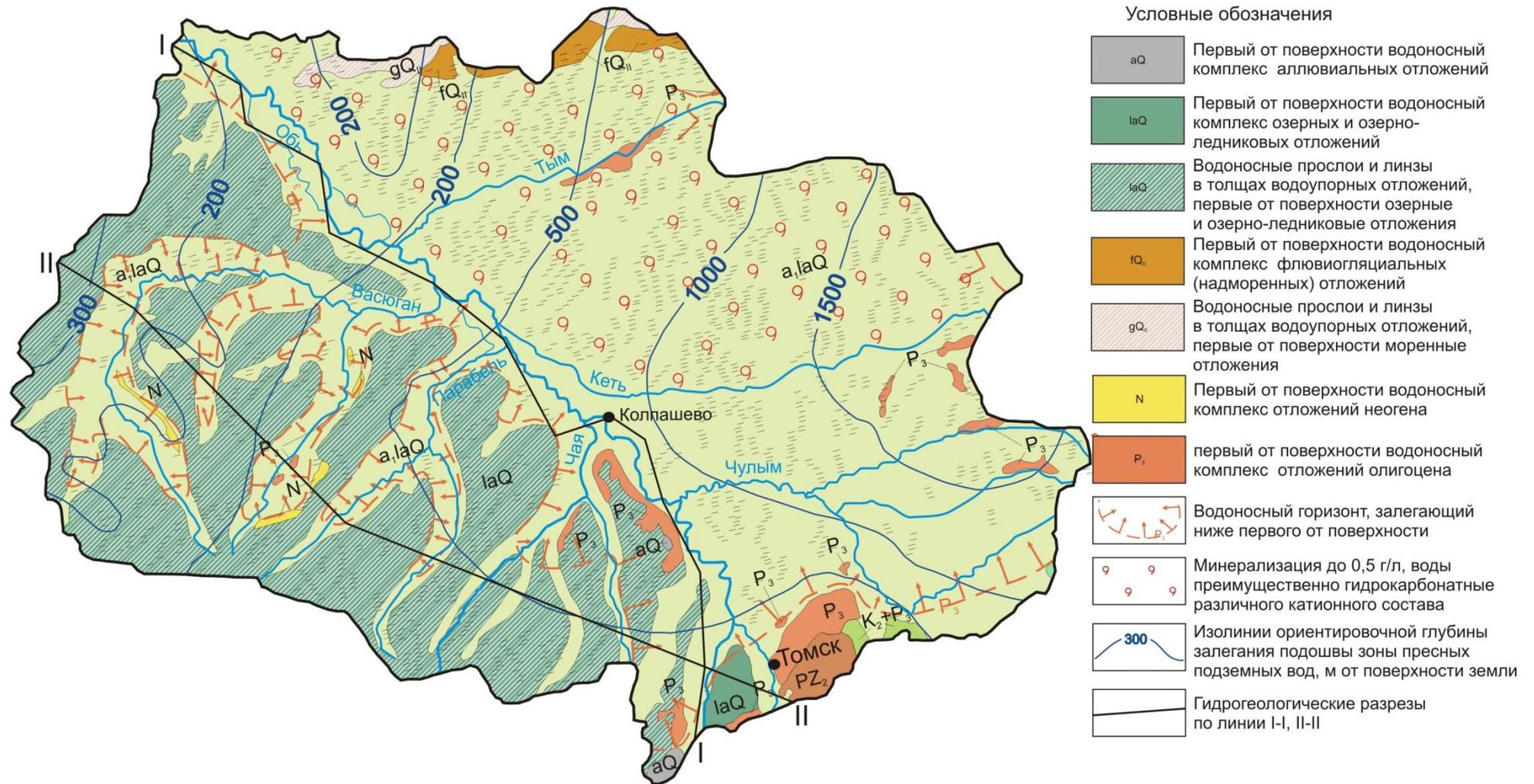


Рис. 13. Гидрогеологическая карта исследуемой территории. Карта построена на основе (Атлас гидрогеологических ..., 1983).

формирование химического состава и ресурсы основное влияние оказывают современные физико-географические факторы.

Межпластовые напорные воды первого комплекса, залегающие на значительной глубине, имеют затрудненный водообмен. Для них характерна ограниченная связь с гидросферой и атмосферой через зону свободного водообмена.

Сток подземных вод первых двух гидродинамических зон, практически охватывающих весь разрез первого комплекса, направлен в сторону наиболее крупных и глубоко врезанных долин рек и озерных впадин интенсивно дренирующих олигоцен-четвертичные отложения. Более мелкие реки дренируют лишь самую верхнюю часть водоносных отложений, обуславливая местное направление движения подземных вод (Гидрогеология СССР, 1970).

Первый гидрогеологический комплекс Западно-Сибирского артезианского бассейна подразделяется на ряд гидрогеологических районов второго порядка – бассейнов стока подземных вод, которые объединяют две большие группы бассейнов стока – северную и южную. Исследуемая территория относится к южной группе бассейнов, а именно к **Среднеобскому** бассейну стока подземных вод.

Подземные воды Среднеобского бассейна на территории от устья р. Томь до устья р. Тым изучены крайне неравномерно. В основном фактический материал имеется по долине реки Оби, ее крупным притокам и прилегающим к ней территориям. Характерной особенностью бассейна является расположение его в гумидной зоне, в полосе весьма избыточного и избыточного увлажнения.

В пределах бассейна подземные воды приурочены к мощной толще разнородных по литологическому составу и генезису отложений четвертичного (Q_1 – Q_4) и олигоценового возраста. На большей части территории бассейна комплекс подстилается водоупорными отложениями чеганской свиты.

Вдоль палеозойского обрамления в юго-восточной и частично западной частях бассейна непосредственно в подошве первого комплекса залегают отложения третьего и четвертого комплексов.

Водоносные четвертичные отложения в бассейне распространены повсеместно.

К современному и верхнее-среднечетвертичному отделам антропогена относятся широко развитые в бассейне отложения террас современной речной сети, древних ложбин стока, озерно-аллювиальные, болотные и покровые отложения водоразделов и долин рек.

В верхней части четвертичных отложений водораздельных плато и долин рек часто встречается верховодка, залегающая в основном на глубине до 5 м. Водообильность отложений, содержащих верховодку, низкая. Они характеризуются непостоянным режимом, по химическому составу пресные с минерализацией 0,2–1,4 г/л, повышенным содержанием железа (до 40 мг/л).

Водоносные аллювиальные отложения пойменной и надпойменной террас широкой полосой развиты по долинам Оби и ее крупных притоках. Подземные воды приурочены к супесям, легким суглинкам, разнородным пескам и песчано-гравийным, реже песчано-галечниковым горизонтам. Водовмещающие отложения залегают на глубине от 0 до 20–27 м. мощность их колеблется от 1 до 25 м, составляя обычно 6–18 м. перекрываются они супесями, песками, суглинками, торфами. В юго-юго-восточной и восточной частях бассейна водоносные аллювиальные отложения тесно связаны с подстилающими их преимущественно водоносными средне-нижнечетвертичными, олигоценными, реже верхнемеловыми отложениями.

Воды аллювиальных отложений большей частью безнапорные, реже с местным напором. Зеркало грунтовых вод и пьезометрическая поверхность напорных вод располагаются на глубине от 0 до 23 м. глубина эта увеличивается от низких к высоким террасам и зависит от степени дренажа их реками бассейна. Напор вод достигает 20 м. Дебиты скважин изменяются

от 0,002 до 11 л/сек, обычно от 1,5 до 3,0 л/сек при понижении уровня на 0,1–19 м. Средние значения дебитов скважин составляют 0,5–1,0 л/сек·м.

Цоколь надпойменных террас часто располагается выше уреза воды рек, что обуславливает интенсивный дренаж аллювиальных отложений речной сетью бассейна. В долинах рек отмечены многочисленные рассеянные и сосредоточенные источники с дебитами 0,01–2,3 л/сек, связанные с отложениями террасового комплекса.

В восточной части бассейна прослеживается ряд древних ложбин стока казанцевского времени (Пайдугинская, Чузик-Шудольгская и др.), выполненных мелко- и среднезернистыми песками с линзами и прослоями суглинков общей мощностью от 15 до 30 м.

Среднечетвертичные отложения исключительно широко распространены на междуречных пространствах. Водовмещающие породы мощностью до 50 м представлены главным образом песчаными и песчано-гравийными отложениями с валунами. Поверхность грунтовых вод повторяет рельеф дневной поверхности и залегает на глубине от 0,2 до 25 м, понижаясь в сторону многочисленных мелких рек, прорезающих флювиогляциальные отложения. Водообильность отложений различна. Расходы родников составляют 0,5–5 л/сек, дебиты скважин 0,3–1,7 л/сек, реже до 3–5 л/сек, при понижении уровня на 1–15 м. удельные дебиты скважин изменяются от 0,03 до 0,8 л/сек·м (Гидрогеология СССР, 1970).

В глинистых озерно-аллювиальных отложениях самаровского горизонта в юго-восточной части бассейна на Обь-Томском и Обь-Шегарском междуречьях В.Д. Рябенко и Ю.К. Смоленцевым отмечены воды спорадического распространения, заключенные в маломощных прослоях и линзах песков, супесей и легких суглинков. Залегают они на глубине 2,5–27 м. Уровни воды в колодцах располагаются на глубине 2–16 м. Воды обычно безнапорные, реже слабонапорные.

Отложения тобольского горизонта широкой полосой (до 300–400 км) протягиваются в широтном направлении через весь бассейн с востока на

запад, вдоль современных долин рек Кети, Чулыма и Оби. Мощность водоносных отложений колеблется от 8 до 30 м. Залегают они на глубине от 13 до 30 м в долинах рек и до 120 м на междуречных пространствах. Водовмещающие отложения представлены разнородными песками иногда с гравием и галькой в основании и прослоями супесей и глин в верхней части. При приближении к Томскому выступу палеозойского фундамента, в основании песков выделяется гравийно-галечниковый слой. По долине р. Обь и ее крупных притоков наблюдаются многочисленные обнажения тобольских песков, к которым часто приурочены сосредоточенные и рассеянные выходы подземных вод. Дебиты родников изменяются от сотых долей литра в секунду до 2,4 с/сек.

В юго-восточной части бассейна воды тобольского горизонта обычно напорные. В долинах рек водоносные отложения тобольского горизонта и надпойменных террас зачастую образуют единую, часто безнапорную, водоносную толщу с общим зеркалом подземных вод. Пьезометрическая поверхность напорных и зеркало безнапорных вод располагается на глубине 1–43 м от поверхности, увеличивающейся с удалением от долин рек дренирующих горизонт, и повышением рельефа местности. Иногда в долинах рек отмечается самоизлив из скважин, вскрывших тобольский горизонт. Пьезометрические уровни здесь устанавливаются на плюс 0,4–5 м над поверхностью земли. Дебиты скважин составляют 0,02–11 л/сек при понижении уровня на 0,2–37 м. удельные дебиты скважин составляют 0,004–3 л/сек·м и более, обычно 0,5–2 л/сек·м (Гидрогеология СССР, 1970).

Северо-восточнее и восточнее Томского выступа, в бассейне р. Чулыма, опесчаненные отложения самаровской свиты и подстилающие их осадки тобольской свиты образуют единый водоносный горизонт, кровля которого залегает на глубине 2,5–40 м. пьезометрическая поверхность напорных и зеркало безнапорных вод залегают на глубине 0,5–37 м, напор вод 0–16 м. Дебиты скважин составляют 0,07–2,5 с/сек и более при понижении уровня на 0,4–19 м. Удельные дебиты 0,004–3 л/сек·м.

Нижнечетвертичные отложения доледникового и демьяновского горизонтов общей мощностью до 32 м широкими полосами (до 120-140 км и более) протягиваются вдоль современных долин рек Кети, Оби. Водовмещающие отложения представлены песками мощностью от 10 до 25 м, с линзами гравия и гальки вблизи палеозойского обрамления.

Водоносные отложения перекрываются линзовиднозалегающими «сизыми» суглинами и супесями демьяновского горизонта, моренными и озерно-аллювиальными отложениями самаровского горизонта, а также водоносными аллювиальными отложениями современных долин этих рек и осадков тобольского горизонта. Уровни подземных вод располагаются на глубинах 3–21 м. Напор вод достигает 23 м, реже 40 м. Дебиты скважин находятся в пределах 0,18–8,4 л/сек при понижениях уровня на 0,2–12 м. Удельные дебиты составляют 0,01–6,5 л/сек·м.

В пределах Среднеобского бассейна на исследуемой территории водоносные олигоценые отложения распространены почти повсеместно. Глинистые пласты знамеской и новомихайловской свит, в отдельных случаях прослеживающиеся на большое расстояние и достигающие значительной мощности, создают очень сложную картину залегания подземных вод в толще олигоценых отложений (Гидрогеология СССР, 1970).

Водоносные пески разной зернистости и алевриты с прослоями глин, бурых углей и лигнитов знаменской и верхней части новомихайловской свит образуют выдержанный водоносный горизонт, мощность которого с удалением от палеозойского обрамления увеличивается от нескольких метров до 100 м и более. Глубина залегания водоносного горизонта изменяется от 1 до 90 м в долинах рек и от 10 до 160 м на междуречных пространствах. Подземные воды напорные, реже безнапорные. Пьезометрическая поверхность напорных и зеркало безнапорных вод располагается на глубине от 0 до 25–44 м. В долинах рек Оби, Томи, Чулыми, Шегарки и др. пьезометрическая поверхность подземных вод олигоценых отложений зачастую располагается выше дневной поверхности на 0,5–12 м,

обуславливая самоизлив из скважин. Напор вод горизонта достигает 100 м и более.

По долинам крупных рек отмечаются многочисленные источники из олигоценых отложений. В большинстве случаев они выходят в основании обрывов у уреза воды рек. Местами источники располагаются на 15–16 м выше уреза воды (рр. Чузик, Тым, Чижайка, Парабель и др.). Иногда, кроме сосредоточенных, наблюдаются рассеянные выходы вод, создающие сплошное увлажнение вдоль обнажений склонов плато. Об интенсивной разгрузке вод олигоценых отложений свидетельствуют многочисленные донные родники в руслах рр. Шегарка, Чая и ряда других. В местах выхода этих восходящих источников образуются характерные песчано-илистые конусы выноса. Дебиты скважин составляют 0,01–20 л/сек при понижениях уровня на 0,5–74 м, удельные дебиты 0,001–4,7 л/сек·м и более. Обычно дебиты скважин равны 1,2–3 л/сек, а удельные дебиты 0,5–1,7 л/сек·м. Как правило, водообильность отложений знаменского горизонта заметно выше водообильности отложений новомихайловской свиты. В долинах крупных рек водообильность отложений выше, чем на междуречных пространствах. Так, в первом случае удельные дебиты скважин составляют в основном 0,5–1,0 л/сек·м и более, а на междуречьях 0,5–0,001 л/сек·м и меньше (Гидрогеология СССР, 1970).

В восточной части бассейна песчаные отложения нижней части новомихайловской, атлымской свит и юрковской толщи образуют мощный водоносный горизонт, сложенный мелко- и среднезернистыми песками, гравелистыми в основании с редкими и маломощными линзами и прослоями глин. Условия залегания этой водоносной толщи видны из рис. 14–16.

Мощность водоносной толщи с удалением от палеозойского обрамления увеличивается от нескольких метров до 10 м, почти выклиниваясь на площади молодых поднятий, в частности Бакчарском. Залегают подземные воды на глубине от 15 до 200 м, увеличивающейся с удалением от обрамления и долин рек (Гидрогеология СССР, 1970).

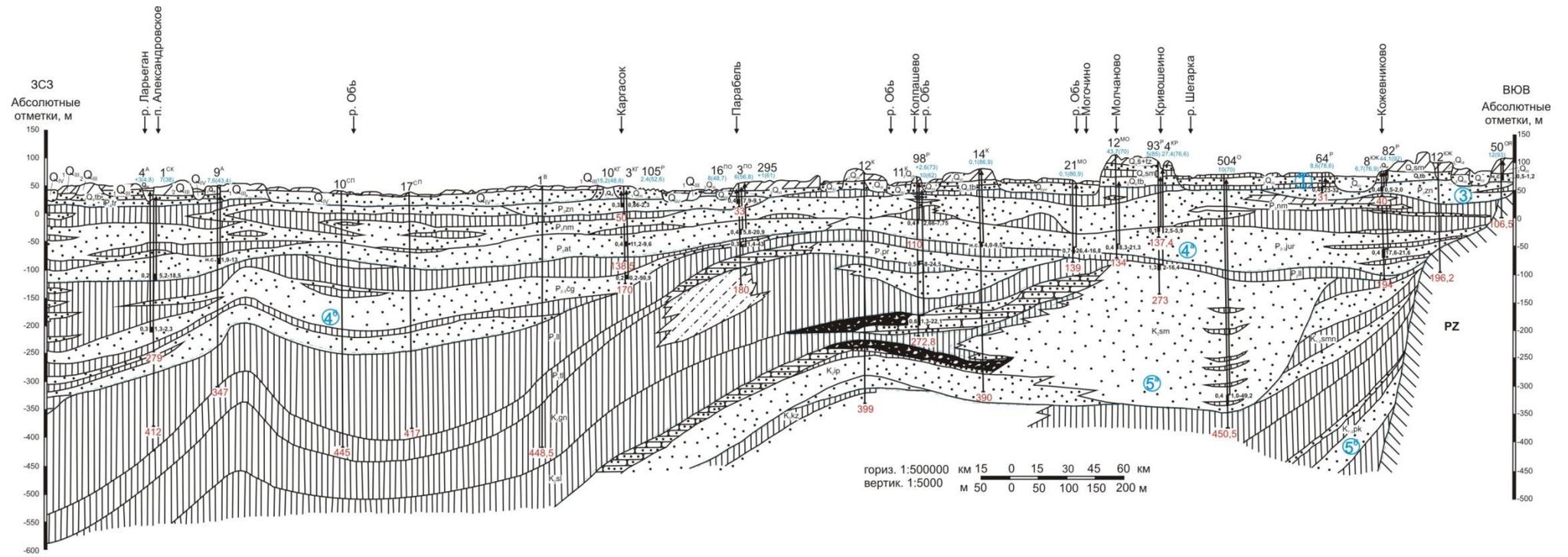


Рис. 14. Геолого-гидрогеологический разрез по линии I-I (Региональная оценка эксплуатационных запасов ..., 1984).
См. усл. знач. на рис. 16.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

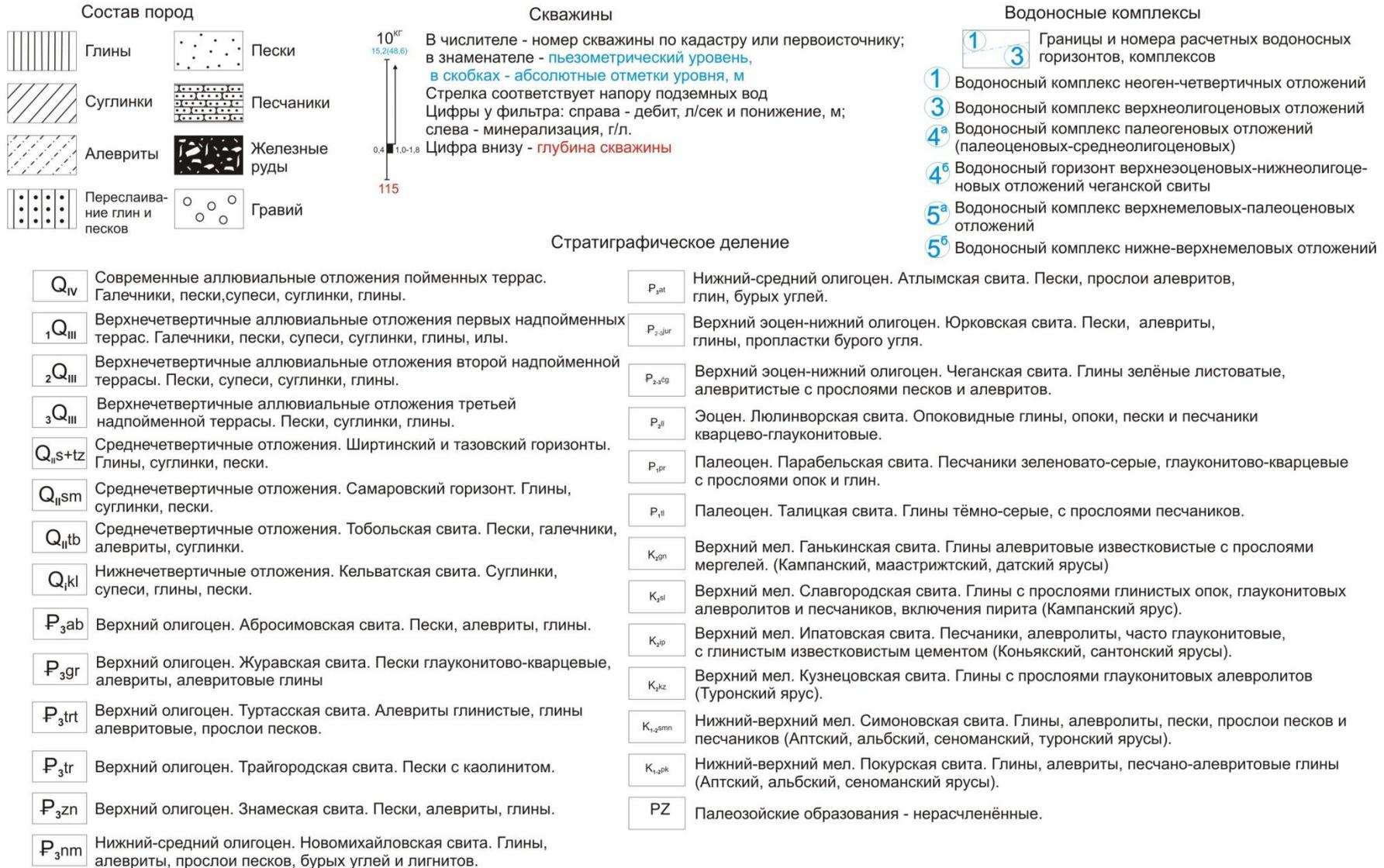


Рис. 16. Условные обозначения для геолого-гидрогеологических разрезов I–I, II–II. Линию разреза см. на рис. 13.

Пьезометрическая поверхность напорных вод толщи в ряде случаев сливается с пьезометрической поверхностью напорных и зеркалом безнапорных вод вышележащих отложений и располагается на глубине от 5,7 до 39 м, увеличивающейся с удалением от долин рек, дренирующих водоносную толщу. В долинах рр. Обь, Шегарка и других пьезометрические уровни вод часто располагаются выше дневной поверхности на 0,6–18 м, обуславливая самоизлив скважин. Напор вод горизонта до 50–170 м (Гидрогеология СССР, 1970). Дебиты скважин составляют 0,06–18 л/сек при понижениях уровня на 1–50 м. Удельные дебиты скважин 0,001–1,5 л/сек·м. В долинах рек удельные дебиты скважин большей частью составляют 0,1–1,0 л/сек·м и больше, а на водораздельных участках 0,1–0,001 л/сек·м и менее.

Питание подземных вод четвертичных и олигоценовых (неогеновых) отложений Среднеобского бассейна происходит как за счет вод палеозойского обрамления, так и в основном за счет непосредственной инфильтрации атмосферных осадков. По оценке В.А. Всеволожского, инфильтрационное питание составляет на водоразделах до 0,01, на склонах – 0,1–0,5, а на надпойменных террасах – 1-2 л/(с·км²) (Всеволожский, 1983; Кирюхин, 1987).

Основными областями питания подземных вод являются Чулымская платообразная возвышенность, Васюганское плато и другие приподнятые водораздельные пространства. Второстепенное значение в пополнении запасов подземных вод бассейна имеет разгрузка высоконапорных вод нижележащих водоносных комплексов.

Разгрузка подземных вод верхней части гидрогеологического разреза происходит в долинах рек и котловинах озер. Сток подземных вод идет в общем к долине р. Обь, являющейся основной дренажной для этого бассейна. Местные направления движения вод создают притоки Оби. В общем виде конфигурация пьезогидроизогипс подземных вод олигоцен-четвертичных отложений в сглаженном виде повторяет рельеф дневной поверхности (Гидрогеология СССР, 1970; Кирюхин, 1987).

4.2. ПОДЗЕМНЫЙ СТОК ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕОБСКОГО БАСЕЙНА

Естественные ресурсы подземных вод зоны свободного водообмена формируются на исследуемой территории в водоносных комплексах под дренирующим воздействием местной эрозионной сети. Верхняя гидродинамическая система бассейна включает в себя серию гидродинамически изолированных друг от друга в естественных условиях водообменных подсистем более низкого порядка – бассейнов стока.

Бассейн стока подземных вод можно рассматривать как единую элементарную водообменную подсистему в зоне гипергенеза плиты. При этом величина питания подземных вод при установившемся естественном режиме фильтрации в пределах такой водообменной системы становится практически равной величине разгрузки в реки-дрены. Таким образом, ресурсы пресных подземных вод верхней гидродинамической зоны могут быть охарактеризованы величиной подземного стока в реки (Земскова И.М., Смоленцев Ю.К., 1991; Куделин, 1965).

Средняя доля подземного стока для Томской области составляет 27,6 %. Среднемноголетние значения подземного притока в реки в контуре гидрогеологических исследований показаны на и приведены в табл. 5 (Ресурсы пресных и маломинерализованных ..., 1991)

Таблица 5. Естественные ресурсы подземных вод. По материалам ГГИ

Административная область	Площадь исследований, тыс. км ²	Объем стока, км ³ /год	Модуль стока, л/с·км ²	Слой стока, мм	Расход, м ³ /с
Томская область	316,9	16,7	1,67	53	529,0

В среднем многолетнем разрезе величина питания подземных вод эквивалентна подземному стоку. Поэтому естественные ресурсы подземных вод могут быть выражены через величины, характеризующие подземный сток (Куделин, 1965).

Выделяется три основных фактора, влияющих на формирование подземного стока: климат, рельеф и структурно-гидрогеологический. Все они действуют не изолированно, а взаимосвязано. Величина подземного стока представляет собой, таким образом, некоторую обобщенную (интегральную) количественную характеристику весьма сложного природного явления, заключающегося в процессах питания, движения и дренирования подземных вод (Куделин, 1965).

Также следует подчеркнуть весьма значительную роль олиготрофных и других видов болот Западной Сибири в питании и регулировании водообмена многопластовой гидравлически взаимосвязанной подземной водоносной системы бассейнов стока на обширных заболоченных пространствах водораздельных равнин и долин рек (Ресурсы пресных и маломинерализованных ..., 1991).

Влияние климата придает подземному стоку черты ярко выраженной широтной зональности. В пространственном отношении подземный сток на исследуемой территории отражает региональные закономерности распределения и увеличивается по направлению с юго-запада на северо-восток (Куделин, 1965; Камнева, 2012).

Указанные черты широтной географической зональности подземного стока находят отражение и на территории Томской области (рис.17), где с севера на юг под влиянием тех же причин происходит уменьшение модулей от 3,0–2,0 л/с·км² в северо-восточной части до 0,1–0,5 л/с·км² на юго-западе.

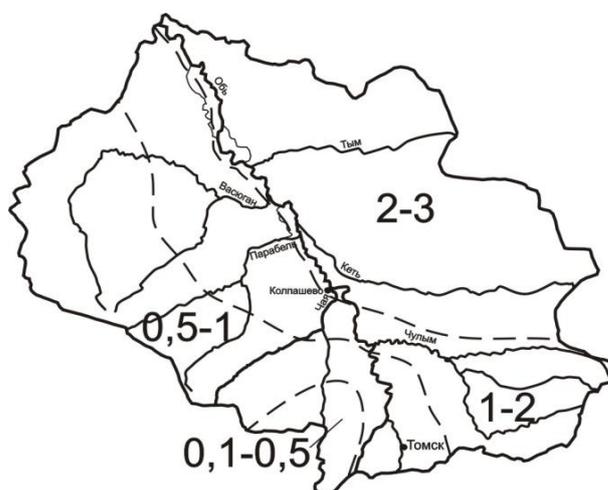


Рис. 17. Естественные ресурсы подземных вод в среднемноголетних модулях подземного стока в реки и озера. По данным А.З. Амусьи
Цифры на рисунке – колебания модуля подземного стока на участке, л/с·км².

На фоне общей закономерной горизонтальной и вертикальной географической зональности подземного стока, которая связана с климатической зональностью и влиянием структуры земной коры, отмечается влияние на условия формирования стока гидрогеологического фактора, нарушающего общий плавный ход изолиний.

Резче всего заметно влияние местных гидрогеологических условий на формирование подземного стока в районах аллювиальных и флювиогляциальных отложений древних переуглубленных речных долин, где наблюдается резкое увеличение модулей подземного стока и ресурсов подземных вод по сравнению с фоновыми их значениями (Куделин, 1965).

В пределах Среднеобского бассейна на изучаемой территории от устья р. Томи до устья р. Тыма наблюдаются значительные различия в величинах подземного стока для лево- и правобережной частей р. Обь. Подземный сток правобережной части характеризуется более высокими величинами и равен $2,7 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$. Подземный сток левобережной части равен $0,95 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$.

Доля подземного стока в суммарном в среднем составляет 32 %, изменяясь от 11,05 % у с. Плотниково до 49,55 % у с. Родионовка.

Пространственное распределение доли подземного стока подчиняется региональной зональности, но в большей степени согласуется с близостью к устьям рек и усилением степени дренированности реками подземных вод. Например, доля подземного стока на р. Васюган увеличивается от 15,14% у с. Майск до 25,78% у с. Средний Васюган; р. Кеть – от 37, 64 до 49, 55 % у ее. Максимкин Яр и Родионовка.

Внутригодовое распределение подземного стока для всех исследуемых пунктов имеет одинаковый характер. Максимальный подземный сток наблюдается в декабре, минимальный – в феврале-марте. С марта по декабрь происходит увеличение стока, с декабря по март - его снижение. Среднее колебание относительно годового значения составляет $\pm 20 \%$.

Заболоченность района обуславливает естественную зарегулированность подземного стока, что подтверждает соответствующий

статистический анализ. Так, коэффициент автокорреляции рядов подземного стока достаточно высок и в среднем составляет 0,40, что указывает на высокую естественную зарегулированность стока. Наибольшие коэффициенты также характерны для более заболоченных районов (Камнева, 2012).

В болотных ландшафтах, где обводненными торфяниками с огромным числом внутриболотных озер занята практически вся водосборная площадь бассейнов стока при чрезвычайно подчиненной роли суходолов, в формировании ресурсов подземных вод резко преобладает роль болотного инфильтрационного питания. В болотах Западной Сибири находится около 1000 км^3 пресной воды, из них 218 км^3 в несвязанном состоянии. По расчетам М. А. Шапошникова, в олиготрофных болотах таежной зоны аккумулируется около 490 км^3 пресной воды. По данным И.С. Зекцера, подземный сток в реки Западной Сибири составляет $130 \text{ км}^3/\text{год}$ (Ресурсы пресных и маломинерализованных ..., 1991).

За последние годы на территории Среднеобского бассейна наблюдается увеличение подземного стока на 10% и рост доли подземного притока. Также отмечен рост уровней подземных вод верхней гидродинамической зоны на 0,21 м (Камнева, 2012).

ГЛАВА 5. ЖЕЛЕЗО И МАРГАНЕЦ В ПОЧВАХ И ГОРНЫХ ПОРОДАХ

5.1. ОБЩИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА

Железо является одним из самых распространенных химических элементов в земной коре, кларк которого для осадочных пород равен 3,33 %, и занимает четвертое место после кислорода, кремния и алюминия (Виноградов, 1956).

Обогащение природных вод железом определяется его способностью к геохимической миграции, которая обуславливается внешними и внутренними факторами. Геохимическую обстановку, в которой активно происходят процессы накопления железа в водах, формируют внешние факторы – геолого-литологические, гидрогеологические, метеорологические и др.

Внутренние факторы миграции определяются геохимическими параметрами железа и связаны со строением электронной оболочки и его местом в периодической системе. В зависимости от внешних условий железо может изменять свою валентность, определяющую основные его химические свойства. Железо может иметь нулевую валентность, быть двух- и трехвалентным. Величина заряда иона непосредственно влияет на прочность связей в разновалентных соединениях, следовательно, оказывает существенное влияние на миграционные свойства ионов. Как отмечает С.П. Абдул, чем выше валентность элемента в соединении, тем меньше его растворимость, поскольку с ростом валентности энергия решетки возрастает значительно быстрее, чем энергия гидратации. Уменьшение растворимости при увеличении валентности усиливается параллельным увеличением ковалентности связи. По этой причине окислы, силикаты и другие кислородные соединения трехвалентного железа являются почти нерастворимыми минералами (Труфанов, 1987).

Огромную роль в поведении химических элементов в зоне гипергенеза играют размеры атомов и ионов. Они в известной степени определяют растворимость и формы миграции железа в водах. На поведение железа в

природных водах оказывает влияние характер связей его с химическими элементами, что определяется потенциалами ионизации и величинами электроотрицательностей ионов железа. Энергия притяжения атомом железа валентных электронов других атомов или сложных ионов является его электроотрицательностью. Накопление железа в подземных водах определяют не только его геохимические параметры, физико-химические свойства среды (E_h , pH, температура и др.), но и многочисленные процессы, протекающие в ней: комплексообразование, гидролиз, окисление, восстановление).

Комплексообразование в природных водах состоит в замещении молекул гидратной оболочки вокруг свободного катиона железа на другие лиганды. Процесс комплексообразования для железа имеет большое значение, так как образование комплексов изменяет его миграционную способность.

Образование гидроксокомплексов ($FeOH^{2+}$, $Fe(OH)_2^+$, $Fe(OH)_3$ и др.) в процессе **гидролиза** так же является важным элементом при оценки миграционных способностей железа в зоне гипергенеза. Концентрации гидролитических комплексов железа в водном растворе определяются величиной pH.

В природных водах, богатых кислородом, ионы двухвалентного железа окисляются, подвергаются гидролизу и выпадают в осадок. Для таких вод не характерно содержание железа в значительных концентрациях, но если в них присутствуют органические вещества, то концентрации железа может увеличиться за счет комплексообразования железа с органическими лигандами.

Среди лигандов, образующих комплексы с железом, преобладают органические соединения различного состава, но идентифицировать преобладающую часть органических комплексов затруднительно. В природных водах наиболее часто встречаются фульво- и гуминовые кислоты,

которые образуют весьма устойчивые комплексы с железом в большом интервале рН.

Большое разнообразие органических соединений, растворенных в природных водах района, а также их значительные количества в верховодке, почвенных и грунтовых водах указывают на взаимосвязь органического вещества и железа, миграции их в сложных органических комплексах (Труфанов, 1987).

Способность железа подвергаться обратимому **окислению** или **восстановлению** играет большую роль в геохимии природных вод зоны гипергенеза, так как с этим процессом связаны переходы его из легкоподвижных форм в малоподвижные и наоборот. Так, при свободном доступе кислорода в подземные воды двухвалентное железо окисляется до трехвалентного, которое подвергается гидролизу, продукты которого имеют низкую растворимость и выпадают в осадок. Однако чисто химическое взаимодействие двухвалентного железа и кислорода в природной обстановке ограничено известными условиями. Многочисленные опыты разных исследователей (Акуленко, 1971; Асс, 1967) показывают, что химическое окисление происходит только на поверхности воды с образованием тонкой пленки гидроокиси железа.

Одним из самых активных восстановителей в зоне гипергенеза является органическое вещество. В реакциях восстановления железа органические соединения могут действовать как непосредственно сами, так и через продуцируемые ими угольную и другие органические кислоты (Труфанов, 1987).

Способность к **окислению** и **восстановлению** характеризуется окислительно-восстановительным потенциалом (Eh), измеряемым в вольтах относительно стандартной окислительно-восстановительной реакции, потенциал которой принят за ноль. Такой стандартной реакцией является переход газообразного водорода в состояние иона ($H_2 - 2e \rightarrow 2H^+$). Характер и направленность окислительно-восстановительной реакции определяется

величиной Eh, выраженной в вольтах. В нейтральных водах, по данным Г.А. Соломина (Соломин, 1967), закисное железо устойчиво при значениях ниже 100 мв. В работах (Back, 1965; Bergstrom, 1974) отмечается устойчивое содержание Fe^{2+} (10–20 мг/л) в подземных водах с Eh от 82 до 250 мв (pH 4,9–7,0) (Труфанов, 1987).

На величину Eh природных вод решающее влияние оказывает кислород – основной окислитель зоны гипергенеза. Именно кислород предопределяет состояние окисления и формы железа в природных водах (Перельман, 1975).

Таким образом, важнейшими геохимическими особенностями железа, определяющими его миграцию в зоне гипергенеза, являются: 1) переменная валентность железа, малая подвижность трехвалентного и высокая двухвалентного железа; 2) влияние на осаждение и миграцию ионов железа окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных реакций среды; 3) образование растворимых органических комплексов, главным образом трехвалентного железа; 4) восстановление соединений трехвалентного железа в бескислородной обстановке зоны гипергенеза до хорошо растворимых двухвалентных соединений химическим или биологическим путем.

Кларк марганца для осадочных пород составляет 0,067 %. Важнейшим химическим свойством марганца, определяющим его геохимию является поливалентность. Марганец относится к числу немногих элементов, способных существовать в восьми различных степенях окисления – от 0 до +7, но в природных водах он чаще находится в растворенном состоянии со степенью окисления Mn^{+2} (Линник, Набиванец, 1986; Крайнов, 2004).

Важнейшими минералами марганца являются оксиды и гидроксиды, которые сорбируют многие химические элементы. Заряженные отрицательно, гидроксиды марганца служат сорбционным геохимическим барьером для тяжелых металлов, мигрирующих в основном в катионной форме (Перельман, 1975).

Поведение и формы нахождения Mn определяется в основном соотношением pH и Eh. Mn^{2+} является более активным водным мигрантом, чем Fe^{2+} , и способен к миграции как в нейтральных, так и в слабощелочных средах, где Fe малоподвижно. В целом миграция Mn^{2+} увеличивается в восстановительной кислой среде, а при повышении pH его миграция ограничивается реакциями гидролиза. В резкоокислительной щелочной обстановке Mn^{2+} окисляется до трех- и четырехвалентного иона и становится малоподвижным. Поэтому водная миграция марганца ограничивается кислородными и щелочными геохимическими барьерами. В природных водах марганец мигрирует в основном в простой катионной форме (Mn^{2+}) во взвешенном состоянии. Среди тяжелых металлов он имеет самую низкую способность к комплексообразованию, его органические комплексы наименее устойчивы (Перельман, 1975).

В гуммидном ландшафте в местах выхода глеевых вод на поверхность, на контакте глеевых и окислительных горизонтов заболоченных почв формируется кислородный геохимический барьер, на котором осаждаются гидроксиды марганца (Mn^{3+} , Mn^{4+}). Часто Mn осаждается вместе с Fe, образуя железо-марганцевые конкреции (Перельман, 1975).

5.2. СОДЕРЖАНИЕ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ПОЧВАХ ИЗУЧАЕМОГО РАЙОНА

Литологические особенности пород оказывают большое влияние на направленность процессов почвообразования. Так, тяжелый механический состав породы в одинаковых условиях способствует накоплению органического вещества. Химические продукты выветривания суглинков выщелачиваются труднее. Минералогический состав тяжелых пород разнообразнее легких. Обладая повышенной поглотительной способностью, почвообразующие породы тяжелого механического состава создают больше возможностей для аккумуляции ионов, подвижных соединений, мигрирующих в природных водах (Ермашова, 1998). В процессе выветривания и почвообразования происходит перераспределение химических элементов. Средние содержания железа и марганца в почвах и породах позволяют судить о концентрации и рассеянии их в отдельных водоносных комплексах, о среде и направленности процессов осадкообразования и формирования химического состава подземных вод (Труфанов, 1987). О содержании железа в породах различного состава и возраста сообщалось в работах А.П. Виноградова (1956), Дж. Дривера (1985). Для исследуемого района большой фактический материал по содержанию железа и марганца в почвах и горных породах содержится в работах Н.А. Ермашовой (1998).

Для подсчета средних содержаний железа в различных генетических типах пород и почв юго-восточной части Западно-Сибирского артезианского бассейна использовались данные по статистической обработке более 250 химических анализов образцов почв и более 1000 химических анализов образцов горных пород (Ермашова, 1998, 1982).

Сравнение результатов химического состава почв показывает, что содержание химических элементов в почвообразующей и подстилающей породах зависит от формирующихся на них почв, причем концентрации кальция, магния, железа, марганца увеличивается от подзолистых почв к

серым и от песков к суглинкам (табл. 6, 7). Более значительные концентрации окисла MnO характерны для почв, а содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 , увеличивается в породе (Ермашова, 1998).

По результатам химического анализа минеральной части почв содержание полуторных окислов, как и полевых шпатов, преобладает в Чаинском Приобье и составляет по всем генетическим горизонтам: Al_2O_3 от 9,7 до 15,8 %; Fe_2O_3 от 4,0 до 6,8 %. В подзолистых почвах Кеть-Чулымского междуречья содержание данных окислов уменьшается и изменяется от 4,4–11,8 % и 1,44–4,2 % соответственно. Промежуточное положение занимает Обь-Чулымское междуречье с содержанием Al_2O_3 от 5,7 до 13,8 % и Fe_2O_3 от 2,4 до 6,4 % в подзолистых песчаных почвах, и соответственно, 9,4–14,1 % и 4,2–6,2 % в серых лесных и серых лесных глеевых почвах. Для Обь-Томского междуречья характерны минимальные содержания полуторных окислов в песчаных почвах подзолистого типа: Al_2O_3 от 5,7 до 13,2 % и Fe_2O_3 от 1,7 до 5,4 %. В серых лесных и серых лесных глеевых суглинистых почвах Al_2O_3 содержится от 5,7 до 12,8 %, а Fe_2O_3 от 2,8 до 6,8 %.

Относительно железа, которое при определенных условиях способно мигрировать, можно сказать следующее: в раствор железо может переходить при разрушении силикатов (пироксенов), под влиянием органических кислот (Овчинников, 1970) и мигрировать в форме органоминеральных соединений (халатов) в трехвалентной форме (Перельман, 1975). Вынесенное из минералов под влиянием органических кислот железо мигрирует с почвенными водами, что вызывает повышение содержания железа в подземных водах лишь на локальном уровне.

В условиях восстановительной глеевой геохимической обстановки железо восстанавливается до двухвалентного, при этом повышаются его миграционные свойства.

Таблица 6. Статистические параметры изменчивости химического состава серых лесных и серых лесных глеевых почв суглинистого состава по данным Н.А. Ермашовой (1982)

Наименование оксида	Количество проб % встречаемости						Среднее содержание минимум–максимум			, в %			Стандартное отклонение, δ						Коэффициент вариации, V					
	Серые лесные почвы			Серые лесные глеевые почвы			Серые лесные почвы			Серые лесные глеевые почвы			Серые лесные почвы			Серые лесные глеевые почвы			Серые лесные почвы			Серые лесные глеевые почвы		
	горизонты			горизонты			горизонты			горизонты			горизонты			горизонты			горизонты			горизонты		
	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C
Al ₂ O ₃	<u>11</u> 100	<u>8</u> 100	<u>12</u> 100	<u>8</u> 100	<u>11</u> 100	<u>6</u> 100	<u>11,1</u> 7,8-12,5	<u>12,7</u> 11,5-13,9	<u>13</u> 9,7-15,5	<u>10,3</u> 9,4-11,3	<u>12,4</u> 9,9-14,6	<u>12,3</u> 10,9-13,3	1,5	0,8	1,5	0,8	1,6	0,9	13,6	6,2	11,9	7,8	12,8	7,3
Fe ₂ O ₃	<u>11</u> 100	<u>8</u> 100	<u>12</u> 100	<u>8</u> 100	<u>11</u> 100	<u>6</u> 100	<u>4,9</u> 4,2-6,6	<u>5,5</u> 4,6-5,9	5,6 4-6,8	<u>4,0</u> 3,6-4,5	<u>5,2</u> 3,8-6,8	<u>4,8</u> 4,5-5,2	0,7	0,5	0,8	0,4	0,9	0,39	15,0	8,3	13,5	9,2	17,7	8,1
Fe ₂ O ₃	<u>11</u> 100	<u>8</u> 100	<u>12</u> 100	<u>8</u> 100	<u>11</u> 100	<u>6</u> 100	<u>2,5</u> 1,4-4,2	<u>2,5</u> 1,4-4,2	<u>3,9</u> 3,0-4,6	<u>4,0</u> 2,8-5,2	<u>1,8</u> 0,03-2,6	<u>3,5</u> 2,1-4,8	1,2	0,6	0,8	1,1	0,97	0,61	45,8	16,3	19,4	62,8	27,7	18,5
FeO	<u>11</u> 100	<u>8</u> 100	<u>12</u> 100	<u>8</u> 100	<u>11</u> 100	<u>6</u> 100	<u>2,2</u> 1,4-3,9	<u>1,5</u> 0,9-2,2	<u>1,4</u> 0,7-2,7	<u>2,1</u> 1,4-3,1	<u>1,5</u> 1,1-2,2	<u>1,3</u> 1,1-1,5	0,8	0,5	0,5	0,8	0,3	0,21	33,9	32,5	36,7	38,3	20,3	15,6
MnO	<u>11</u> 100	<u>8</u> 100	<u>12</u> 100	<u>8</u> 100	<u>11</u> 100	<u>6</u> 100	<u>0,11</u> 0,07-0,14	<u>0,10</u> 0,07-0,13	<u>0,11</u> 0,07-0,17	<u>0,12</u> 0,07-0,16	<u>0,094</u> 0,07-0,14	<u>0,098</u> 0,08-0,13	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	20,4	17,8	26,1	27,4	23,8	19,7

Таблица 7. Статистические параметры изменчивости химического состава подзолистых почв по данным Н.А. Ермашовой (1982)

Наименование окисла	Количество проб % встречаемости									Среднее содержание минимум–максимум, в %								
	Суглинок			Супесь			Песок			Суглинок			Супесь			Песок		
	горизонты			горизонты			горизонты			горизонты			горизонты			горизонты		
	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C
Al ₂ O ₃	<u>6</u> 100	<u>12</u> 100	<u>6</u> 100	<u>7</u> 100	<u>13</u> 100	<u>6</u> 100	<u>8</u> 100	<u>11</u> 100	<u>15</u> 100	<u>10,6</u> 8,8-11,5	<u>12,9</u> 10,6-14,7	<u>13,4</u> 12,4-15,3	<u>8,9</u> 5,7-10,8	<u>9,4</u> 5,1-11,8	<u>11,2</u> 9,3-12,0	<u>6,8</u> 5,7-8,4	<u>7,7</u> 5,9-11,2	<u>7,7</u> 4,5-13,2
Fe ₂ O ₃	<u>6</u> 100	<u>12</u> 100	<u>6</u> 100	<u>7</u> 100	<u>13</u> 100	<u>6</u> 100	<u>8</u> 100	<u>11</u> 100	<u>15</u> 100	<u>4,3</u> 2,5-5,0	<u>5,6</u> 4,6-6,8	<u>5,8</u> 5,4-6,8	<u>3,5</u> 2,8-4,2	<u>3,2</u> 1,8-4,2	<u>4,6</u> 3,8-5,3	<u>2,8</u> 1,7-3,2	<u>3,1</u> 1,7-4,6	<u>2,8</u> 1,4-5,4
Fe ₂ O ₃	<u>6</u> 100	<u>12</u> 100	<u>6</u> 100	<u>7</u> 100	<u>13</u> 100	<u>6</u> 100	<u>8</u> 100	<u>11</u> 100	<u>15</u> 100	<u>1,5</u> 0,2-2,0	<u>4,0</u> 2,2-6,6	<u>4,6</u> 4,0-5,8	<u>0,4</u> 0,2-0,6	<u>1,1</u> 0,2-1,8	<u>2,8</u> 2,2-3,7	<u>0,7</u> 0,1-1,2	<u>1,0</u> 0,1-3,0	<u>1,1</u> 0,2-4,4
FeO	<u>6</u> 100	<u>12</u> 100	<u>6</u> 100	<u>7</u> 100	<u>13</u> 100	<u>6</u> 100	<u>8</u> 100	<u>11</u> 100	<u>15</u> 100	<u>2,5</u> 1,4-3,2	<u>1,5</u> 0,7-2,1	<u>1,0</u> 0,3-1,6	<u>2,9</u> 2,3-3,6	<u>2,1</u> 1,3-2,5	<u>1,6</u> 1,3-2,2	<u>1,8</u> 1,6-2,1	<u>1,9</u> 1,4-2,5	<u>1,7</u> 0,9-2,1
MnO	<u>6</u> 100	<u>12</u> 100	<u>6</u> 100	<u>7</u> 100	<u>13</u> 100	<u>6</u> 100	<u>8</u> 100	<u>11</u> 100	<u>15</u> 100	<u>0,1</u> 0,07-0,15	<u>0,1</u> 0,07-0,14	<u>0,1</u> 0,1-0,13	<u>0,07</u> 0,05-0,1	<u>0,05</u> 0,03-0,07	<u>0,06</u> 0,03-0,08	<u>0,05</u> 0,02-0,1	<u>0,06</u> 0,01-0,1	<u>0,04</u> 0,01-0,08
Наименование окисла	Стандартное отклонение, δ									Коэффициент вариации, V								
	Суглинок			Супесь			Песок			Суглинок			Супесь			Песок		
	горизонты			горизонты			горизонты			горизонты			горизонты			горизонты		
	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C
Al ₂ O ₃	1,0	1,3	1,1	1,7	2,2	1,0	1,0	1,6	2,3	9,7	10,1	7,9	19,3	23,5	9,2	14,4	21,3	29,9
Fe ₂ O ₃	1,0	0,8	0,5	0,5	0,7	0,5	0,5	0,8	1,2	22,9	14,4	8,8	14,2	23,1	11,8	16,6	25,3	40,6
Fe ₂ O ₃	1,2	1,2	0,6	0,2	0,5	0,5	0,4	0,8	1,1	78,5	31,2	13,5	50,0	50,3	18,1	53,9	82,1	101,8
FeO	0,7	0,5	0,5	0,6	0,4	0,3	0,2	0,3	0,3	25,8	31,7	44,9	22,6	20,6	18,4	13,5	16,8	19,7
MnO	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	27,4	20,4	10,5	30,6	32,5	29,8	52,5	55,7	68,0

Таким образом, повышенное содержание железа и оглеенность почв Чаинского Приобья способствуют переходу железа в почвенный раствор, а при благоприятных фильтрационных свойствах почв и пород зоны аэрации – и в грунтовые воды (Ермашова, 1982).

Относительно содержаний марганца наблюдается зависимость данного элемента от механического состава и генетических горизонтов (биогенное накопление в органогенном горизонте). Минимальные содержания MnO отмечены для Кеть-Чулымского междуречья (0,02-0,1 %) и в песчаных подзолистых почвах (0,01-0,12 %) Обь-Томского междуречья. Песчаные подзолистые почвы Обь-Чулымского междуречья содержат 0,01-0,14 % окиси марганца. В почвах более тяжелого механического состава Обь-Чулымского, Обь-Томского междуречий и Чаинского Приобья MnO содержится соответственно 0,07-0,15%; 0,05-0,18%; 0,07-0,14%, что объясняется более высокой насыщенностью этих почв органическим веществом.

Сосредоточение MnO в гумусово-аккумуляционном горизонте в серых лесных и серых лесных глеевых почвах говорит о биогенном накоплении марганца, который преимущественно представлен минеральными соединениями в виде свободных ионов Mn^{2+} и относительно инертных окислов марганца четырехвалентного. Марганец может выщелачиваться из почв лишь в незначительных количествах, причем его подвижность повышается в условиях восстановительной геохимической обстановки при слабом дренаже и слабокислой реакции среды (Перельман, 1975). В этих условиях марганец восстанавливается до Mn^{2+} и повышает свою миграцию в почвах и за ее пределы. Исходя из этого можно предположить, что миграция марганца увеличивается в почвах гидроморфного и полугидроморфного типов: торфяно-болотных, глеево-подзолистых, серых лесных глеевых, широко распространенных в Чаинском и Александровском Приобьях (Ермашова, 1982).

Таким образом, для Кеть-Чулымского междуречья, следовательно, для средней и северной части правобережья Оби характерна обедненность химическими элементами. Она обусловлена легким механическим составом почв, обладающих хорошими фильтрационными свойствами, подзолистым почвообразовательным процессом с кислотной миграцией элементов и промывным водным режимом.

Чаинское Приобье, сложенное флювиогляциальными и озерно-аллювиальными осадками, плохо дренированное, переувлажненное, с широким развитием гидроморфных почв с более тяжелым механическим составом характеризуется большим содержанием макро- и микрокомпонентов. Благодаря преобладанию восстановительной среды здесь повышается подвижность железа и марганца (Ермашова, 1998).

5.3. СОДЕРЖАНИЕ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ГОРНЫХ ПОРОДАХ РАЙОНА

Горные породы (водовмещающие и водоупорные) как и почвы, в значительной мере влияют на химический состав подземных вод.

Основной объем опробования пород в 1980х годах проводился на Обь-Чулымском междуречье Н.А. Ермашовой (1982). Также использованы анализы 1950х годов, полученные во время геологических работ от Киреевской и Левобережной партий, Обь-Томской и Тагаанской партий, а также Рыбаловской партии (Обь-Томское междуречье). На площади Чаинского Приобья были использованы результаты Обской партии.

Большой фактический материал по содержанию железа в горных породах содержится в фондовых материалах (Ермашова, 1982, 1998).

Результаты химического анализа дают представление об общем вещественном составе пород, слагающих геологический разрез. Однако, для получения представлений об условиях формирования состава подземных вод, необходимо проследить минералогический состав пород.

Все минералы в зоне гипергенеза в различной мере подвержены разрушению. Следовательно, одни и те же элементы, входящие в разные минеральные агрегаты, по-разному участвуют в образовании различных типов вод. По устойчивости к агентам выветривания встречающиеся минералы можно разделить по А. Кухаренко и Г. Мильнеру на следующие группы:

I) Весьма устойчивые:

- 1) Кварц – SiO_2
- 2) Лейкоксен – CaTiSiO_5
- 3) Рутил – TiO_2
- 4) Анатаз – TiO_2
- 5) Циркон – ZrSiO_4
- 6) Турмалин – $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Al})_6[\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_3(\text{O}, \text{OH})_{30}]$

II) Устойчивые

- 1) Полевые шпаты (ортоклаз) – $K[AlSi_3O_8]$
- 2) Гранат (альмандин) – $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$
- 3) Дистен – Al_2SiO_5
- 4) Силлиманит – Al_2SiO_5
- 5) Андалузит – $Al_2[SiO_4]O$
- 6) Сфен – $CaTi[SiO_4]O$
- 7) Рудные (магнетит, ильменит) – $Fe_3O_4, FeTiO_3$

III) Малоустойчивые

- 1) Апатит – $Ca_5[PO_4]_3[FCl]$
- 2) Эпидот – $Ca_2(Al, Fe)_3SiO_{12}[OH]$
- 3) Роговая обманка (зеленая) – $Ca_2Na(Mg, Fe^{2+})_4(Al, Fe^{3+})$
- 4) Роговая обманка (бурая) – $[(SiAl)_4O_{11}]_2[OH]_2$
- 5) Антофиллит – $(Mg, Fe)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$
- 6) Тремолит – $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$
- 7) Пироксен (гиперстен, авгит) – $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]; Ca(Mg, Fe, Al) \cdot [(Si, Al)_2O_6]$
- 8) Ставролит – $Fe^{2+}Al_4[SiO_4]_2O_2[OH]_2$
- 9) Хлорит (лептохлорит) – $(Fe, Mg)_{n-p}(Fe, Al)_{2p}Si_{4-p}O_{10}[OH]_{2(n-2)} \cdot xH_2O_{(n-5)}$

IV) Неустойчивые

- 1) Сидерит – $FeCO_3$
- 2) Пирит-марказит – FeS_2
- 3) Кальцит – $CaCO_3$
- 4) Биотит – $K(Mg, Fe)_3[Si_3AlO_{10}][OH, F]_2$
- 5) Глауконит – $K < 1(Fe^{3+}, Fe^{2+}, Al, Mg)_{2-3}[Si_3(SiAl)O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$

Водовмещающей породы исследуемого района в легкой фракции, количество которой достигает 95,0 % веса содержат кварц, полевые шпаты, хлорит, биотит, глауконит и глинистые минералы. В тяжелой фракции находятся все остальные минералы, а ее содержание меняется от сотых долей процента до 3,0–5,0 % валовой массы породы (Ермашова, 1982).

Весьма устойчивые минералы имеют самое широкое распространение на изучаемой территории и достаточно высокое содержание в породах. Эти минералы играют незначительную роль в обогащении подземных вод химическими элементами.

Минералы группы полевых шпатов главным образом представлены ортоклазом. Редко выделяется микроклин и альбит. Ортоклаз является вторым породообразующим минералом после кварца. В песках Обь-Чулымского междуречья его содержание изменяется от 20,6 % до 39,0 % от легкой фракции. Глины этого района содержат примерно такое же количество полевых шпатов (16,9-40,6 %). Содержание полевых шпатов во всех породах Чаинского Приобья примерно одинаково и колеблется в пределах 9,7–37,7 %, а в песках Александровского Приобья содержание полевых шпатов изменяется от 8,2 % до 24,5 % (Ермашова, 1982).

С точки зрения формирования химического состава железосодержащих подземных вод наибольший интерес представляют малоустойчивые и неустойчивые минералы, которые в своем составе содержат железо (рис. 18, 19).

Содержание эпидота в горных породах колеблется в широких пределах. В разрезе Обь-Чулымского междуречья можно проследить уменьшение его содержания вниз по разрезу как для глин – от 0,4 % до 34,4 %, так и для песков – от 0,7 % до 32,7 %. В глинах Чаинского Приобья содержание эпидота колеблется от 1,2 % до 55,5 %, в глинах Александровского Приобья изменяется от 3,4 % до 31,0 %.

В составе геологического разреза Томской области установлены два вида роговой обманки – зеленая и бурая, которые имеют несколько различный химический состав.

Зеленая роговая обманка пользуется достаточно широким распространением и встречается по всему изученному геологическому разрезу. Бурая роговая обманка, в основном, сосредоточена в более молодых отложениях. Зеленая роговая обманка в пределах Обь-Чулымского

междуречья встречается примерно в одинаковых количествах как в глинах, так и в песках. Содержание в горных породах колеблется от 0,2 % до 27,4 %, причем четко прослеживается уменьшение ее содержания вниз по разрезу. Для Чаинского Приобья минимальное содержание роговой обманки составляет 0,3 %, а максимальное – 19,7 %. В Александровском Приобье также наблюдается уменьшение содержания роговой обманки вниз по разрезу и колеблется от 0,4 % до 28,8 %. Бурая роговая обманка встречается очень редко в четвертичных отложениях, но на всей изучаемой территории в пределах 0,8–1 %.

Тремолит и антофиллит также редко встречаются. Первый установлен в породах четвертичных отложений Обь-Чулымского междуречья в пределах от 0,1 до 1,8 % (Чаинское Приобье). Второй встречается в пробах Александровского Приобья в количестве 0,2–1,8 %.

Пироксены главным образом представлены гиперстеном и реже авгитом. Глины Обь-Чулымского междуречья, как и других районов, бедны пироксенами, содержание которых изменяется от 0,1 % до 0,9 %. Пески несколько богаче этими минералами (0,2–4,6 %). В песчаных и алевролитовых отложениях Александровского Приобья данные минералы встречаются в пределах от 0,2 % до 2,1 %.

Ставролит присутствует в горных породах Обь-Чулымского междуречья в пределах от 0,1 % до 0,7 % по всему геологическому разрезу. Для Чаинского Приобья его содержания изменяются от 0,1 % до 1,2 %. В глинах Александровского Приобья ставролит устанавливается очень редко. В песках его содержание немного увеличивается и изменяется по разрезу от 0,1 % до 1,2 % с глубиной.

Хлориты представлены в виде лептохлорита. По районам его содержание изменяется: 0,2 %–6,5 % для Обь-Чулымского междуречья, 0,2 %–9,7 % в Чаинском Приобье и 0,2 %–6,2 % в Александровском Приобье.

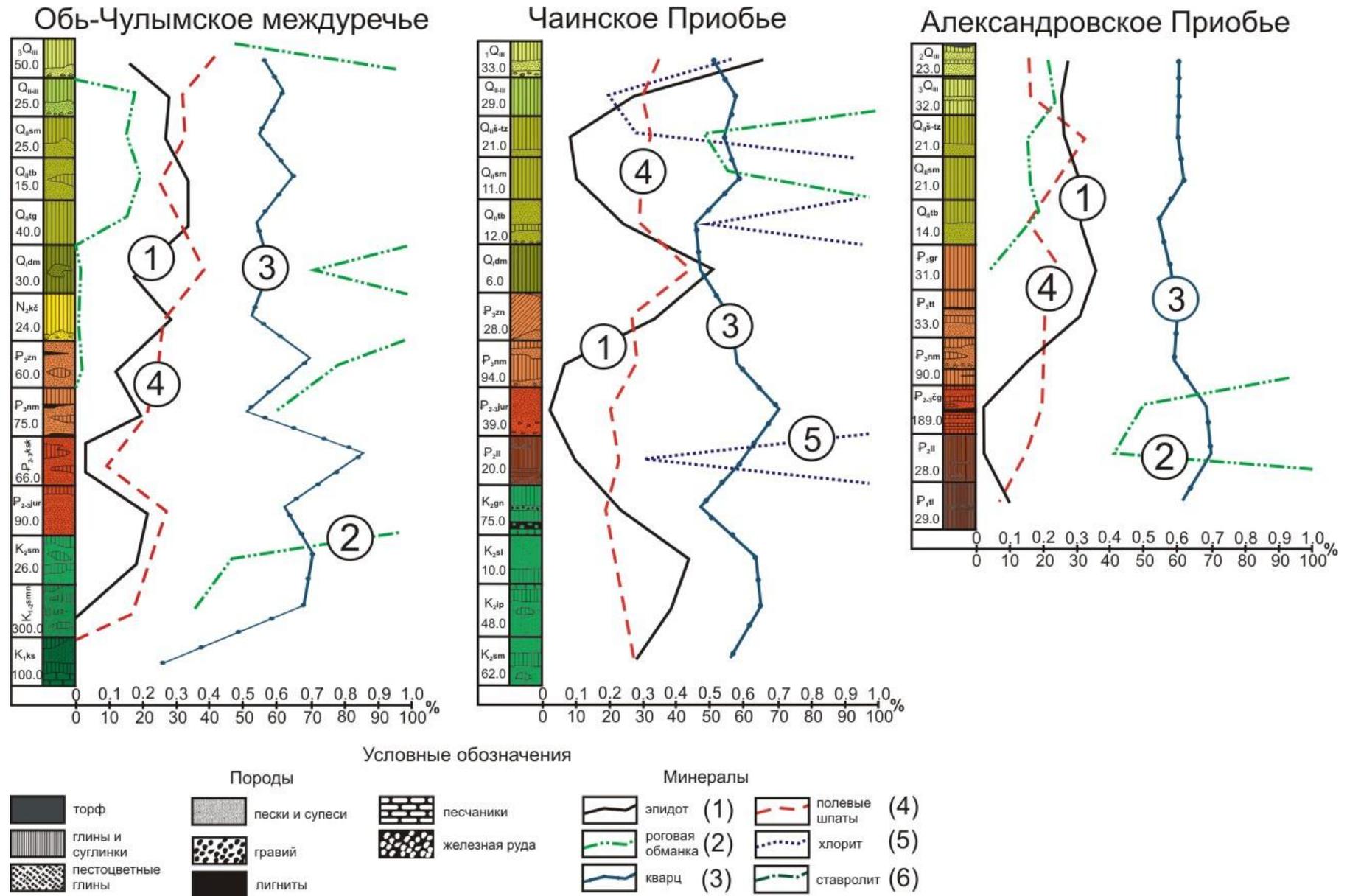


Рис. 18. Вертикальная изменчивость средних содержаний железосодержащих минералов в глинах и суглинках (Ермашова, 1982)

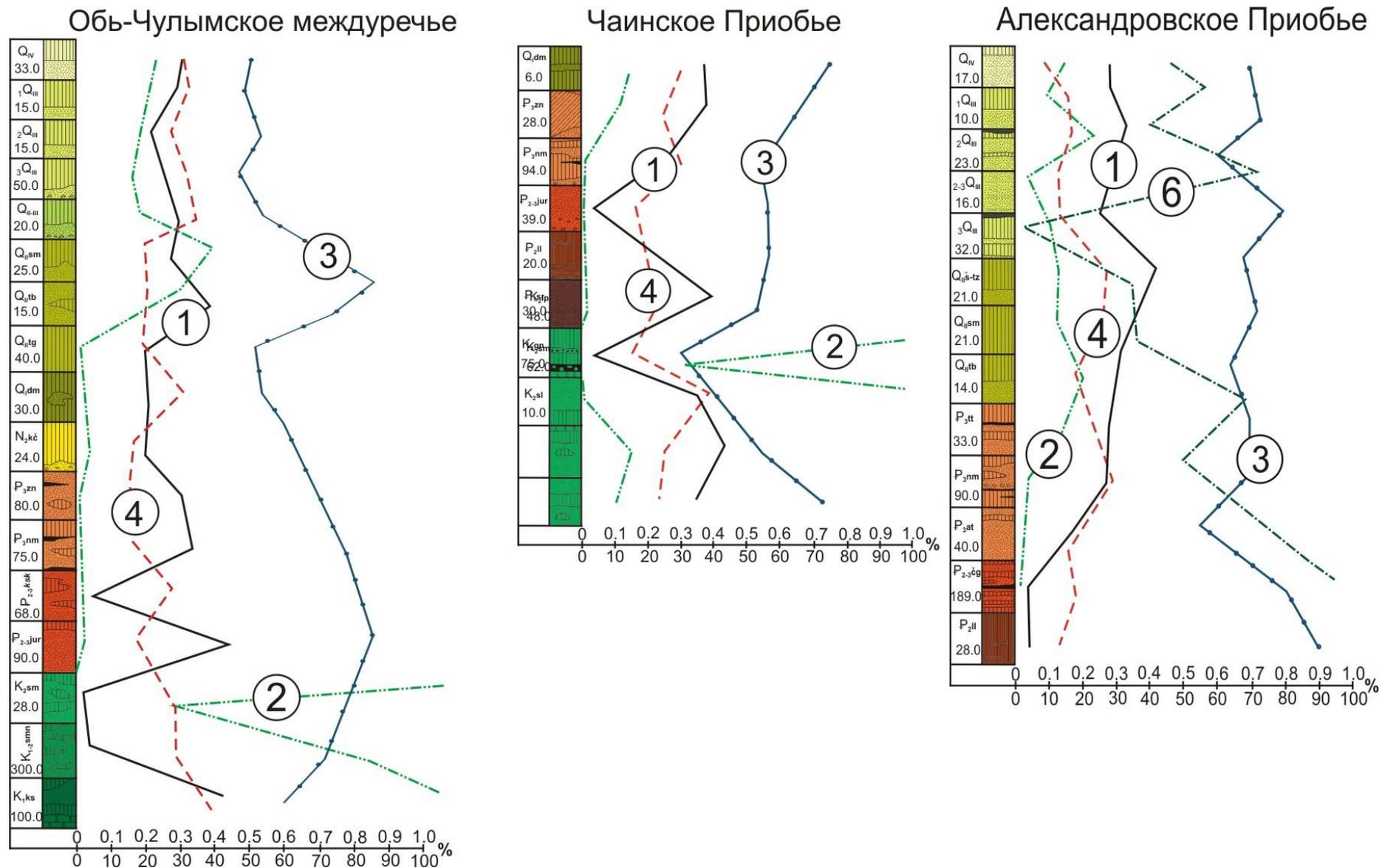


Рис. 19. Вертикальная изменчивость средних содержаний железосодержащих минералов в песках и супесях (Ермашова, 1982).
Усл. обоз. см. на рис. 18

Сидерит встречается в различных количествах. В глинах и песках Обь-Чулымского междуречья минимальные содержания сидерита 0,3-0,5 %, максимальные – 6,8-22,0 %. В породах Чаинского Приобья содержание сидерита несколько больше и изменяется от 0,8 % до 43,6 %. В разрезе Александровского Приобья его содержание изменяется от 0,3 % до 32,5 %.

Содержание пирита в изучаемом разрезе непостоянно. На Обь-Чулымском междуречье их содержание колеблется от 0,2 % до 13,8 %. Для Чаинского Приобья содержание данных минералов увеличивается от 1,2 % до 23,9 %. В Александровском Приобье в глинистых породах пирит и марказит содержатся в пределах от 0,2-1,7 %, а в песчаных отложениях изменяется от 0,1 % до 7,4 %.

Биотит на исследуемой территории встречается крайне редко и в малых количествах. В пределах Обь-Чулымского междуречья биотит обнаружен только в четвертичных отложениях. В глинах его содержание равно 0,2 %, в песках – 5,2 %. В Чаинском Приобье наблюдается уменьшение содержания биотита до 0,4–1,9 %. В породах Александровского Приобья биотит не обнаружен.

Глауконит встречается также крайне редко. На Обь-Чулымском междуречье его содержание равно 0,3 %. В разрезе Чаинского Приобья содержание глауконита изменяется от 3,3 % в глинах, до 71,2 % – в глинах (Ермашова, 1982).

По данным Ермашовой Н.А.(1982), в изучаемом разрезе не установлены марганцевые минералы, но тем не менее химические анализы свидетельствуют о широком распространении данного элемента. Можно предположить, что марганец является изоморфной примесью многих, прежде всего железистых, минералов. Однако в более поздних работах отмечается, что марганец, кроме изоморфной его примеси, может присутствовать в рудах и в собственной минеральной форме в виде псиломелана и вернадита (Асочакова, 2010).

Таким образом, для некоторых минералов можно установить четкую закономерность уменьшения их содержания с глубиной (эпидот, роговая обманка и др.), это можно объяснить разрушением данных минералов в более древних породах и переходом их компонентов в раствор.

Глинистые минералы являются продуктами преобразования вышеотмеченных минералов. Из данной группы установлены следующие минералы: гидрослюда, каолинит, монтмориллонит.

Литологический состав геологического разреза определяет химический состав слагающих его пород. При помощи статистического анализа для изучаемой территории, установлено, что химический состав горных пород южных районов отличается от химического состава пород центральных районов (табл. 8). Химический состав характеризуется средним содержанием отдельных элементов в виде окислов.

Таблица 8. Среднее содержание железа в осадочных отложениях южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна по результатам силикатного анализа по данным Н.А. Ермашовой (1982)

№ п/п	Возраст породы	Количество проб	Окислы, %					
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe _Σ	MnO
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Пески								
1	Q _{III}	13	<u>80,5</u> 8,1	<u>8,8</u> 35,9	<u>1,2</u> 49,4	<u>1,6</u> 32,2	<u>3,2</u> 23,0	<u>0,05</u> 29,1
2	Q _{II}	11	<u>81,3</u> 6,5	<u>7,9</u> 40,2	<u>2,0</u> 54,2	<u>2,0</u> 41,1	<u>3,0</u> 21,0	<u>0,06</u> 56,9
3	N ₂	16	<u>85,9</u> 5,7	<u>6,6</u> 45,9	<u>0,8</u> 87,6	<u>1,4</u> 18,7	<u>2,4</u> 24,5	<u>0,06</u> 61,0
4	P ₃	99	<u>82,7</u> 8,7	<u>7,8</u> 44,0	<u>0,7</u> 241,2	<u>1,6</u> 47,5	<u>2,6</u> 66,8	<u>0,05</u> 88,3
5	P ₂₋₃	76	<u>77,0</u> 31,1	<u>8,8</u> 24,0	<u>1,1</u> 75,6	<u>2,5</u> 42,5	<u>3,9</u> 38,2	<u>0,08</u> 69,2
6	P ₂	32	<u>88,6</u> 5,1	<u>3,5</u> 70,0	<u>0,3</u> 111,5	<u>1,6</u> 17,2	<u>2,0</u> 16,5	<u>0,03</u> 26,6
7	K ₂	1	<u>77,0</u> -	<u>8,7</u> -	<u>0,8</u> -	<u>8,8</u> -	<u>5,0</u> -	<u>0,1</u> -
8	K ₁₋₂	47	<u>76,5</u> 43,2	<u>10,2</u> 31,0	<u>1,1</u> 251,0	<u>2,5</u> 43,1	<u>3,9</u> 32,3	<u>0,05</u> 64,2
9	K ₁	3	<u>85</u> -	<u>6,9</u> -	<u>0,2</u> -	<u>1,7</u> -	<u>2,0</u> -	<u>0,03</u> -
Глины, суглинки								
10	Q _{IV}	1	<u>67,7</u> -	<u>11,9</u> -	<u>3,2</u> -	<u>1,8</u> -	<u>5,2</u> -	<u>0,11</u> -

Продолжение табл. 8

1	2	3	4	5	6	7	8	9
11	Q _{III}	11	<u>69,5</u> 5,1	<u>11,6</u> 6,1	<u>2,8</u> 37,8	<u>1,8</u> 40,2	<u>4,3</u> 21,6	<u>0,08</u> 30,5
12	Q _{II-III}	17	<u>65,4</u> 6,2	<u>14,0</u> 14,8	<u>3,75</u> 25,8	<u>2,1</u> 50,1	<u>5,6</u> 20,4	<u>0,12</u> 124,0
13	Q _{II}	13	<u>59,7</u> 5,9	<u>13,4</u> 8,1	<u>4,0</u> 12,8	<u>1,8</u> 49,2	<u>5,7</u> 12,3	<u>0,09</u> 29,5
14	Q _I	11	<u>65,5</u> 3,5	<u>14,9</u> 13,4	<u>5,0</u> 47,6	<u>1,5</u> 46,2	<u>6,8</u> 24,5	<u>0,07</u> -
15	N ₂	45	<u>67,2</u> 6,3	<u>13,9</u> 11,9	<u>3,7</u> 31,6	<u>1,0</u> 67,2	<u>5,1</u> 28,9	<u>0,07</u> 39,1
16	P ₃	84	<u>62,7</u> 17,5	<u>15,6</u> 30,2	<u>2,3</u> 30,2	<u>2,8</u> 33,0	<u>5,2</u> 49,0	<u>0,07</u> 102,2
17	P ₂₋₃	15	<u>66,2</u> 17,8	<u>14,6</u> 29,1	<u>1,5</u> 120,6	<u>1,9</u> 22,8	<u>4,4</u> 100,0	<u>0,06</u> 163,2
18	P ₂	16	<u>63,2</u> 15,8	<u>15,2</u> 29,5	<u>4,4</u> 46,4	<u>2,3</u> 26,7	<u>6,9</u> 36,4	<u>0,07</u> 23,8
19	K ₂	39	<u>61,8</u> 7,3	<u>14,3</u> 16,7	<u>1,6</u> 72,2	<u>6,0</u> 54,3	<u>8,4</u> 40,4	<u>0,1</u> 48,3
20	K ₁₋₂	182	<u>61,9</u> 24,9	<u>13,2</u> 26,2	<u>3,2</u> 89,3	<u>3,9</u> 87,8	<u>7,4</u> 55,6	<u>0,1</u> 113,0
21	K ₁	22	<u>53,4</u> 43,1	<u>19,8</u> 36,4	<u>1,6</u> 101,3	<u>7,7</u> 29,8	<u>10,2</u> 40,3	<u>0,15</u> 80,3
Лигнит								
22	P ₃	5	14,7 -	<u>4,9</u> -	<u>0,1</u> -	<u>1,7</u> -	<u>2,2</u> -	<u>0,01</u> -
Алеврит								
23	P ₃	10	<u>56,5</u> 7,3	<u>20,4</u> 17,8	<u>2,2</u> 54,7	<u>4,1</u> 64,4	<u>6,8</u> 44,8	<u>0,09</u> 100,0
24	K ₁₋₂	3	<u>56,0</u> -	<u>16,6</u> -	<u>3,5</u> -	<u>2,5</u> -	<u>6,3</u> -	- -
Песчаники								
25	P ₂	12	<u>36,4</u> 39,7	<u>4,7</u> 57,5	<u>6,1</u> 54,6	<u>25,6</u> 45,8	<u>34,5</u> 33,0	<u>0,47</u> 116,3
26	K ₂	77	<u>45,9</u> 20,2	<u>7,6</u> 29,5	<u>21,3</u> 51,6	<u>9,5</u> 53,1	<u>32,0</u> 34,7	<u>0,2</u> 73,2
27	K ₁₋₂	12	<u>60,5</u> 5,0	<u>15,5</u> 9,8	<u>2,1</u> 75,0	<u>7,3</u> 73,0	<u>9,9</u> 49,4	<u>0,2</u> 120,0
Сидерит								
29	K ₁₋₂	1	<u>9,4</u> -	<u>2,7</u> -	<u>0,4</u> -	<u>52,0</u> -	<u>58,1</u> -	- -
Кора выветривания палеозойских пород								
30	P	1	<u>64,4</u> 13,4	<u>16,2</u> 15,2	<u>4,1</u> 301,0	<u>2,1</u> 202,3	<u>6,5</u> 63,1	<u>0,06</u> 18,7
Глинистые сланцы								
31	C ₁	7	<u>63,1</u> 18,3	<u>14,5</u> 32,2	<u>1,4</u> 37,9	<u>6,0</u> 108,2	<u>8,7</u> 83,3	<u>0,17</u> 145,8

Продолжение табл. 8

Аргиллит								
1	2	3	4	5	6	7	8	9
32	D ₂₋₃	1	52,8 3,5	9,7 5,0	2,9 17,1	1,5 9	4,6 8,8	0,07 31,3
Железная руда								
33	K ₂	40	<u>25,4</u> -	<u>6,0</u> -	<u>36,8</u> -	<u>12,3</u> -	<u>50,5</u> -	<u>0,32</u> -

Примечание: В числителе – среднее содержание; в знаменателе – коэффициент вариации; «-» – нет данных

Двуокись кремния является основной составляющей пород для всей изучаемой территории. Содержание кремнезема в песках Обь-Томского междуречья изменяется от 62,5 % до 84,6 %, коэффициенты вариации при этом равны 6,3 % и 41,4 %, что свидетельствует о весьма устойчивом его распределении. На Обь-Чулымском междуречье максимальное содержание двуокиси кремния – 91% с коэффициентом вариации 3,5 %, а минимальное содержание – 76 %. На Кеть-Чулымском междуречье и Чаинском Приобье содержание кремнезема колеблется от 86,3 % до 91,8 %, при коэффициенте вариации 8,0 %. В песках Кеть-Чулымского междуречья его содержание снижается до 74,8 %. В глинах содержание кремнезема заметно ниже. На Обь-Томском междуречье содержание кремнезема в глинах изменяется от 46,3 % до 66,0 %, а в глинах Обь-Чулымского междуречья – от 60,0 % до 67,7 %. На Кеть-Чулымском междуречье и в Чаинском Приобье содержание двуокиси кремния в глинах находится в пределах 52,6–72,4 %. На территории Обь-Чулымского междуречья были изучены алевриты и лигниты. Содержание кремнезема для данных пород составляет 56,5 % и 12,1 %, соответственно. Песчаники данной территории содержат до 68,5 % кремнезема (Ермашова, 1982). В породах палеозойской группы (глинистые сланцы, песчаники, аргиллиты, глины, коры выветривания) на юге данного района содержание кремнезема изменяется от 52,8 % до 64,4 %. Песчаники Чаинского Приобья имеют довольно разнообразный состав и содержание кремнезема в них колеблется от 25,4 % до 61,4 %. Таким образом, содержание двуокиси кремния по всем литологическим разностям повсеместно превышает половину общей массы породы, за исключением

ожелезненных песчаников и лигнитов, но находится она в виде кварца устойчивого в водной среде и не влияющего на ее обогащение минеральными веществами, в том числе и кремнекислотой, распределение кварца в породах весьма устойчиво, о чем говорят малые коэффициенты вариации.

Содержание глинозема в породах в несколько раз ниже содержания кремнезема. На Обь-Томском междуречье минимальное содержание глинозема составляет 6,5 %. В остальных районах минимальное количество глинозема составляет 3–3,4 %, а максимальные его содержания составляют 9,7–11,4 %. В составе глин Обь-Томского междуречья алюминий присутствует в количестве от 12,2 % до 19,9 %. На Обь-Чулымском междуречье минимальное содержание глинозема характерно для глин (суглинков) третьей надпойменной террасы (8,4 %), а максимум – в глинах новомихайловской свиты (17,6 %). В глинах Кеть-Чулымского междуречья содержание глинозема колеблется в пределах от 13,0 % до 19,5 %, такие же содержания глинозема характерны и для Чаинского Приобья. Для лигнитов Кеть-Чулымского междуречья и Чаинского Приобья количество глинозема составляет от 3,0 % до 6,7 %. В палеозойских породах и песчаниках Обь-Чулымского междуречья содержание глинозема составляет от 9,7 % (в аргиллитах) до 16,8 % (в песчаниках). В коре выветривания палеозойских пород содержание окиси алюминия равно 16,2 %. Песчаники Чаинского Приобья содержат глинозем от 4,7 % до 8,0 %.

Железо встречается в породах как в закисной, так и в окисной формах, причем двухвалентное железо преобладает над трехвалентным. Было отмечено, что содержание окисного железа соответствует общему распределению элементов в породах, то есть его меньше в песках и больше в глинах. Для закисного железа это соотношение не выдерживается: и глины, и пески содержат его примерно в одинаковых количествах. Минимальное (0,6 %) и максимальное (1,7 %) содержание окислов железа в песках Обь-Томского междуречья приходится на меловые отложения. Содержание их

довольно изменчиво, что подтверждается высокими коэффициентами вариации (10,4–87 %). На Обь-Чулымском междуречье содержание окиси железа колеблется от 0,16 % до 1,6 %. Пески Кеть-Чулымского района содержат окисное железо в количестве от 0,3 % до 1,26 %. На площади Чаинского Приобья содержание окисного железа в песках изменяется от 0,25 % до 2,9 %. В породах палеозойской группы Обь-Чулымского междуречья содержание окисного железа не более 4,1 %. В песчаниках Чаинского Приобья количество окиси железа изменяется от 6,1 % до 36,87 % в железорудных песчаниках ганькинской свиты.

Заокисное железо в песках Обь-Томского междуречья содержится в количестве от 1,3 % до 1,6 %. Пески Обь-Чулымского и Кеть-Чулымского междуречий содержат заокисное железо примерно в одинаковых количествах, содержание которого изменяется от 1 % до 2,9 %. В песках Чаинского Приобья его содержание повышается до 1,4–3,8 %, наибольшее его содержание (до 25,6 %) в этом районе установлено в песчаниках чеганской и люлинворской свит. В рудных песчаниках ганькинской свиты заокисного железа меньше – не выше 12,3 %. Как было уже отмечено, глины содержат примерно такое же количество заокисного железа, как и пески (от 0,9 % до 5,8 %). Однако, в пределах Обь-Томского междуречья в глинах киялинской и покурской свит оно повышается соответственно до 10,3 % и 8,0 %. В глинистых сланцах, песчаниках и других породах палеозойского фундамента на юге Обь-Чулымского междуречья содержание закиси железа составляет 1,5–6,0 %, а в конкреции сидерита – 52,0 %.

Породы исследуемой территории характеризуются весьма неоднородной и в целом невысокой насыщенностью железом, за исключением железных руд, ожелезненных песчаников Чаинского Приобья и прослоев сидеритов, встречающихся в глинах. Наиболее распространенными минералами железа являются силикаты (эпидот, роговая обманка, пироксены), а в железорудных районах – гидроокисные формы. По мнению Н.А. Ермашовой (1982) окислы наиболее устойчивы к выветриванию, что

является причиной обеднения растворенным железом вод, циркулирующих в железорудных отложениях. По мнению автора, (см. главу о равновесии вод с минералами), гидроокисные формы железа высаживаются из подземных вод, то есть являются равновесными с водой и поэтому они не растворяются.

Марганец как в глинах, так и в песках содержится в незначительных количествах – от 0,02 % в песках Обь-Члымского междуречья до 0,2 % в глинах Чаинского Приобья. В палеозойских породах Обь-Члымского междуречья окись марганца содержится в количествах от 0,03 % до 0,17 %. В ожелезненных песчаниках Чаинского Приобья марганец концентрируется в максимальных для изученной части региона количествах – от 0,95 до 1,5 % (Ермашова, 1982).

Таким образом, химический состав пород довольно изменчив. Данная изменчивость прослеживается в разрезе и определяется, в основном, литологической принадлежностью пород и в меньшей степени – уровнем осадконакопления. Основными породообразующими минералами железа исследуемого района являются эпидот, роговая обманка, пироксены, хлорит, сидерит, биотит, глауконит и др. Какие минералы являются источниками железа для подземных вод, какие являются уже продуктами вод разбирается ниже.

ГЛАВА 6. ГЕОХИМИЯ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД РЕГИОНА

6.1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БОЛОТНЫХ ВОД

Химический состав вод заболоченных районов формируется в геохимической обстановке, влияние которой на этот сложный процесс изучено недостаточно. Однако, рядом авторов (Нейштадт, 1938; Лукашев, 1971; Шварцев, 1998) отмечается взаимосвязь болотного минералообразования с гидрогеохимической средой, а также взаимосвязь формирования типов болот и химического состава воды (Рассказов, 2005). Более детально это охарактеризовано в публикациях С.Л. Шварцева (2002), Н.М. Рассказова (2005, 1971), Л.И. Инишевой (Инишева, 2003; Васюганское болото ..., 2003; Инишева и др., 2002), М.А. Здвизкова (2005).

Исследование химического состава болотных вод, типичные анализы которых представлены в таблице 10, показало, что все они являются кислыми и слабокислыми (особенно верховые и переходные болота) или околонеутральными (низинные болота), ультрапресными и пресными с общей минерализацией от 12 до 385 мг/л. Содержания хлор- и сульфат-ионов низкие, а концентрации NO_3 , PO_4 , NH_4 наоборот повышены относительно обычных пресных вод (Ермашова, 1998; Удодов, Ермашова, 1982).

Рассматриваемые воды исключительно богаты растворенным органическим веществом, суммарное содержание которого иногда значительно превышает сумму минеральных солей, особенно это характерно для верховых болот. В пересчете на $C_{\text{орг}}$ его количество колеблется от 11 до 165 мг/л или составляет до 78% от суммы минеральных веществ. При этом с увеличением минерализации и рН вод величина $C_{\text{орг}}$ уменьшается (рис. 20). Среди органических соединений резко доминируют фульвокислоты, доля которых по $C_{\text{орг}}$ составляет 25-95%. На втором месте гуминовые кислоты, доля которых составляет 5–20% (Шварцев, 2007; Инишева и др., 2000). Содержания органических веществ (в пересчете на $C_{\text{орг}}$) в болотных водах определяют в значительной мере значения рН вод (Шварцев, 2007).

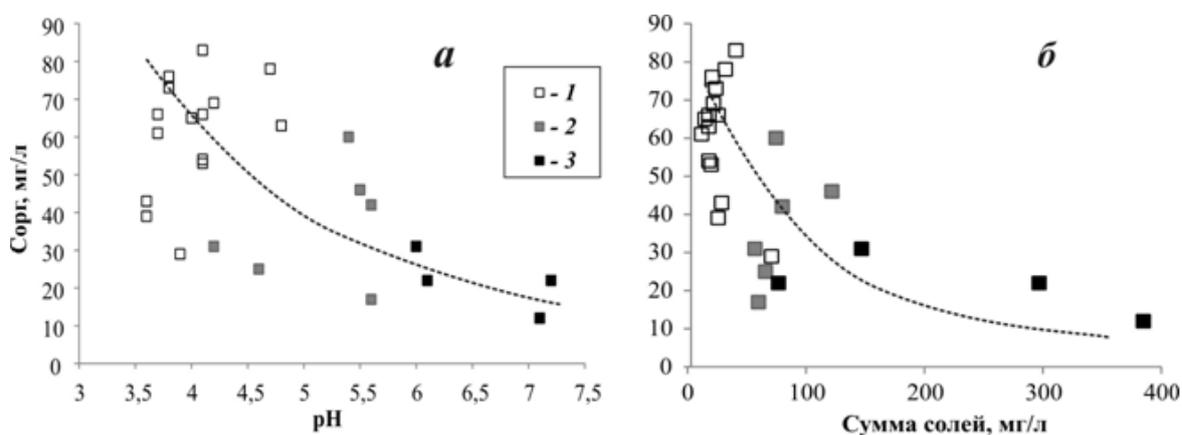


Рис. 20. Зависимости $C_{\text{орг}}$ от pH (а) и суммы солей (б) в болотных водах:

1 – верховые болота; 2 – переходные; 3 – низинные.

Концентрация NH_4^+ в болотных водах варьирует в пределах от 0,5 до 15,6 мг/л, среднее 3,7 мг/л (Шварцев, 2007; Рассказов, 2005). Замеры Eh в отдельных точках показали, что его значения составляют $-0,4 - (+0,1)$ В, т.е. преобладает бескислородная глеевая обстановка (Рассказов, 2005).

Суммарное содержание Fe в болотных водах колеблется от 0,2 до 17,5 мг/л и в среднем составляет 3,0 мг/л, однако, по некоторым данным его содержание может достигать 85 мг/л (Удодов, Ермашова, 1982). На рис. 21

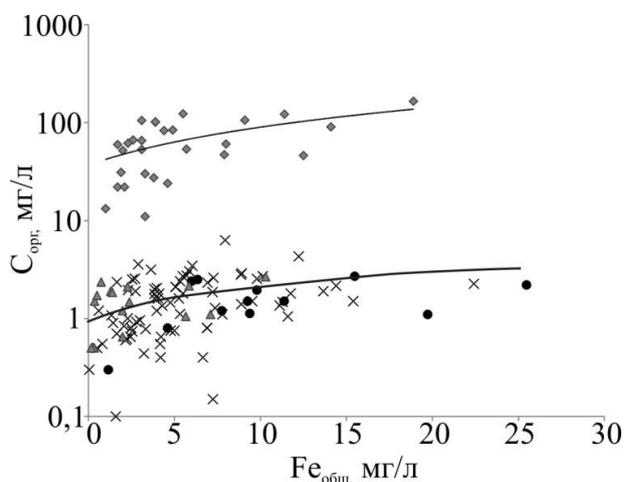


Рис. 21. Зависимости содержаний железа в подземных водах от глубины (а), $C_{\text{орг}}$ (б), Eh (в) и pH (г): 1 – болотные воды; 2 – подземные воды: а – воды неоген-четвертичных отложений; б – палеогеновых отложений; в – меловых отложений

показана зависимость содержания железа от $C_{\text{орг}}$, из которой следует, что с увеличением содержаний органических веществ происходит концентрирование железа в болотных водах. Таким образом, гумусовые вещества, образуя комплексные соединения с тяжелыми металлами (в данном случае с железом), способствуют их распространению (Лукашевич, 2007). В подавляющем большинстве случаев Fe^{2+}

преобладает над Fe^{3+} , хотя незначительно. При этом в верховых болотах Fe^{3+} и Fe^{2+} присутствуют в водах в сопоставимых количествах.

Химический состав болотных вод существенно зависит от геоморфологических условий их залегания. По этому критерию четко выделяются верховые, переходные и низинные болота (табл. 9).

Воды *верховых* болот являются более кислыми (рН 3,6–4,8), ультрапресными (минерализация от 12 до 71 мг/л), с наибольшим содержанием органических веществ (до 78 % от общей солености).

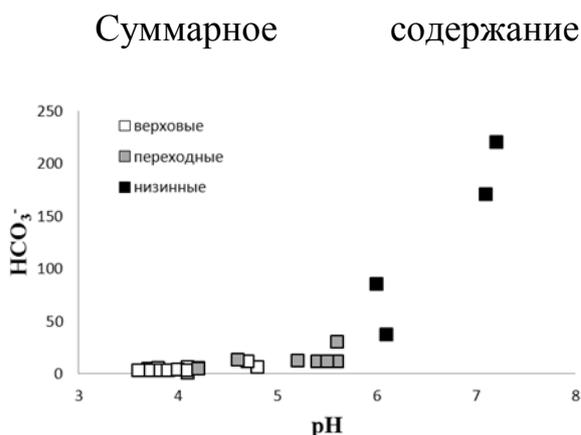


Рис. 22. Зависимость содержания гидрокарбоната от величины рН в болотных водах.

железа колеблется от 0,2 до 4,8 мг/л. Для болотных вод характерна тесная взаимосвязь величины рН с их химическим составом, прежде всего с концентрацией HCO_3^- (рис. 22). В кислых водах верховых болот нередко этот ион вообще не обнаруживается (Рассказов, 2005).

Воды *переходных* болот являются слабокислыми (рН 4,2–5,6), ультрапресными с минерализацией до 122 мг/л, содержание органических веществ снижается до 60 % от общей солености. Суммарное содержание железа колеблется от 0,4 до 17,5 мг/л.

Воды *низинных* болот являются преимущественно слабокислыми, реже околонеутральными (рН 5,8–7,2), пресными с общей минерализацией до 385 мг/л. Повышение минерализации обусловлено тем, что они имеют смешанное питание – наряду с атмосферными осадками в нем участвуют поверхностные, а на террасах также и грунтовые воды (Рассказов, 2005; Шварцев, 2007). Содержание железа в водах достигает 2,3 мг/л.

Практически для всех макроэлементов химического состава прослеживается тенденция увеличения их концентрации от верховых болот к низинным. Содержания органических веществ в болотных водах определяют в значительной мере значения рН вод. Таким образом, для болотных вод характерно увеличение концентраций железа от верховых болот к низинным

Таблица 9. Характеристика и химический состав некоторых типов болотных вод, мг/л. По данным М.А. Здвижкова и Л.И. Иншиевой, (2005).

№ п/п	pH	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	Fe ³⁺	Fe ²⁺	C _{орг}	ФК	ГК	Σ*
Верховые болота																	
1	3,7	5,0	3,6	1,3	0,5	0,3	2,1	0,9	0,8	0,5	0,04	0,1	0,1	105	69,8	10,5	12
4	4,1	5,3	6,9	1,6	1,9	0,2	0,1	0,1	0,6	0,5	0,05	1,0	1,0	66	23,0	4,7	18
5	4,8	5,9	5,2	1,6	3,4	0,1	1,7	1,0	0,5	0,5	0,06	1,5	1,1	63	41,1	1,7	18
6	3,8	5,1	6,9	3,2	0,5	0,3	1,8	1,0	2,0	0,5	0,07	0,2	0,4	165	95,1	21,7	21
7	4,2	5,4	7,0	2,1	2,2	0,2	1,1	0,5	1,5	0,5	0,03	1,0	1,1	69	51,1	5,1	22
9	3,8	3,4	11	0,6	1,4	0,2	1,5	1,1	1,5	0,8	0,10	0,8	1,0	73	29,7	12,4	24
11	3,7	3,5	6,8	6,0	1,2	0,2	2,0	1,2	0,8	0,5	0,05	1,5	1,5	66	20,4	16,2	26
12	3,6	3,3	8,1	2,9	1,1	1,0	5,0	1,2	4,2	0,5	0,05	0,2	0,4	43	22,9	6,5	29
15	3,9	3,0	11	29,9	6,2	4,0	11,0	2,3	1,2	0,5	0,01	0,2	0,4	48	21,8	9,4	71
17	4,1	0,5	5,0	4,7	2,0	2,4	1,5	0,4	15,6	5,2	-	1,9	2,5	113	81,8	13,8	41
20	4,1	6,5	0,3	2,3	3,6	1,0	0,6	0,1	1,4	0,6	0,02	1,3	1,8	53	30,6	14,3	20
21	4,7	11,8	0,3	3,1	5,2	2,6	1,2	0,4	2,3	0,5	-	1,8	2,9	78	51,3	16,8	32
22	4,0	3,6	0,5	2,0	1,9	1,6	0,6	0,2	1,4	0,7	-	1,2	1,6	65	87,0	12,5	15
23	4,1	3,5	0,7	3,6	2,6	1,7	0,7	0,3	1,4	0,7	-	1,1	1,4	54	56,0	11,0	18
Переходные болота																	
24	4,2	5	9,2	25,0	5,2	6,0	2,2	1,0	1,6	1,1	0,01	0,8	1,1	31	26,5	4,1	57
25	5,6	12	0,5	7,1	20,0	0,3	1,7	0,6	7,8	3,1	-	1,8	0,2	17	13,6	3,0	60
26	4,6	13	7,3	10,2	11,1	3,8	0,1	0,1	7,8	1,0	0,11	8,8	3,7	46	21,7	4,2	66
27	5,4	12	2,3	8,5	20,0	24,4	1,6	0,6	3,4	0,1	-	2,1	0,1	60	55,8	3,0	75
29	5,5	12	0,5	28,4	20,0	48,8	2,5	0,4	7,7	0,1	-	3,2	0,1	46	36,6	6,6	122
34	5,6	30,5	0,5	3,5	4,0	2,4	8,6	0,4	3,0	0,1	-	0,3	8,7	120	61,2	17,3	95
35	5,2	12,2	0,5	3,5	2,0	0,3	0,4	0,1	2,4	0,2	-	0,5	0,4	96	57,4	5,3	83
Низинные болота																	
30	6,1	37	5,7	5,7	14,0	1,2	1,0	0,2	2,4	1,3	-	1,5	0,2	22	11,4	10,2	77
31	6,0	85	2,0	21,3	20,0	12,0	1,0	0,7	3,7	6,9	-	0,9	0,1	31	25,8	11,6	147
32	7,2	220	4,7	1,2	52,3	9,1	6,1	1,0	1,2	0,3	0,01	2,1	-	22	7,5	1,3	297
33	7,1	171	31	8,5	156,8	8,5	5,3	2,0	1,2	0,6	-	0,3	-	12	6,0	5,4	385

Примечание: *минерализация, прочерк – нет данных

6.2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

На исследуемой территории в пределах верхней гидродинамической зоны развиты три основных водоносных горизонта: неоген-четвертичный, палеогеновый и меловой. Глубина опробования составляет от 10 до 590 м. Пределы некоторых параметров химического состава подземных вод представлен в табл. 10. Химический состав для типовых пресных подземных вод представлен в таблице 11.

Подземные воды неоген-четвертичных отложений являются первыми от поверхности и заключаются в отложениях, относимых к множеству местных стратиграфических подразделений, датируемых по возрасту от позднего плиоцена до современных. Из них в региональном плане наиболее важную роль в гидрогеологическом отношении играют водоносные горизонты аллювиальных отложений р. Оби и ее притоков, нижнесреднечетвертичных тобольской свиты, верхнеплиоценовых кочковской свиты.

Долина р. Оби простирается от крайних юго-восточных районов территории, где она примыкает к палеозойскому обрамлению Западно-Сибирской плиты, до северо-западной границы описываемой части Западно-Сибирской равнины. На территории Томской области выделяют водоносные горизонты в отложениях поймы и трех надпойменных террас.

Глубина залегания водоносных отложений в пределах поймы и низких террас изменяется от 0,5 до 10 м.

Подземные воды безнапорные и слабонапорные с высотой напора до 4–6 м в пределах развития поймы и низких террас, слабонапорные и напорные с высотой напора до 10–15, редко до 30 м на высоких террасах.

Подземные воды неоген-четвертичных горизонта тесно взаимосвязаны и циркулируют в зоне свободного водообмена. Естественные условия формирования химического состава вод определяются природно-климатическими факторами.

Таблица 10. Пределы некоторых параметров химического состава подземных вод исследуемой территории

Параметр воды	Ед. изм.	Подземные воды отложений								
		Неоген-четвертичных			Палеогеновых			Верхнемеловых		
		мин	макс	сред	мин	макс	сред	мин	макс	сред
Еh	мВ	-135	14	-45	-203	193	-39	-167	-14	-71
pH	у.е.	6,2	7,2	6,8	6,4	8,1	7,1	6,8	8,6	7,4
Общая жесткость	мг-э/л	0,9	5,0	2,7	1,1	8,7	5,9	0,2	13,0	7,0
Минерализация	мг/л	130,4	417,0	291,6	286,1	740,0	555,1	630,0	2702,3	1048,6
НСО ₃ ⁻	мг/л	98,0	313,0	211,5	146,0	553,9	406,2	349,7	817,4	552,6
SO ₄ ²⁻	мг/л	0,5	7,8	3,1	0,1	93,5	6,5	0,1	11,3	3,2
Cl ⁻	мг/л	0,8	19,3	5,7	0,5	78,0	8,7	1,7	1266,6	186,1
Ca ²⁺	мг/л	20,0	82,0	48,5	34,0	142,0	97,4	2,0	147,0	84,4
Mg ²⁺	мг/л	3,7	13,4	8,2	6,1	34,2	18,8	1,0	40,3	22,6
Na ⁺	мг/л	4,0	22,0	8,7	6,0	47,5	14,6	43,0	900,0	216,8
K ⁺	мг/л	0,6	1,2	0,9	0,4	1,8	1,15	0,6	7,75	2,56
Fe _{общ}	мг/л	0,3	25,5	7,4	0,1	22,4	4,6	0,2	10,3	2,4
Fe ²⁺	мг/л	4,8	11,1	8,4	0,1	13,2	4,3	0,1	5,6	1,5
Mn ²⁺	мг/л	0,0	0,8	0,3	0,0	2,5	0,3	0,0	0,8	0,2
C _{орг}	мг/л	1,5	55,2	12,3	2,7	12,2	5,8	0,5	4,3	1,7
NH ₄ ⁺	мг/л	0,3	2,6	1,3	0,2	6,7	2,3	0,7	7,7	3,5
NO ₂ ⁻	мг/л	0,0	0,3	0,1	0,0	0,2	0,02	0,0	0,4	0,1
NO ₃ ⁻	мг/л	0,3	1,4	0,7	0,2	72,6	4,5	0,1	15,4	4,2
PO ₄ ³⁻	мг/л	0,1	0,8	0,3	0,0	1,2	0,2	0,0	0,6	0,3
Si	мг/л	2,4	15,6	10,7	2,3	19,2	11,0	4,0	18,2	11,2
Ba	мкг/л	0	663	89,3	0	1095,0	111,4	0	860,0	151,0
Sr	мкг/л	0	1232	142,6	0	1089,0	168,3	0	860,0	219,0
Ti	мкг/л	0	884,0	70,5	0	123,6	13,0	0	330,0	32,6
Zn	мкг/л	0	510,0	23,5	0	186,6	20,5	0	124,2	13,9
Cu	мкг/л	0	32,0	3,8	0	33,8	6,3	0	14,2	3,0
Pb	мкг/л	0	44,6	2,7	0	10,9	1,9	0	13,0	1,9
Zr	мкг/л	0	22,1	4,3	0	36,8	3,0	0	21,8	1,2
Ni	мкг/л	0	20,8	2,8	0	16,2	1,4	0	19,5	2,0

Таблица 11. Характеристики и химический состав некоторых проб подземных вод Среднеобского бассейна (от устья р. Томь до устья р. Тым)

Номер пробы	Населенный пункт	Т, °С	Eh	pH	Σ*	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Si	Сорг
			мВ	–	мг/л												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Неоген-четвертичный водоносный комплекс																	
9	Кенга	4,0	-98	7,2	410	305	2,1	1,8	82,0	11,0	7,5	0,9	1,5	6,0	0,42	8,3	2,8
18	Белояровка	4,1	-31	7,1	393	293	1,2	0,8	76,0	13,4	9,0	1,0	0,5	9,0	0,18	12,5	2,7
19	Юдино	5,9	-32	6,7	228	171	4,2	1,0	20,0	8,5	22,0	1,2	0,3	10,0	0,18	15,6	3,8
21	Палочка	3,8	14	7,0	185	134	7,8	0,8	32,0	6,1	4,0	0,8	1,3	7,0	0,06	15,2	4,7
30	Ново-Короткино	4,1	-123	7,0	413	305	1,5	12,8	82,0	7,3	5,0	0,6	0,6	11,2	0,16	8,1	3,9
99	Белояровка	4,5	-39	7,2	308	238	0,8	1,1	46,0	11,0	11,0	1,0	0,4	8,9	-	12,1	1,5
100	Юдино	5,5	3	6,3	291	220	0,5	5,2	46,0	12,2	6,7	0,7	0,5	15,0	-	13,6	3,0
120	Белый Яр	-	-	6,8	183	133	1,1	5,6	27,7	7,1	7,0	0,8	0,3	18,0	-	-	5,6
121	Тегульдет	-	-	7,2	417	313	0,5	6,5	75,1	10,6	10,2	1,0	0,8	12,0	-	-	9,2
123	Минаевка	4,6	-	6,8	278	177	0,8	7,1	42,0	12,1	9,6	1,1	0,3	14,7	0,55	12,8	32,0
125	Тегульдет	5,8	-	7,0	541	391	0,5	6,4	96,2	10,9	17,0	0,9	1,5	5,5	0,50	11,5	12,0
Палеогеновый водоносный комплекс																	
2	Бакчар	5,0	-10	7,3	527	403	2,6	0,6	94,0	15,9	9,5	1,2	0,3	3,0	0,49	8,1	2,8
12	Гореловка	6,0	-76	6,9	675	512	3,2	6,2	126,0	20,7	6,0	1,3	1,5	8,0	0,19	8,8	4,3
13	Подгорное	5,0	-68	7,1	721	512	2,7	35,5	114,0	28,1	27,0	1,3	1,2	5,2	0,20	11,0	4,6
15	Восточное	5,0	-55	7,1	638	488	2,6	1,2	114,0	15,9	15,0	1,4	0,4	4,9	0,14	10,6	4,9
16	Коломинские Гривы	4,0	-63	7,3	664	500	3,0	0,6	124,0	25,6	9,5	0,9	0,3	7,0	0,38	9,1	4,0
22	Колпашево	5,5	-18	6,9	341	256	2,2	1,3	52,0	15,8	12,0	1,3	0,8	6,0	1,80	13,5	3,7
24	Парабель	4,8	-75	6,9	595	451	2,3	1,4	100,0	28,1	11,0	1,2	0,3	8,0	0,14	13,8	6,3
25	Каргасок	5,5	-37	6,8	532	403	3,0	1,0	96,0	15,9	11,0	1,6	0,5	6,0	0,08	14,5	5,6
26	Старица	5,7	-41	6,9	469	305	1,7	43,7	66,0	14,6	38,0	1,6	3,0	7,0	0,16	13,5	3,1
28	Нижняя Чигара	5,6	-53	7,0	589	451	1,2	1,4	112,0	15,9	8,0	0,9	1,0	11,0	0,41	10,2	4,3
29	Инкино	5,6	-11	6,8	703	458	6,1	70,0	142,0	17,1	8,5	1,8	0,5	13,2	1,40	9,7	3,6
29	Инкино	5,6	-11	6,8	703	458	6,1	70,0	142,0	17,1	8,5	1,8	0,5	13,2	1,40	9,7	3,6
37	Подоба	4,6	37	7,2	544	415	0,5	0,7	108,0	12,2	6,3	1,4	0,3	6,0	0,20	7,3	9,0

Продолжение табл. 11

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
38	Кривошеино	5,7	-32	7,1	643	488	0,3	3,1	108,0	28,0	14,5	1,4	0,3	5,0	0,25	9,7	9,4
48	Григорьевка	12,0	-17	7,8	589	409	0,1	6,8	82,0	23,2	18,5	1,2	0	4,0	1,93	12,2	–
50	Овражное	10,0	-42	7,5	740	549	0,1	4,0	104,0	31,7	30,0	1,7	0	5,7	-	13,8	–
52	Бородинск	11,0	-20	7,7	673	506	0,1	0,9	106,0	30,5	12,5	0,9	4,9	0,6	-	9,8	–
53	Новоильинка	15,5	-45	7,0	601	445	0,1	0,8	110,0	18,3	7,0	0,8	3,5	7,4	-	9,3	–
98	Инкино	4,0	-41	6,7	550	317	10,6	78,0	116,0	15,9	11,0	1,6	0,3	22,1	-	9,2	4,5
109	Чердаты	5,5	-11	6,8	652	360	93,5	34,1	136,0	13,4	14,0	1,2	0,3	7,7	-	8,4	3,7
110	Большое Жирово	5,0	-49	7,0	622	458	6,9	11,4	120,0	15,9	9,0	1,0	0,3	10,0	-	7,1	2,8
114	Межениновка	6,5	82	6,9	649	482	10,1	1,3	82,0	24,4	47,5	1,5	0,3	0,7	-	8,1	1,0
116	Итатка	5,5	-76	7,1	418	311	4,9	0,8	78,0	13,4	9,0	0,8	1,8	9,8	-	5,9	2,72
126	Александровское	6,8	-	7,2	540	369	4,5	9,6	88,8	13,4	7,5	1,9	1,9	18,1	0,50	14,1	10,7
127	Катыльга	6,8	-	6,5	480	378	2,3	8,9	42,1	30,4	40,0	1,6	0,5	9,5	0,20	21,8	10,2
128	Парабель	5,5	-	7,5	716	513	6,1	7,1	128,3	21,9	12,0	1,1	0,3	3,7	2,50	9,0	11,0
130	Средний Васюган	5,0	-	6,6	412	256	3,5	7,8	28,1	17,0	72,8	1,0	0,6	5,0	0,15	21,8	12,2
131	Стрежевой	2,4	-	6,9	333	165	1,8	40,1	8,0	7,3	68,0	1,2	0,2	1,8	0,20	21,8	17,6
132	Александровское	6,1	-	6,9	338	207	4,1	30,1	6,0	6,1	75,5	1,3	0,4	5,6	0,20	21,8	9,6
Верхнемеловой водоносный горизонт																	
1	Бакчар	7,0	-46	7,2	886	634	11,3	22,4	116,0	35,4	65,0	2,2	0,3	0,8	0,10	10,8	1,5
5	Поротниково	7,0	-28	7,3	835	634	2,1	1,7	112,0	23,2	60,0	2,0	0,3	1,7	0,19	9,1	1,2
6	Плотниково	6,0	-37	7,2	1062	744	2,4	51,1	126,0	40,3	95,0	2,7	0,2	2,0	0,13	10,1	2,0
11	Усть-Бакчар	5,0	-45	7,0	871	525	2,2	115,4	126,0	24,4	76,0	2,1	0,3	6,0	0,65	13,9	4,3
23	Колпашево	27,7	-167	8,4	836	488	1,2	74,6	2,4	1,0	245,0	0,6	0,2	0,8	0,01	6,2	0,5
39	Мельниково	15,5	-47	7,1	926	598	0,1	42,6	84,0	18,3	120,0	2,1	0,1	1,9	-	13,8	–
40	Николаевка	10,0	-33	7,1	900	622	0,1	2,5	110,0	24,4	63,0	1,5	0,2	2,3	-	14,7	–
41	Плотниково	8,0	-36	6,9	1157	817	0,1	12,8	138,0	31,7	95,0	2,5	0,3	1,2	-	12,0	–
44	Кенга	11,0	-109	8,1	2652	402	0,1	1266,6	46,0	20,7	900,0	6,0	0	0,1	-	7,5	1,0
49	Нижняя Тига	8,0	-14	7,2	800	561	0,1	5,2	104,0	26,8	43,0	2,2	2,5	0,6	-	15,0	1,3
91	Кёнга	11,0	-109	7,3	2427	359	0,5	1189,0	46,0	25,0	800,0	7,75	0,5	4,0	-	5,4	1,7

Примечания: прочерк – нет данных; Σ^* – общая минерализация

По основным физико-химическим свойствам подземные воды неоген-четвертичного водоносного горизонта являются пресными (минерализация от 130 до 560 мг/л), гидрокарбонатными, преимущественно кальциевыми или кальциево-магниевыми, слабокислыми и околонеutralными (6,2–7,4). Ионы SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ и K^+ имеют сугубо подчиненное значение в составе солей (Иванова, Лепокурова, 2011; Шварцев, 1998).

Как видно из рис. 23, величина общей минерализации уменьшается от периферии к центру исследуемой территории, при этом подземные воды на правом берегу являются более пресными, чем на левом берегу.

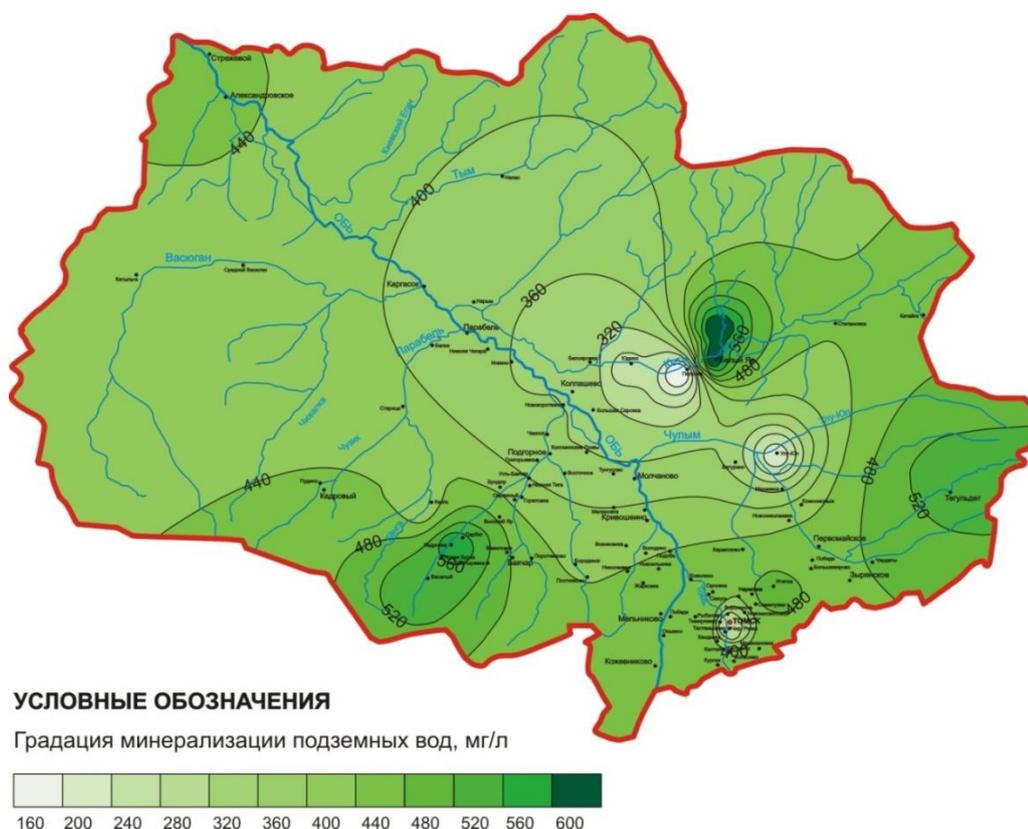


Рис. 23. Изменение общей минерализации в подземных водах неоген-четвертичных отложений.

В подземных водах неоген-четвертичных отложений прослеживается определенная тенденция для величины рН, которая увеличивается с северо-запада на юго-восток исследуемой территории (рис. 24).

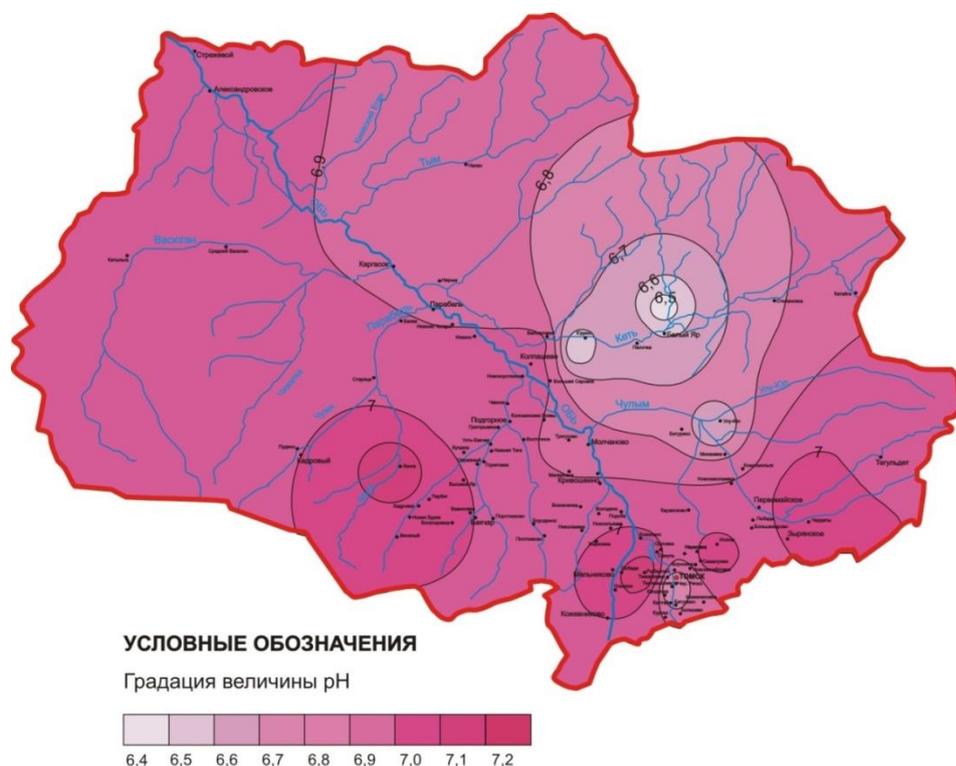


Рис. 24. Распределение величины рН в подземных водах неоген-четвертичных отложений.

Практически все воды неоген-четвертичных отложений обогащены $Fe_{\text{общ}}$, содержания которого в некоторых точках достигают 25,5 мг/л, при средних концентрациях 7,4 мг/л, что превышает предельно допустимые концентрации (ПДК=0,3 мг/л) для питьевых вод в 25, а иногда в 100 раз (Иванова и др., 2010).

Как показали исследования самого автора и ряда других авторов (Видяйкина, 2009; Удодов, Ермацова, 1982), в горизонтальном плане содержание железа увеличивается в среднем в 3-4 раза с юго-запада на северо-восток территории.

Благодаря сходным химическим свойствам Mn, как и Fe, весьма распространен в подземных водах. Его содержание колеблется от 0,05 до 0,8 мг/л, среднее значение составляет 0,3 мг/л. Минимальные его концентрации отмечаются, в основном, на водоразделах малых рек. Здесь концентрации марганца не превышают 0,1–0,3 мг/л. Несколько повышенные содержания марганца наблюдается на левобережье р. Оби в долинах рек Кенга, Парбиг, Чая, Икса, где они изменяются от 0,3 до 0,4 мг/л. Наиболее

высокие содержания марганца зафиксированы в Обь-Томском междуречье, где в водах неоген-четвертичных отложений они колеблются от 0,4 до 0,7 мг/л (рис. 25).

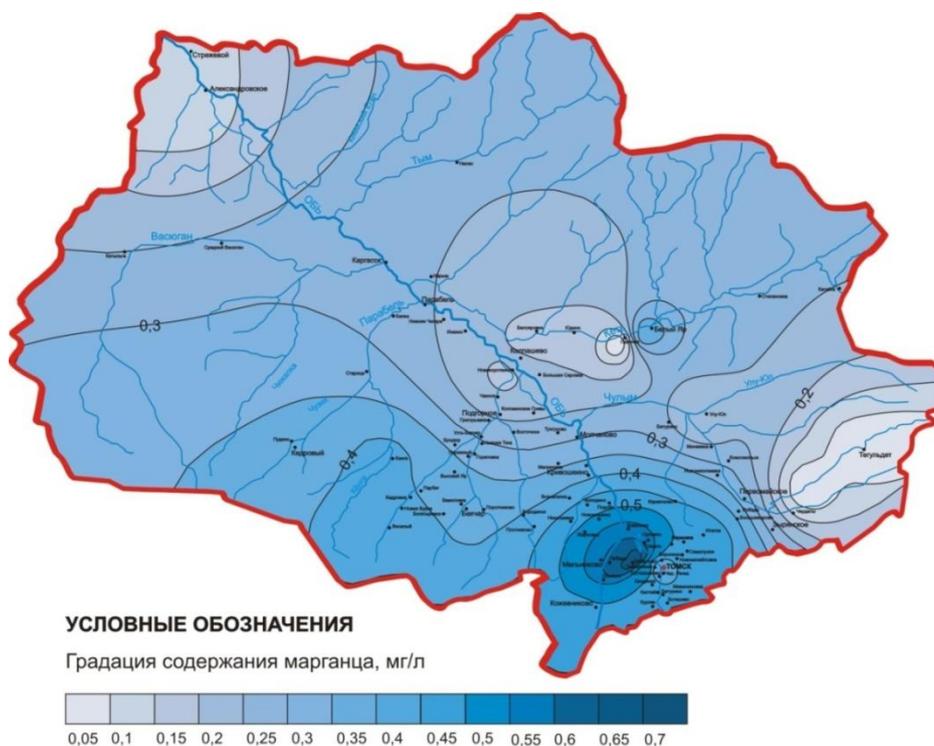


Рис. 25. Распределение марганца в подземных водах неоген-четвертичных отложений.

Воды характеризуются высоким содержанием органических веществ, которые представлены в основном соединениями гумусового ряда – фульвовыми и гуминовыми кислотами. Содержание $C_{орг}$ в исследуемых водах изменяется в диапазоне от 1,5 до 55,2 мг/л и в среднем составляет 12,3 мг/л (рис. 21).

Содержание SiO_2 варьируют от 5 мг/л до 33 мг/л, при среднем значении 23 мг/л.

В водах неоген-четвертичных отложений присутствует стронций (табл. 12), который также характеризуется повсеместным распространением. Содержание стронция изменяется от 0 до 1232 мкг/л, при среднем значении 142,6 мкг/л. Концентрации бария также высоки: от 0 до 663 мкг/л, среднее содержание – 89,3 мкг/л. Содержание цинка в подземных водах изменяется от 0 до 510 мкг/л, а среднее его содержание равно 23,5 мкг/л. Также в водах

неоген-четвертичных отложений встречается фосфор, содержание которого достигает нескольких сотен микрограмм.

Таблица 12. Микрокомпонентный состав некоторых проб подземных вод неоген-четвертичных отложений Среднеобского бассейна (от устья р. Томь до устья р. Тым), мкг/л

элемент	Номер пробы			
	99	100	101	104
Li	2,713	7,130	2,084	4,808
B	24,857	15,614	12,987	16,670
Al	1,802	14,718	3,137	1,658
P	209,981	519,599	272,470	199,626
Sc	3,267	3,906	3,720	2,746
Ti	2,039	3,214	2,463	1,887
V	0,055	0,739	0,303	0,124
Cr	0,637	0,986	0,933	0,708
Co	0,249	0,290	0,021	0,069
Ni	1,412	0,399	0,165	0,189
Cu	0,051	0,127	0,062	0,052
Zn	22,207	7,730	4,276	14,935
As	0,047	10,638	0,049	0,083
Rb	2,355	0,252	2,312	0,765
Sr	480,240	143,338	188,399	165,081
Zr	0,017	0,049	0,082	0,014
Nb	0,001	0,005	0,001	0,002
Mo	0,626	0,154	0,111	0,136
Cs	0,018	0,001	0,015	0,016
Ba	154,902	65,270	89,511	63,489
La	0,219	0,256	0,170	0,155

Содержание большинства микрокомпонентов не достигает 1 мкг/л.

Пространственное распределение большинства микрокомпонентов характеризуется максимальным присутствием и содержаниями в северных районах. Исключением являются стронций, медь и свинец, максимальные концентрации которых приурочены к Обь-Томскому междуречью.

Подземные воды палеогеновых отложений имеют наиболее широкое распространение в пределах изучаемой территории от устья р. Томь до устья р. Тым и залегают на малых глубинах. В состав палеогенового водоносного комплекса общей мощностью до 230 м входят водоносные горизонты нижне-среднеолигоценовых отложений новомихайловской (Р_{3nm}) и атлымской

(P_{3at}) свит, эоцен-олигоценых отложений юрковской и тавдинской свит (P_{2-3jur}, P_{2-3tv}).

Перечисленные водоносные горизонты объединены в комплекс по общим геологическим и гидрогеологическим условиям, цикличности континентального осадконакопления тесной гидравлической взаимосвязи и общности химического состава подземных вод. Водоносные горизонты атлымской и новомихайловской свит имеют повсеместное распространение, юрковской и континентальных фаций тавдинской свит развиты локально в краевой северо-восточной и юго-восточной частях территории.

Воды напорные и высоконапорные. Пьезометрический уровень устанавливается от 125 м ниже до 28 м выше поверхности земли. Глубокое залегание уровня по скважинам (30–125 м ниже поверхности земли) наблюдается на высоких водораздельных площадях на Обь-Томском и Обь-Чулымском междуречьях. Самоизлив вод отмечается на пониженных участках рельефа по долине реки Обь и ее притоков.

Естественные условия формирования подземных вод палеогенового комплекса определяются в основном степенью изолированности их от поверхности земли, обусловленной, главным образом, наличием водоупоров в перекрывающей толще.

Подземные воды палеогеновых отложений являются пресными, но отличаются повышенной минерализацией (от 300 до 740 мг/л), которая увеличивается с севера на юг (рис. 26). Ультрапресные воды с минерализацией до 0,2 г/л встречаются в Томской области, на правом берегу р. Оби. Они характеризуются более высокими значениями рН (6,4–8,1) и являются околонеutralными и слабощелочными. В горизонтальном плане величина рН, также как и минерализация, увеличивается с севера на юг (рис. 27).

По химическому составу это гидрокарбонатные кальциевые воды, в северных районах встречаются гидрокарбонатные магниевые-кальциевые.

Содержания $C_{орг}$ в исследуемых водах изменяются в диапазоне от 2,7 до 12,2 мг/л и в среднем составляют 5,8 мг/л.

Хотя по сравнению с вышележащим горизонтом воды содержат более низкие концентрации Fe от 0,1 до 22,4 мг/л (в среднем 4,6 мг/л), тем не менее, содержание этого элемента остается высоким практически повсеместно. С юга на северо-запад области содержания Fe также увеличиваются, в среднем в 2-3 раза. Превышение по ПДК на севере Томской области в среднем составляет 20 раз.



Рис. 26. Распределение общей минерализации в подземных водах палеогеновых отложений.

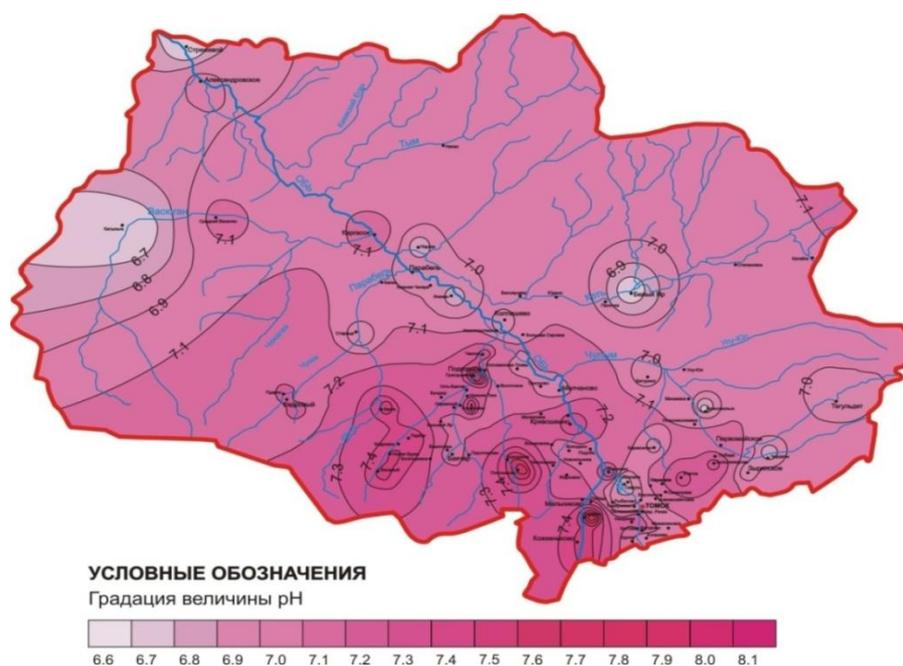


Рис. 27. Распределение величины pH в подземных водах палеогеновых отложений.

Для подземных вод палеогенового отложений характерно неравномерное и повышенное содержание марганца от 0,1 до 2,5 мг/л, при среднем значении 0,3 мг/л (Видяйкина, 2009; Иванова и др., 2010). Из рис. 28 можно сделать вывод о том, что содержание марганца в подземных водах увеличивается с северо-запада на юго-восток. Максимальные концентрации марганца характерны для Обь-Томского междуречья (1 мг/л).

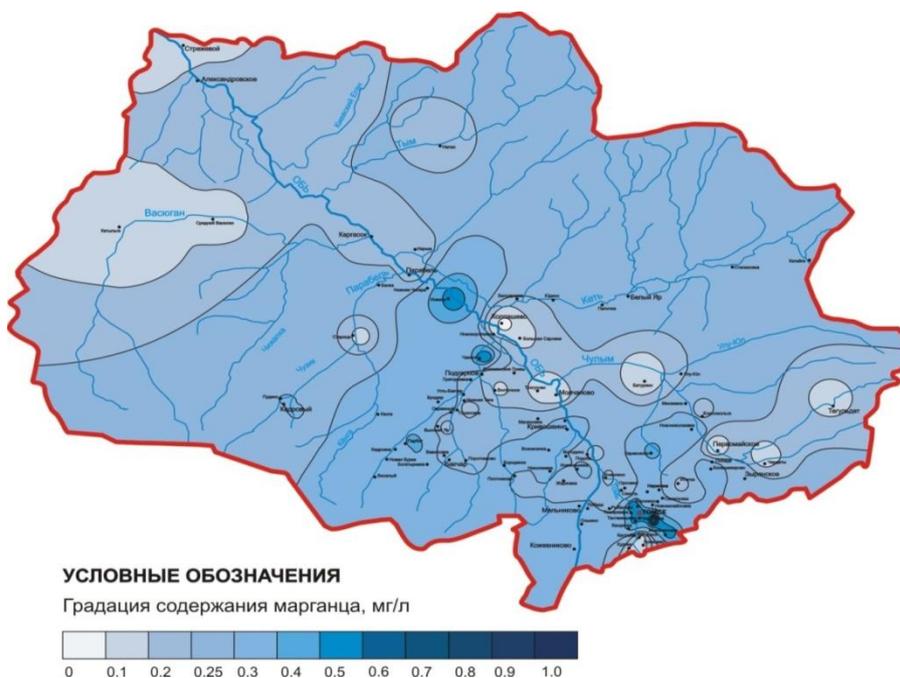


Рис. 28. Распределение марганца в подземных водах палеогеновых отложений.

Микрокомпонентный состав подземных вод палеогеновых отложений характеризуется сокращением компонентов (табл. 13). Повсеместно встречается стронций, содержание которого с глубиной возрастает. Концентрация стронция изменяется от 0 до 1089 мкг/л, при среднем значении 168,3 мкг/л. Также увеличивается содержание бария: от 0 до 1095 мкг/л, среднее содержание – 111,4 мкг/л. Содержание цинка в подземных водах уменьшается до 186 мкг/л, а среднее его содержание равно 20,5 мкг/л. Также в водах палеогеновых отложений увеличивается содержание фосфора (табл. 14).

Пространственное распределение большинства микрокомпонентов характеризуется максимальными содержаниями в северных районах (Видяйкина, 2010).

Таблица 13. Микрокомпонентный состав некоторых проб подземных вод палеогеновых отложений юго-восточной части Среднеобского бассейна, мкг/л

элемент	Номер пробы						
	90	96	97	98	105	113	114
Li	4,462	5,428	3,725	6,442	2,518	1,316	6,275
B	95,991	94,765	73,808	23,719	41,612	80,384	88,403
Al	1,791	1,335	3,197	3,626	1,442	2,181	5,785
P	334,823	646,152	813,285	224,367	92,958	530,838	2,892
Sc	2,881	2,054	3,505	2,964	3,039	2,539	2,004
Ti	1,823	1,773	2,835	2,018	1,766	1,852	1,610
V	0,034	0,108	0,067	0,081	0,015	0,077	0,036
Cr	0,445	0,507	0,698	0,647	0,596	0,876	1,110
Co	0,147	0,171	0,166	0,009	0,048	0,190	0,006
Ni	0,120	0,246	0,230	0,221	0,089	0,454	1,023
Cu	0,018	0,025	0,032	0,088	0,029	0,024	0,435
Zn	2,332	1,504	12,922	6,533	7,861	18,508	124,693
As	0,064	5,206	5,670	0,116	0,029	0,153	0,250
Rb	2,160	1,044	3,085	0,390	2,964	3,022	2,590
Sr	756,664	605,931	661,122	648,756	564,698	610,885	778,970
Zr	0,014	0,076	0,036	0,017	0,009	0,024	0,365
Nb	0,001	0,015	0,017	0,002	0,006	0,008	0,005
Mo	0,058	0,070	0,068	0,094	0,159	0,145	0,427
Cs	0,016	0,042	0,061	0,001	0,016	0,031	0,159
Ba	183,009	160,459	171,192	258,206	188,876	225,269	178,055

Верхнемеловой водоносный горизонт широко распространен на исследуемой территории, отсутствуя на западе и северо-западе, где отложения верхнего мела представлены глинами.

Мощность водовмещающих отложений изменяется от первых метров вблизи обрамления до 240 м на Кеть-Чулымском междуречье Томской области.

Основные ресурсы пресных, слабо- и маломинерализованных подземных вод приурочены к морским, прибрежно-морским и континентальным отложениям ипатовской и сымской свит верхнего мела, покурской и леньковской свит нижнего-верхнего мела. В ипатовской и сымской свитах водовмещающие пески, как правило, образуют один регионально выдержанный верхнемеловой водоносный горизонт.

Подземные воды верхнемеловых отложений изучены недостаточно, но по имеющимся данным они относятся к пресным или солоноватым с минерализацией от 0,6 до 2,7 г/л (рис. 29).

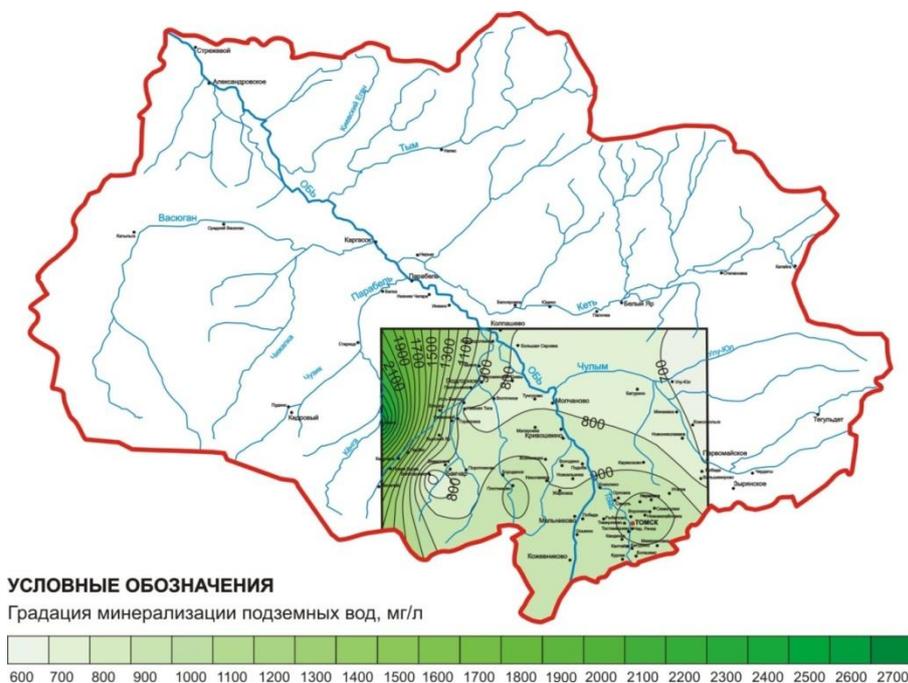


Рис. 29. Изменение общей минерализации в подземных водах верхнемеловых отложений.

В отличие от вышележащих подземных вод, воды меловых отложений отличаются повышенной щелочностью (рН 6,8–8,6), которая увеличивается от юг к центру исследуемой территории (рис. 30).

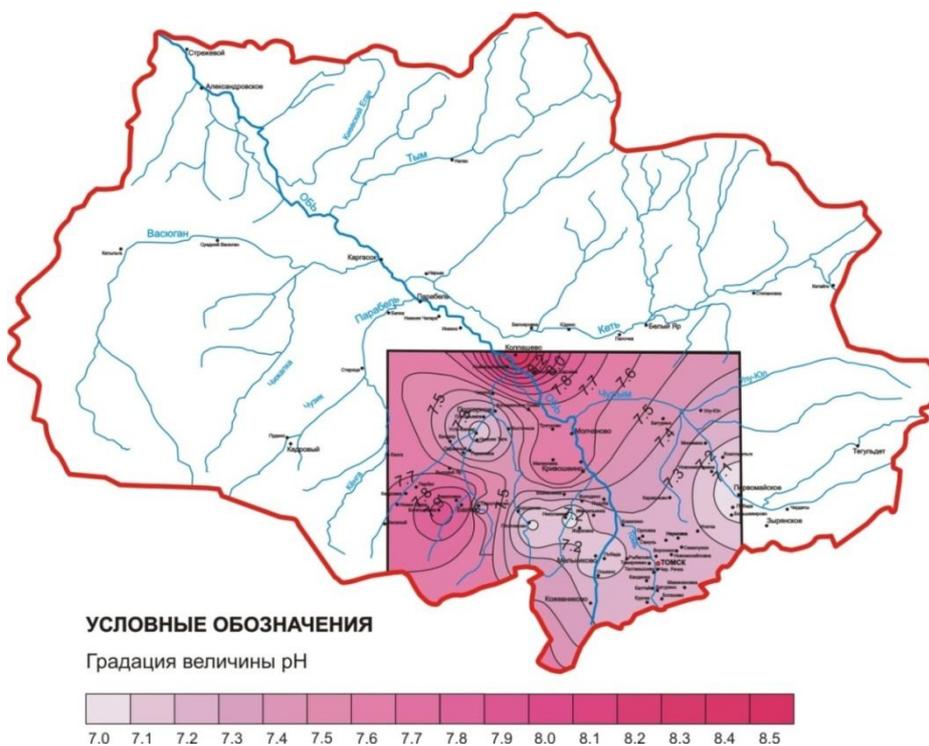


Рис. 30. Распределение величины рН в подземных водах верхнемеловых отложений.

Наблюдается смена химического состава вод от гидрокарбонатных кальциевых до гидрокарбонатных натриевых (содовых) и даже хлоридных натриевых (д. Кёнга на глубине 380 м). Ион хлора в повышенных содержаниях присутствует практически во всех пробах. Его содержание колеблется от 1,7 до 138 мг/л, в среднем составляет 47 мг/л. Иногда в незначительных концентрациях встречается сульфат-ион (до 11 мг/л). Содержание Fe в водах наоборот уменьшается до 2,4 мг/л в среднем, но в целом остается высоким. Уменьшаются содержания Si и $C_{орг}$.

В подземных водах верхнемеловых отложений повышенные содержания марганца характерны для правобережья р. Оби. По имеющимся данным, наиболее высокие концентрации отмечаются на Обь-Чулымском междуречье. Максимальное содержание – 0,8 мг/л (рис. 31).

Также отмечается повышенное содержание марганца вблизи обрамления складчатого фундамента Колывань-Томской складчатой зоны.

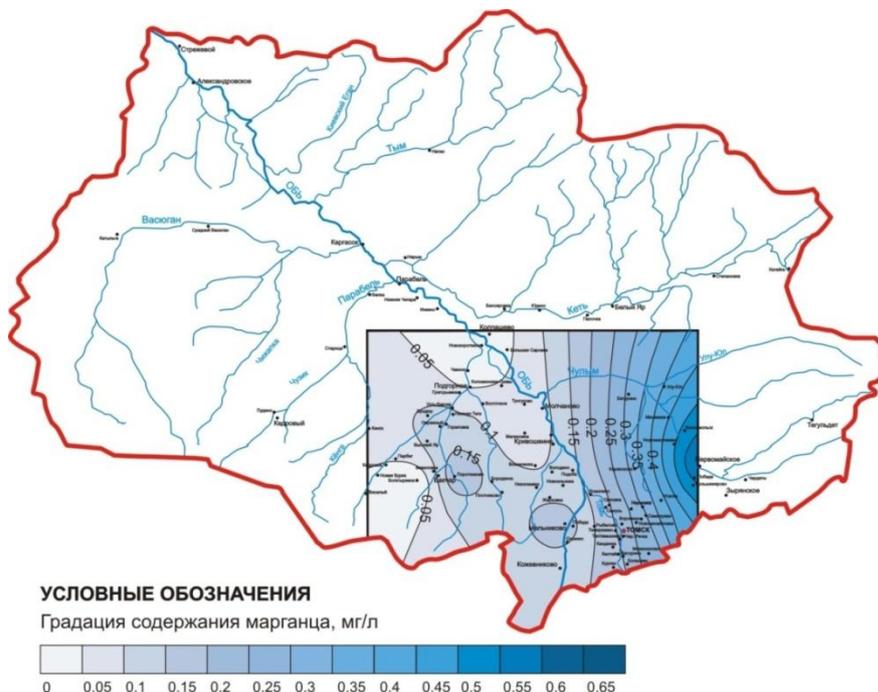


Рис. 31. Распределение марганца в подземных водах верхнемеловых отложений.

Комплекс микрокомпонентов подземных вод верхнемеловых отложений сокращается. Содержания стронция и бария достигают своих максимальных значений во всем исследуемом разрезе. Также увеличиваются концентрации никеля и титана. Содержания других микроэлементов уменьшаются до тысячных долей микрограмма.

Таким образом, в верхней гидродинамической зоне изучаемого бассейна широко развиты пресные околонеитральные (pH от 6,8 до 7,5) железосодержащие ($Fe_{\text{общ}}$ до 30 мг/л) воды с высоким содержанием растворенных органических веществ ($C_{\text{орг}}$ от 10 до 160 мг/л), которые приурочены к небольшим глубинам (преимущественно до 200 м) и развиты в условиях глеевой (Eh от -100 до $+50$ мВ) геохимической среды.

6.3. РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В зоне активного водообмена гумидного климата широко развиты железосодержащие пресные и реже солоноватые воды. Особенно показательна в этом плане Западная Сибирь, в недрах которой железосодержащие воды пользуются наиболее широким распространением, образуя целую провинцию. Начиная с глубин 10–30 м, а на территории болот даже 2–5 м, подземные воды повсеместно обогащены железом, содержания которого нередко достигают 30–40 мг/л (Бычков, 1990; Видяйкина, 2009; Ермашова, 1979; Иванова и др., 2010; Инишева, Инишев, 2000; Шварцев и др., 2007).

Первый от поверхности водоносный горизонт неоген-четвертичных отложений залегает на глубине от 15–20 м в долинах рек до 100 м на Обь-Томском междуречье. Практически все воды неоген-четвертичных отложений обогащены $Fe_{\text{общ}}$, содержания которого в некоторых точках достигают 30 мг/л (рис. 32).

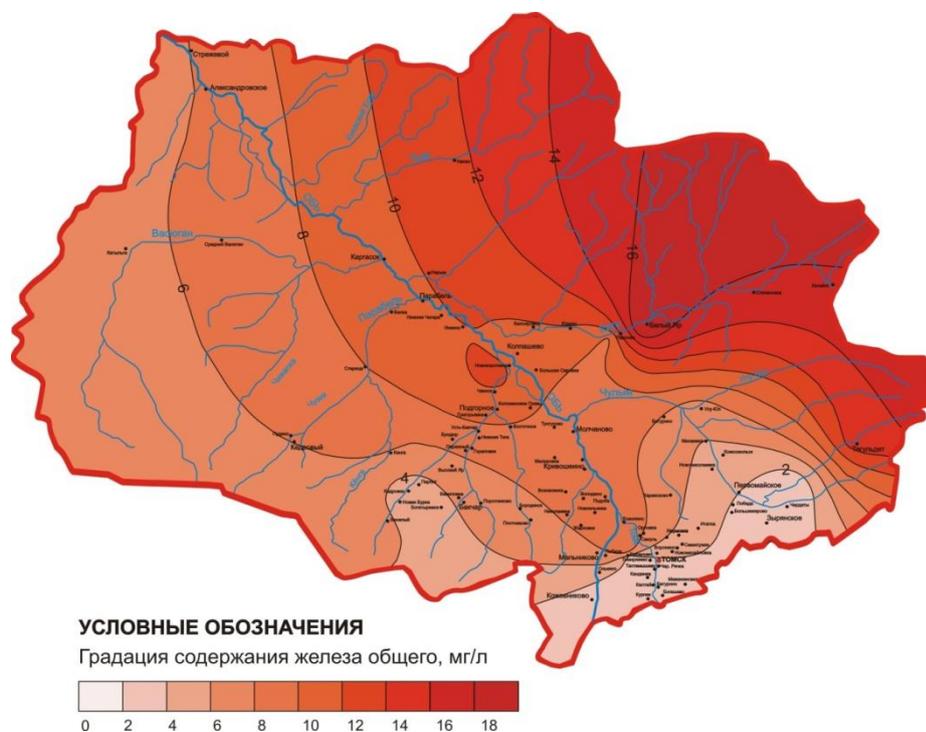


Рис. 32. Распределение железа общего в подземных водах неоген-четвертичных отложений.

Для неоген-четвертичного водоносного горизонта характерно четкое распределение железа, содержание которого уменьшается с северо-востока на юго-запад. Максимальное содержание железа (18,1 мг/л) характерно для Обь-Тымского междуречья, минимальное содержание железа (0,3 мг/л) характерно для Обь-Чулымского междуречья. Среднее содержание железа в водах неоген-четвертичных отложений составляет 7,4 мг/л.

Подземные воды палеогенового водоносного горизонта содержат более низкие концентрации Fe (в среднем 4,7 мг/л), тем не менее, содержание железа в водах остается высоким практически повсеместно. Содержания Fe также увеличиваются с юго-запада на северо-восток области (рис. 33), в среднем в 2–3 раза. Максимальное содержание (22,4 мг/л) железа характерно для Кеть-Чулымского междуречья. В южном направлении его накопление резко снижается, достигая минимума в краевой части бассейна.

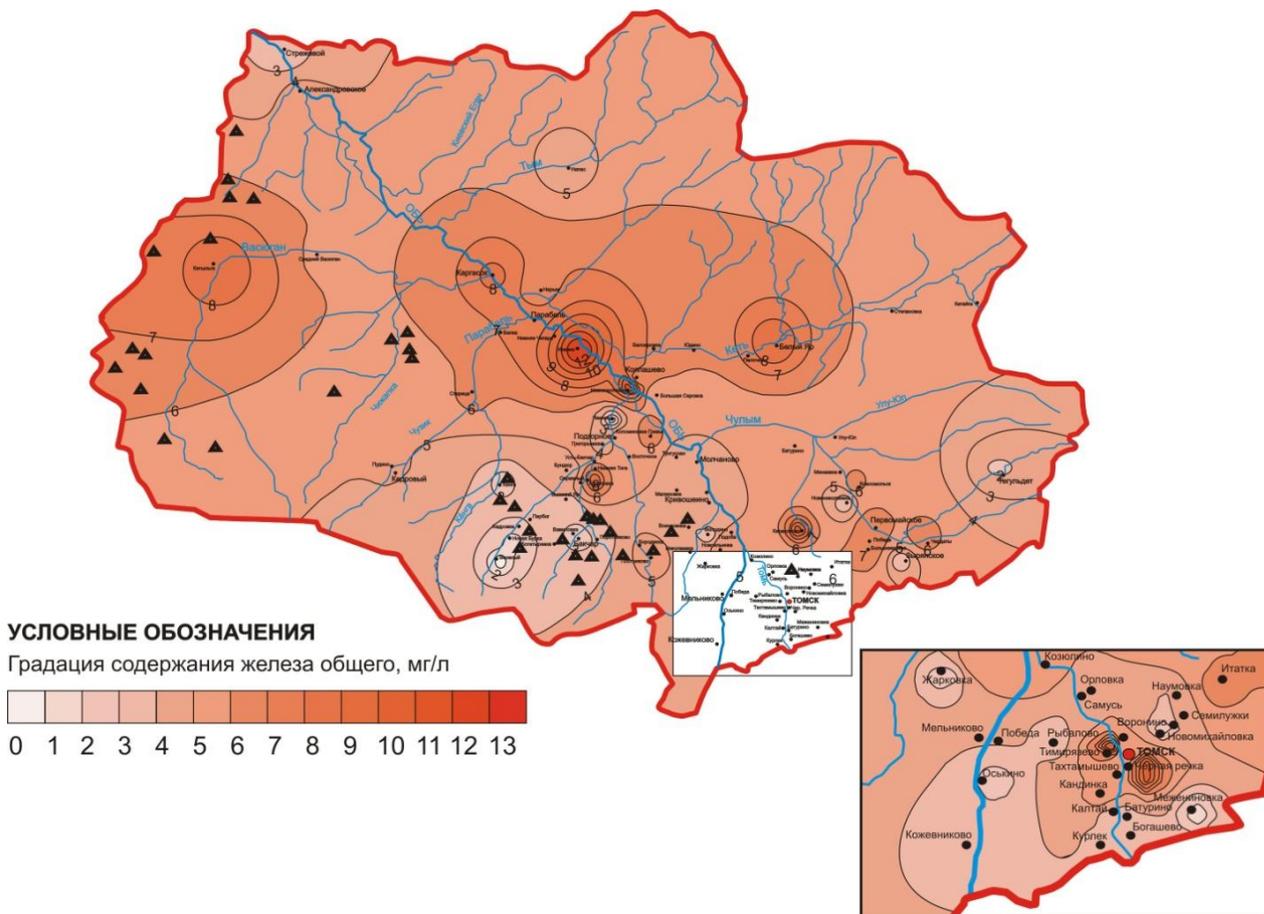


Рис. 33. Распределение железа общего в подземных водах палеогеновых отложений.

Подземные воды верхнемеловых отложений в западной части территории завершают разрез зоны активного водообмена. Из рис. 34 можно сделать вывод о том, что менее железосодержащие воды распространены в западных районах, где содержание железа изменяется от 0,3 до 0,8 мг/л. В восточных районах и Чаинском Приобье уровень его накопления в 8-10 раз выше.

Распределение железа в вертикальном разрезе зоны активного водообмена существенно различно в разных районах исследуемой территории (табл. 14). Максимальной невыдержанностью характеризуется Обь-Томское междуречье, где происходит концентрирование железа в основании разреза (Удодов, Ермашова, 1982).



Рис. 34. Распределение железа общего в подземных водах меловых отложений.

В Обь-Чулымском междуречье наиболее обогащены воды зоны аэрации. В пластовых водах содержание железа заметно увеличивается

от верхних горизонтов к подошве осадков палеогена (Удодов, Ермашова, 1982).

Таблица 14. Среднее содержание железа общего в подземных водах зоны активного водообмена (Удодов, Ермашова, 1982).

Горизонт \ Район	Обь-Томское междуречье	Обь-Чулымское междуречье	Александровское Приобье	Чаинское Приобье	Кеть-Чулымское междуречье
Неоген-четвертичный	2,6	1,1	9,0	3,1	12,0
Верхнеолигоценовый	1,6	1,5	15,6	3,3	3,0
Среднеолигоценовый	2,6	2,9	5,5	3,4	6,0
Нижнеолигоцен-верхнеэоценовый	1,7	3,3	3,8–2,6	1,6	4,6
Верхнемеловой	3,0	2,9	–	0,7	2,3

В Александровском Приобье в верхних горизонтах (отложений четвертично-верхнеолигоценового возраста) железо накапливается в максимальных для региона концентрациях. Вниз по разрезу его содержание резко уменьшается с дальнейшим постепенным снижением до 2,6 мг/л в водах осадков чеганской свиты.

Наиболее упорядоченная картина распределения железа в водах наблюдается в Чаинском Приобье. Здесь его содержание, начиная с зоны аэрации, постепенно увеличивается к подошве горизонта новомихайловской свиты и затем существенно уменьшается в нижележащих горизонтах. Такая же тенденция, но с другим уровнем накопления и максимумом в водах осадков верхнего горизонта, характерна для Кеть-Чулымского междуречья (Удодов, Ермашова, 1982).

6.4. ВЕРТИКАЛЬНАЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Н.К. Игнатович (1950), А.М. Овчинников (1955), С.Л. Шварцев (1996) неоднократно указывали, что интенсивность водообмена влияет на химический состав подземных вод. Гидродинамические условия вместе с другими физико-географическими и геологическими особенностями описываемого района определяют зональность подземных вод, выражающуюся в изменении их состава и минерализации как по разрезу, так и в плане.

В гидрохимическом разрезе юго-восточной части Среднеобского бассейна выделяются две вертикальные гидрохимические зоны: 1 – зона развития пресных вод, 2 – зона развития солоноватых вод.

Верхняя часть гидрохимического разреза представлена подземными водами приуроченными к трем первым от поверхности водоносным горизонтам ($Q_{\text{пб}}$ – $P_{3\text{lt}}$, $P_{3\text{nm}}$, $P_{2-3\text{jur}}$) залегающими в песчано-гравийных, с прослоями глин, суглинков и лигнитов, отложениях. Эти воды являются пресными (минерализация от 0,4 до 0,7 г/л, в среднем 0,6 г/л), нейтральными и слабощелочными (рН 6,8–7,8), жесткими (5,0–9,4 мг-экв/л), гидрокарбонатными кальциевыми и кальциево-магниевыми. Эти воды обогащены Fe до 25 мг/л, в среднем его содержание составляет 5 мг/л. Кроме железа, повышенные концентрации в этих водах наблюдаются и для марганца (до 2 мг/л) и кремния (до 16 мг/л).

Нижняя часть гидрохимического разреза представлена подземными водами верхнемеловых отложений, которые включают в себя два водоносных горизонта приурочены к песчано-глинистым образованиям ганьковской ($K_{2\text{gn}}$) и ипатовской ($K_{1-2\text{ip}}$) свит. Воды ганьковской свиты пресные, но уже с более повышенной минерализацией (0,6–1,2 г/л). Эти воды находятся в зоне замедленного водообмена. Наблюдается смена состава вод от гидрокарбонатных кальциевых до гидрокарбонатных натриевых (содовых). Отличаются повышенной щелочностью (рН 6,8–8,6). Содержание

Fe в водах значительно ниже, чем в водах описанных выше отложений и в среднем составляет 2,4 мг/л. Также уменьшается содержание марганца и кремния. Воды ипатовской свиты – минерализованные воды с общей минерализацией от 2,4 до 2,7 г/л. По химическому составу – хлоридные натриевые, щелочные (рН 7,8–8,1), с низким значением жесткости (4мг-экв/л). Содержание Fe резко уменьшается до 0,3 мг/л. Также уменьшается содержание кремния в 2 раза.

Таким образом, в четвертичных, неогеновых и палеогеновых отложениях развиты пресные, а в меловых – пресные и солоноватые воды. Все природные воды региона содержат повышенные и высокие концентрации ионов Fe до 25 мг/л, по некоторым данным до 40 мг/л (Видяйкина, 2009; Ермашова, 1998).

Железосодержащие воды занимают верхнюю часть геологического разреза (рис. 35), которая характеризуется максимальным содержанием железа. Несмотря на рост с глубиной минерализации подземных вод и изменения их состава с гидрокарбонатного кальциевого на магниевонатриевый, с глубиной содержание железа уменьшается

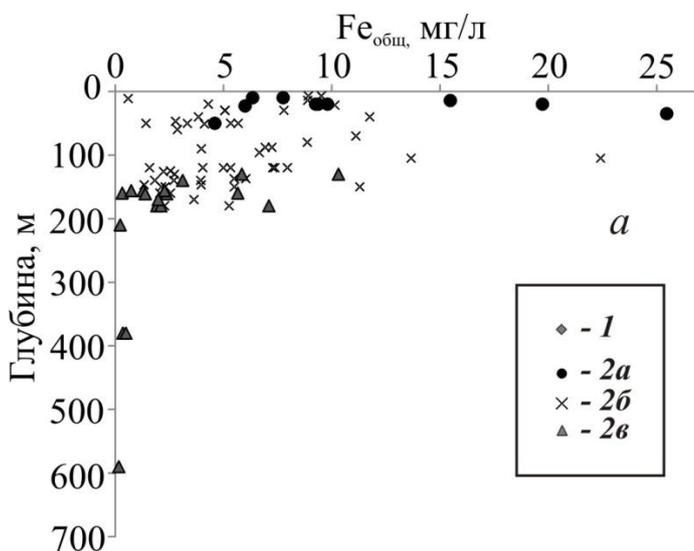


Рис. 35. Изменение содержания железа общего в подземных водах с глубиной. Усл. см. на рис. 21.

На рис. 36а видно, что наибольшее содержание железа в подземных водах приурочено к восстановительной среде. В окислительной среде вода

насыщается Fe^{3+} , которое практически сразу осаждается в виде $\text{Fe}(\text{OH})_3$, вследствие исключительно низкой растворимости этого соединения. Воды глеевой обстановки, без следов сероводорода и с повышенным содержанием свободной углекислоты, характеризуются высоким содержанием закисного железа, достигающего десятки миллиграммов в литре (Труфанов, 1987). Примерно в интервале -150 – $(+50)$ мВ формируются наибольшие концентрации железа. В более восстановительной сероводородной среде (<-200 мВ) концентрации уменьшаются, здесь железо выпадает из раствора в виде труднорастворимых сульфидов. Таким образом, переходная глеевая среда оказывается наиболее благоприятной для накопления Fe^{2+} в растворе, в данном случае она формируется на глубинах до 200 м, т.е. в водах неоген-четвертичных и палеогеновых отложений, частично в верхней части меловых отложений (Моисеенко и др., 2012). При этом в щелочных растворах содержание железа ниже, чем в нейтральных и слабокислых (рис. 36б).

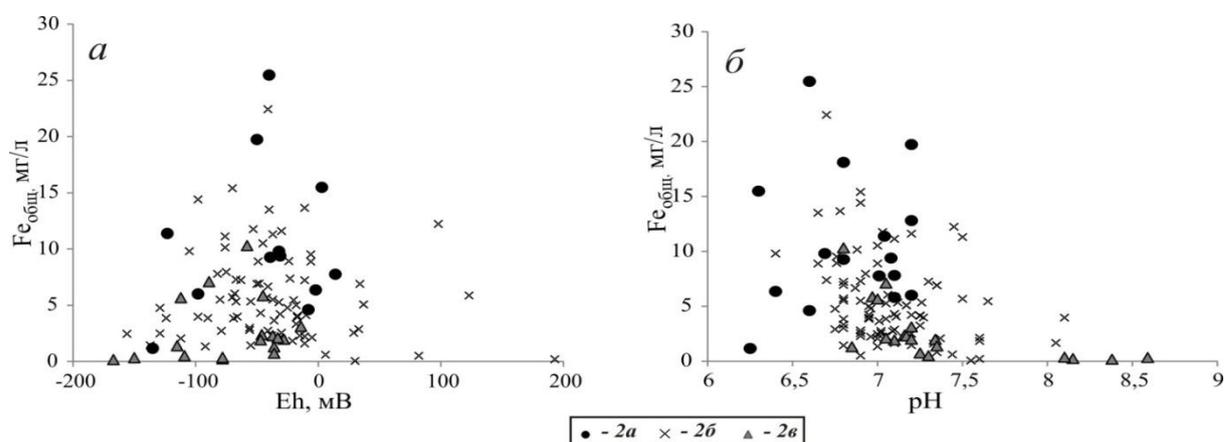


Рис. 36. Зависимости содержаний железа в подземных водах от Eh (а) и pH (б): 2 – подземные воды: а – воды неоген-четвертичных отложений; б – палеогеновых отложений; в – меловых отложений.

На изучаемой территории также присутствуют аazonальные болотные воды, которые в свою очередь имеют резкое различие между водами верховых и низинных болот. Воды низинных болот преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, слабокислые, реже околонеутральные (pH 5,1–7,2), пресные с минерализацией до 0,4 г/л. Для них характерно высокое содержание железа до 13 мг/л, марганца – до 4,5 мг/л и органических

веществ – до 120 мг/л (до 30 % солености) (Шварцев и др., 2012; Ермашова, 1998). Воды верховых болот являются наиболее кислыми (рН 3,6–5,4), ультрапресными (соленость до 0,1 г/л), с наибольшим содержанием органических веществ до 80 мг/л (до 80 % солености) (Шварцев, 2007). По химическому составу изменяются от гидрокарбонатно-хлоридных либо хлоридно-гидрокарбонатных натриевых с минерализацией до 30 мг/л до гидрокарбонатных кальциевых с минерализацией до 100 мг/л (Ермашова, 1979). Суммарное содержание железа достигает 4 мг/л.

Таким образом, практически все подземные воды региона содержат повышенные и высокие концентрации Fe до 25 мг/л, а по некоторым данным до 30-40 мг/л. При этом выявлена тенденция в вертикальном распределении железа: максимальное количество железа характерно для вод неоген-четвертичных и палеогеновых отложений. При этом, как видно из рис. 35, наибольшая концентрация приурочена к глубинам до 150 м. Минимальное количество железа характерно для вод меловых отложений, содержание которого резко уменьшается с глубиной.

ГЛАВА 7. ФОРМИРОВАНИЕ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД РАЙОНА

7.1. ФОРМЫ МИГРАЦИИ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Изучением вопросов о формах миграции химических элементов в природных водах занимались в разные годы следующие зарубежные и отечественные исследователи: Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л., Фрид Дж.Дж., Дэвис С.В., Хэлгесон Х.С., Крайнов С.Р., Швец В.М., Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л., Соломин Г.А., Шварцев С.Л., Тютюнова Ф.И., Линник П.Н., Набиванец Б.И. и многие другие. Достижения этих исследователей позволяют нам подойти к решению таких задач как моделирование процессов формирования состава подземных вод.

Химические элементы в природных водных растворах могут мигрировать в коллоидной, взвешенной и ионной формах. Некоторые элементы склонны образовывать только сравнительно простые соединения (ионы) и мигрируют в растворенном состоянии, другие образуют сложные ассоциаты (комплексы), в том числе с органическими лигандами, и мигрируют в коллоидной форме.

Т.И. Моисеенко с соавторами (Моисеенко и др., 2012) на основе экспериментов и расчетов приводят наиболее характерные ряды активности металлов в процессах комплексообразования с гумусовым веществом природных вод, которые учитывают природные свойства гумусовых веществ и химического состава природных зон.

Природные воды зоны смешанных лесов характеризуются более высокими содержаниями минеральных солей, достаточно широким диапазоном щелочности и рН, наличием в водах большой группы металлов. Общая закономерность в распределении активности ионов металлов к связыванию с органическими лигандами гумусовых веществ следующая:



В этой зоне, как и в зоне тайги, железо выступает главным элементом в конкуренции за связывание в органические комплексы. Марганец

располагается в конце ряда, то есть находится в ионной форме (Моисеенко и др., 2012).

Методика физико-химических исследований комплексообразования подробно изложена в работах Крайнова С.Р. (2004), Линник П.Н. (1986), Гаррелса Р.М. (1968). Расчет концентраций различных форм миграции железа и марганца производился с помощью программного модуля для ПК HydroGeo (Букаты, 2002), который основан на методе констант равновесий.

Комплексные соединения образуются при взаимодействии иона-комплексообразователя (Me) с лигандами (A) органического или неорганического происхождения по реакции



Характеристикой комплексного соединения служит константа устойчивости K_y :

$$y = \frac{[Me^{n+}][A^{k-}]^m}{[MeA_m^{mk+n}]} \quad (2),$$

где $[Me^{n+}]$ – молярная концентрация элемента с зарядом $n+$ в незакомплексованной форме; $[A^{k-}]$ – молярная концентрация адденда A с зарядом $k-$; $[MeA_m^{mk+n}]$ – молярная концентрация комплексного соединения, имеющего суммарный заряд $mk+n$.

В равновесных стандартных условиях (при 25° С и 0,1 МПа) константа устойчивости (табл. 15) комплексного соединения K_y связана со свободной энергией Гиббиса выражением $\Delta G = -1,364 \cdot \lg K_y$, где $\Delta G^0 = \sum G_{\text{прод}}^0 - \sum \Delta G_{\text{исх}}^0$.

На миграцию железа в зоне гипергенеза большое влияние оказывают физико-химические свойства подземных вод. Важными показателями свойств среды являются: окислительно-восстановительный потенциал (Eh), концентрация ионов водорода (pH), органическое вещество.

Восстановительные свойства гумусовых соединений по отношению к железу выявлены как экспериментально (Моисеенко и др., 2012; Дину, 2010), так и в натуральных условиях (Gjessing, 1964). При этом фульвокислоты обладают более сильными восстановительными свойствами, чем гуминовые

кислоты (Линник, Набиванец, 1986). Для железа по сравнению с другими металлами характерна самая высокая степень сродства к комплексообразованию с органическим веществом, что способствует удержанию железа в воде (Моисеенко и др., 2012) (рис. 21).

Таблица 15. Константы устойчивости комплексных соединений, образуемых Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} (Крайнов и др., 2004)

Реакция	$\lg K'$	Реакция	K'
$\text{Fe}^{2+} + \text{OH}^- = \text{FeOH}^+$	4,5	$\text{Mn}^{2+} + \text{OH}^- = \text{Mn(OH)}^+$	$2,5 \cdot 10^3$
$\text{Fe}^{2+} + 2\text{OH}^- = \text{Fe(OH)}_2^0$	7,4	$\text{Mn}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} = \text{MnSO}_2^0$	180
$\text{Fe}^{2+} + \text{ФК}^{2-} = \text{FeФК}^0$	4,7	$\text{Mn}^{2+} + \text{HCO}_3^- = \text{MnHCO}_3^+$	60
$\text{Fe}^{2+} + 2\text{ФК}^{2-} = \text{Fe(ФК)}_2^{2-0}$	8,0	$\text{Mn}^{2+} + \text{CO}_3^{2-} = \text{MnCO}_3^0$	$1,2 \cdot 10^4$
$\text{Fe}^{3+} + \text{OH}^- = \text{FeOH}^{2+}$	11,8	$\text{Mn}^{2+} + \text{F}^- = \text{MnF}^+$	20
$\text{Fe}^{3+} + 2\text{OH}^- = \text{Fe(OH)}_2^+$	22,3	$\text{Mn}^{2+} + \text{Cl}^- = \text{MnCl}^+$	4,0
$\text{Fe}^{3+} + 3\text{OH}^- = \text{Fe(OH)}_3^0$	30,0	$\text{Mn}^{2+} + \text{NO}_3^- = \text{MnNO}_3^+$	2,5
$\text{Fe}^{3+} + \text{ФК}^{2-} = \text{FeФК}^+$	7,1	$\text{Mn}^{2+} + \text{ФК}^{2-} = \text{MnФК}^0$	$2 \cdot 10^4$
$\text{Fe}^{3+} + 2\text{ФК}^{2-} = \text{Fe(ФК)}_2^-$	12,5		
$\text{Fe}^{3+} + \text{ФК}^{2-} + \text{OH}^- = \text{FeФК(OH)}^0$	20,1		
$\text{Fe}^{3+} + \text{ФК}^{2-} + 2\text{OH}^- = \text{FeФК(OH)}_2^-$	30,5		

Последние годы активно изучаются коллоидные формы железа. Одной из последних работ по изучению железа в богатых органическим веществом природных водах, является работа Васюковой Е.В. (Vasyukova et al., 2010). В данной работе при помощи фильтрации и ультрафильтрации установлено, что железо с органическим веществом образует достаточно крупные коллоиды, которые очень часто имеют размеры от 0,22 мкм до 5 мкм (Vasyukova et al., 2010).

Автором также была проведена фильтрация проб подземных вод. Для того чтобы отделить взвешенные частицы, размер которых превышает 10^{-6} м, а также часть коллоидов с размером частиц 10^{-6} м, при фильтрации использовались мембранные фильтры Millipore Millex-HP с размером пор 0,45 мкм. Результаты химического анализа проб подземных до и после фильтрации приведены в табл. 16.

Таблица 16. Содержание железа общего в подземных водах Среднеобского бассейна до и после фильтрации

Метод	Fe _{общ} , мг/л		% миграции железа в виде взвешенных и коллоидных частиц с размером 10 ⁻⁶ м и более
	до фильтрации	после фильтрации	
	Фотоколориметрия	ICP-MS	
Погр. мет.	0,05 мг/л	0,0005 мкг/л	
Воды неоген-четвертичных отложений			
99	12,26	11,92	2,87
100	15,48	14,45	7,14
101	6,35	6,30	0,87
104	4,60	4,44	3,65
Воды палеогеновых отложений			
90	1,34	1,21	10,47
92	9,80	8,95	9,56
94	5,49	5,06	8,61
95	14,40	14,03	2,62
96	6,93	5,87	18,14
97	7,28	6,38	14,04
98	22,42	20,74	8,10
102	8,92	8,40	6,19
103	7,37	7,07	4,30
105	2,55	2,29	11,40
106	2,79	2,70	3,49
107	3,33	2,92	14,08
109	7,22	6,14	17,59
110	11,89	10,82	9,87
111	3,85	3,60	6,89
112	7,79	7,59	2,70
113	2,28	2,01	13,38
114	0,51	0,43	18,33
115	2,23	2,06	8,15
116	11,12	7,14	55,70
Воды верхнемеловых отложений			
91	0,50	0,42	18,76
93	12,31	12,15	1,36

Однако, по результатам, полученным до и после фильтрации, можно сделать вывод о том, что в подземных водах с низкой концентрацией гумусовых веществ степень связывания железа в органоминеральные комплексы может быть низкой. Об этом же пишет в своей статье Т.И. Моисеенко (2012).

В болотных водах комплексообразование железа с гуминовыми кислотами и образование хелатных соединений протекает, по всей вероятности, за счет обменной реакции между ионами водорода карбоксильных и фенолгидроксильных групп гумусовых кислот и катионами железа, представленными в этих условиях в основном в виде гидроксокомплексов $[\text{FeOH}]^{2+}$ и $[\text{Fe}(\text{OH})_2]^+$ (Christman, Minear, 1971; Landford et al., 1981; Moore et al., 1979). Такие хелатные комплексы железа являются наиболее прочными (Линник, Набиванец, 1986).

Результаты расчетов форм миграции железа и марганца в подземных водах представлены в табл. 17.

Как видно из приведенных расчетных данных в болотных водах преобладают комплексные соединения Fe^{2+} , доля которых в отдельных случаях достигает 50%. С ростом pH значительно увеличивается доля карбонатных форм $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2^0$ и FeHCO_3^+ , суммарная доля которых достигает 26%. Доля других форм миграции (FeCO_3^0 , FeSO_4^0 , FeHSO_4^+ , $\text{Fe}(\text{ФК})_2^{2-}$, FeCl^+ , FeOH^+) при наибольшей величине pH не превышает 2%.

Среди форм Fe^{3+} преобладают гидроксокомплексы $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$ (39–96%) и, при более низких значениях pH, FeOH^{2+} , доля которого достигает 23%. В слабощелочных водах резко возрастает (до 50%) доля $\text{Fe}(\text{OH})_3^0$. Второе место по значимости занимают органоминеральные комплексы FeГК^+ , FeФК^+ и $\text{Fe}(\text{ФК})_2^-$, составляющие в сумме 30–40%.

В отличие от болотных, в подземных водах Fe^{2+} мигрирует в основном (75–99%) в простой ионной форме (рис. 37) и в форме гидроксокомплексов FeHCO_3^+ , $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2^0$ и FeCO_3^0 . Содержание последней формы увеличивается с ростом pH и достигает 21,5%. В водах мелового водоносного комплекса в незначительных количествах появляется FeCl^+ . Связано это, как говорилось выше, с повышенным содержанием в воде этих ионов Cl. Сумма других форм миграции (FeSO_4^0 , FeФК^0 и FeOH^+) редко превышает 1%.

Таблица 17. Преобладающие формы миграции железа и марганца в болотных и подземных водах Среднеобского бассейна по результатам физико-химического моделирования, % от первоначальной концентрации иона

Основной ион	Формы миграции	Болотные воды (11)	Подземные воды неоген-четвертичного водоносного горизонта (15)	Подземные воды палеогенового водоносного горизонта (48)	Подземные воды верхнемелового водоносного горизонта (18)
1	2	3	4	5	6
Fe ²⁺	Fe ²⁺	<u>50,1–97,1</u> 76,7	<u>91,1–97,1</u> 94,5	<u>77,9–99,2</u> 89,7	<u>75,5–98,9</u> 81,5
	Fe(HCO ₃) ₂	<u>0,1–16,6</u> 2,2	<u>0,3–1,9</u> 1,0	<u>0–3,9</u> 2,6	<u>0–7,5</u> 3,3
	FeHCO ₃ ⁺	<u>0,1–9,5</u> 2,2	<u>1,6–4,0</u> 2,8	<u>0,3–5,6</u> 4,5	<u>0–7,3</u> 4,5
	FeCO ₃	<u>0,1–0,9</u> 0,1	<u>0,1–1,9</u> 0,8	<u>0,2–3,5</u> 1,4	<u>0–21,5</u> 5,3
	FeSO ₄	<u>0,1–0,8</u> 0,4	<u>0–0,4</u> 0,1	<u>0,1–2,6</u> 0,2	
	FeФК	<u>2,0–47,4</u> 17,5	<u>0,1–0,3</u> 0,15	<u>0–0,6</u> 0,2	<u>0,1–0,7</u> 0,3
	FeOH ⁺			<u>0–0,2</u> 0,1	<u>0–1,0</u> 0,3
	FeCl ⁺				<u>0–0,9</u> 0,15
Fe ³⁺	Fe ³⁺	<u>0,1–0,8</u> 0,15			
	FeГК ⁺	<u>0,1–15,8</u> 2,7			
	FeФК ⁺	<u>0,1–26,4</u> 4,0			
	FeOH ²⁺	<u>0,1–23,0</u> 6,2	<u>0,4–8,0</u> 1,9	<u>0,1–5,8</u> 1,1	<u>0–2,1</u> 0,6
	Fe(OH) ₂ ⁺	<u>39,4–95,9</u> 79,5	<u>24,9–72,4</u> 44,2	<u>11,2–59,7</u> 38,1	<u>1,0–51,8</u> 27,7
	Fe(OH) ₃	<u>0,1–52,7</u> 7,5	<u>18,5–65,9</u> 45,3	<u>19,0–73,0</u> 47,6	<u>39,9–73,2</u> 57,4
	(Fe(OH) ₄) ⁻		<u>0,1–2,4</u> 1,1	<u>0,1–4,3</u> 1,3	<u>0,6–46,9</u> 9,0
Mn ²⁺	Mn ²⁺	<u>58,2 – 97,0</u>	<u>64,4 – 83,7</u> 74,8	<u>51,2 – 100,0</u> 63,8	<u>18,5 – 98,7</u> 57,5
	(MnHCO ₃) ⁺	<u>0,1 – 0,5</u> 0,2	<u>11,8 – 19,7</u> 15,6	<u>1,7 – 24,7</u> 21,1	<u>0,34–29,1</u> 18,6
	MnCO ₃	-	<u>2,0 – 11,4</u> 6,5	<u>1,5 – 19,1</u> 10,0	<u>0,3 – 70,9</u> 17,0
	Mn(HCO ₃) ₂	-	<u>1,2 – 4,4</u> 2,6	<u>0,1 – 8,1</u> 6,0	<u>0,0 – 14,3</u> 6,3
	MnSO ₄	<u>0,1 – 0,4</u> 0,2	<u>0,1 – 0,7</u> 0,3	<u>0,1 – 1,4</u> 0,2	<u>0,0 – 0,3</u> 0,1

Продолжение табл. 17

1	2	3	4	5	6
	MnГК	$\frac{2,3 - 40,9}{17,4}$	$\frac{0,05 - 0,26}{0,15}$	$\frac{0,05 - 0,34}{0,15}$	$\frac{0,02 - 0,36}{0,09}$
	MnФК	$\frac{0,1 - 0,3}{0,14}$	$\frac{0,16 - 0,71}{0,04}$	$\frac{0,00 - 0,14}{0,05}$	$\frac{0,03 - 0,27}{0,07}$
	MnCl ₂				$\frac{0,00 - 1,67}{0,25}$
	$\Sigma \text{MnOH}^+, (\text{MnNO}_3)^+$		0,07	0,013	0,02

Примечание: в скобках приведено количество исследованных проб; в числителе – минимальный и максимальный % преобладания формы, в знаменателе – средний процент преобладания данной формы.

Fe^{3+} в подземных водах мигрирует в основном в виде различных гидроксокомплексов $\text{Fe}(\text{OH})_3^0$, $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$, $\text{Fe}(\text{OH})_4^-$.

Наиболее благоприятной для накопления и миграции железа является глеевая гидрогеохимическая обстановка водоносного горизонта новомихайловской свиты, где наблюдаются низкие значения Eh, слабощелочная или нейтральная обстановка, большое количество растворенного органического вещества.

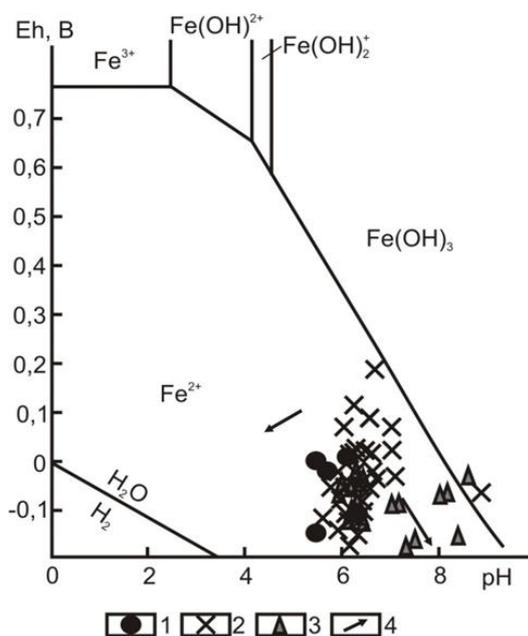


Рис. 37. Положение железосодержащих бескислородных–бессульфидных подземных вод на рН–Eh диаграмме Fe^{2+} – H_2O :

1 – неоген-четвертичных отложений, 2 – палеогеновых отложений, 3 – верхнемеловых отложений. Стрелкой (4) обозначено направление увеличения концентрации железа в подземных водах (Гаррелс, Крайст, 1968; Линник, Набиванец, 1986; Крайнов и др. 2004).

Исходя из экспериментальных и расчетных данным в подземных водах Fe^{2+} мигрирует в основном в простой ионной форме (до 99 %), при повышенных содержаниях органических веществ возрастает доля комплексных соединений с фульвокислотами (до 30 %), а с ростом рН увеличиваются содержания гидрокарбонатных и карбонатных комплексов,

доля последних растет с глубиной, достигая в водах верхнемеловых отложений максимальных значений (до 22 %). Fe^{3+} мигрирует в основном в виде различных гидроксокомплексов, однако, в водах богатых органическим веществом возрастает доля органических комплексов с фульво- и гуминовыми кислотами (до 40 %).

Марганец имеет самую низкую способность к комплексообразованию среди тяжелых металлов (Перельман, 1975; Линник, Набиванец, 1986; Крайнов и др., 2004; Моисеенко и др., 2012).

Геохимия марганца в подземных водах определяется его химическими свойствами. Марганец, принадлежит к числу элементов, окисленные формы которых гораздо менее растворимы, чем восстановленные формы. Карбонаты марганца имеют малую растворимость.

Поведение и формы нахождения марганца определяется в основном соотношением pH и Eh (Гаррелс, Крайст, 1968; Линник, Набиванец, 1986). Mn^{2+} является более активным водным мигрантом, чем Fe^{2+} , и способен к миграции как в нейтральных, так и в слабощелочных средах, где Fe малоподвижно (рис. 38а, б).

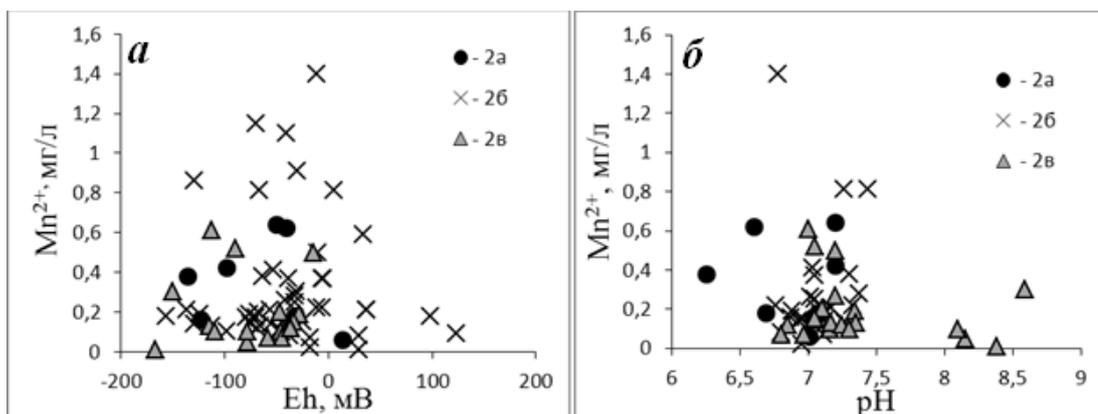


Рис. 38. Зависимости содержаний марганца(II) в подземных водах от Eh (а) и pH (б): 2 – подземные воды: а – воды неоген-четвертичных отложений; б – палеогеновых отложений; в – меловых отложений.

Авторами (Benes, 1967) было установлено, что в интервале в водах при значениях pH=3–8 марганец практически полностью представлен катионными формами (преимущественно в виде гидратированных ионов Mn^{2+}), а гидролиз ионов Mn^{2+} происходит при pH >9,0.

В реальных условиях формирования околонейтральных подземных вод, когда концентрация $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ значительно больше концентрации OH^- , именно соединение MnCO_3 ограничивает распределение марганца, если он мигрирует в виде Mn^{2+} (рис. 39). Увеличение активности ионов HCO_3^- приводит к уменьшению растворенных форм марганца. Устойчивость более высоковалентных оксидов повышается с увеличением окислительно-восстановительного потенциала (Линник, Набиванец, 1986).

В природных водах марганец чаще находится в степени окисления +2 (растворенная часть) и +4 (взвеси) (Линник, Набиванец, 1986; Нем, 1963; Morgan, 1967). Mn^{3+} в растворенном состоянии устойчив только в сильноокислой среде в присутствии значительных количеств комплексообразователей, которых в природных водах недостаточно для его стабилизации. Соединения Mn^{4+} устойчивы только в сильнощелочной среде (Набиванец, Линник, 1977).

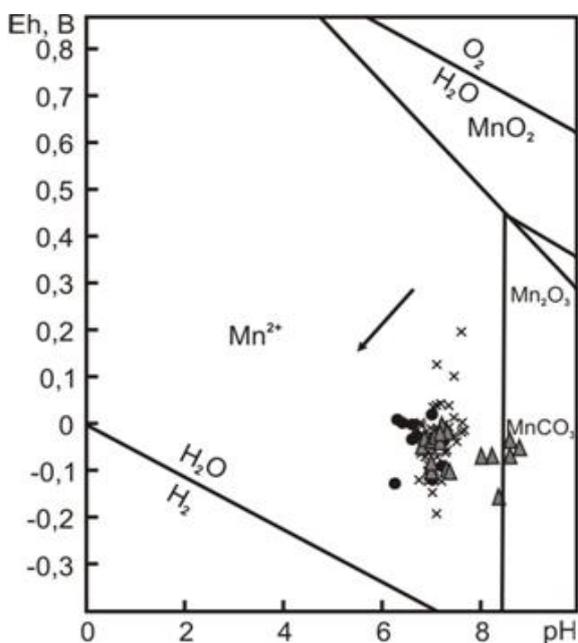


Рис. 39. Положение марганец-содержащих ($> 0,1$ мг/л) бескислородных-бессульфидных подземных вод на pH-Eh диаграмме $\text{Mn}^{2+}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_3^{2-}$ (pH-Eh границы проведены для $\Sigma\text{Mn}=10^{-6}$ моль/л при суммарной концентрации карбонатов 100 мг/л). Стрелкой обозначено направление увеличения концентрации марганца. Условные обозначения см. на рис. 38 (Гаррелс, Крайст, 1968; Линник, Набиванец, 1986; Крайнов и др. 2004).

В присутствии органических лигандов количество незакомплексованного марганца остается довольно ощутимым, однако некоторая его часть связывается с ними, образуя комплексы. В валовом содержании растворенного марганца органические его комплексы не превышают 24–27 % (Линник, Набиванец, 1986). Однако даже маленький

процент комплексообразования марганца с растворенным органическим веществом препятствует гидролизу и осаждению его соединений из природных вод (Zajicek, 1976). Связывание Mn^{2+} в комплексы с фульвокислотой возрастает при увеличении значений pH.

Проведенные расчеты форм миграции марганца для болотных вод подтвердили преобладание простой катионной формы Mn^{2+} (58–97 %), которая является основной миграционной формой. Однако при высоких содержаниях органического вещества в болотных водах повышается доля комплексных соединений марганца с органическими веществами гумусового ряда MnГК (2–40 %) (Моисеенко и др., 2012).

Для подземных вод основной миграционной формой также является Mn^{2+} (18,5–100,0 %). В целом миграция Mn^{2+} увеличивается в восстановительной кислой среде (рис. 39), с ростом pH миграция ограничивается реакциями гидролиза, наблюдается повышение $(MnHCO_3)^+$ и $MnCO_3$ от десятых долей до 29,1 % и 70,9 % соответственно. В резкоокислительной щелочной обстановке Mn^{2+} окисляется до трех- и четырехвалентного иона и становится малоподвижным. Поэтому водная миграция марганца ограничивается кислородными и щелочными геохимическими барьерами.

7.2. РАВНОВЕСИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД С МИНЕРАЛАМИ

Расчеты термодинамических равновесий и физико-химическое моделирование взаимодействия «вода–порода» основаны на методе физико-химических равновесий, разработанном в 1960-х годах Р.М. Гаррелсом и Ч.Л. Крайстом (Гаррелс, Крайст, 1968). Данный метод основан на принципе констант равновесий и коэффициентов активности ионов (табл. 16). Гидрогеохимические расчеты равновесий природных вод с минералами и моделирование осуществлялись с помощью программного пакета Hydro Geo (Букаты, 2002). Для визуализации результатов расчета использованы диаграммы полей устойчивости алюмосиликатных и карбонатных минералов (Шварцев и др., 2007).

Термодинамические расчеты состояния равновесия болотных и подземных вод с кальцитом представлены на рис. 40а. Как видно из рисунка, что по мере увеличения минерализации и, соответственно, значений рН водного раствора степень его насыщения растет.

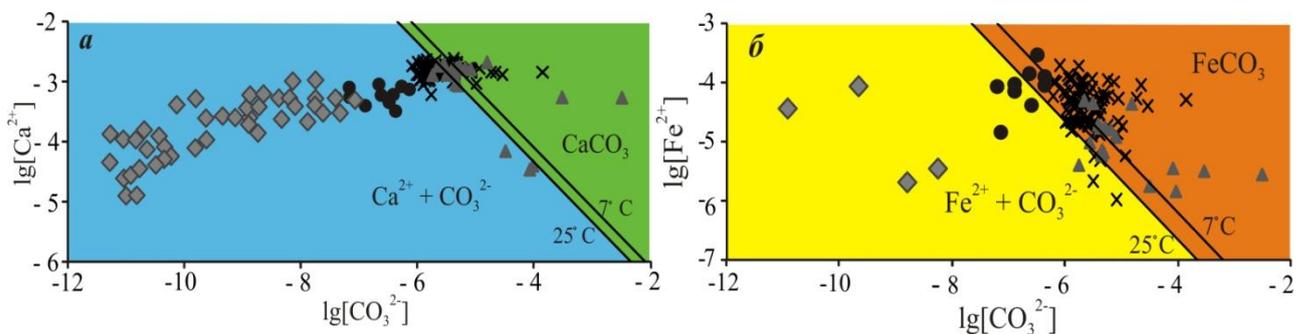


Рис. 40. Равновесие болотных и подземных вод с кальцитом (а) и сидеритом (б) при пластовой и стандартной температурах. Условные знаки смотри на рис. 36.

Болотные воды, которые характеризуются высокой кислотностью и низкой соленостью, являются ненасыщенными к кальциту (рис. 40). Близки к равновесию с кальцитом только воды только тех болот, которые отличаются относительно высокой минерализацией (низинные) и повышенными значениями рН, вследствие низкого содержания в них органических веществ.

Подземные воды неоген-четвертичных отложений, которые характеризуются слабокислой или околонеutralной средой и

минерализацией до 560 мг/л, являются ненасыщенными относительно кальцита. Близки к равновесию и равновесны с кальцитом подземные воды палеогеновых и меловых осадков, в которых происходит увеличение общей минерализации до солоноватых вод, а также рост значений рН до слабощелочных.

По результатам термодинамических расчетов состояния равновесия болотных и подземных вод с сидеритом, представленных на рис. 40б, можно сделать вывод о том, болотные воды относительно сидерита неравновесны. Это объясняется тем, что воды верховых болот являются кислыми и в них отсутствует CO_3^{2-} . По мере увеличения значений рН до слабокислых и околонейтальных (низинные болота) болотные воды будут близки к равновесию или равновесны с сидеритом. Также болотные воды характеризуются высоким содержанием органических веществ, с которыми железо связывается в комплексы и задерживается в растворе. Большая часть подземных вод насыщена относительно сидерита, причем это равновесие в глеевой обстановке достигается уже при содержании первых миллиграммов Fe^{2+} (Шварцев и др, 2007). Д.С. Покровский в своих работах (2005, 2002) при изучении вторичного минералообразования в водозаборных скважинах также пишет о присутствии сидерита, что еще раз указывает на то, что подземные воды высаживают данный минерал, так как являются насыщенными относительно него.

Степень насыщения относительно карбонатов зависит от конкретных геоморфологических, гидрогеологических и ландшафтных особенностей. Так, в более северных районах воды ненасыщены карбонатами, а по мере продвижения на юг территории в пределах Колывань-Томской складчатой зоны наблюдаются воды насыщенные относительно карбонатов. Насыщенность подземных вод карбонатами имеет зональный характер и обусловлена общей эволюцией состава вод от пресных к соленым (Шварцев, 1998).

Равновесие подземных вод с алюмосиликатными минералами показано на рис. 41. Из рисунка видно, что все точки состава вод располагаются в пределах полей устойчивости глинистых минералов, то есть воды равновесны с каолинитом, монтмориллонитом, но неравновесны с анортитом.

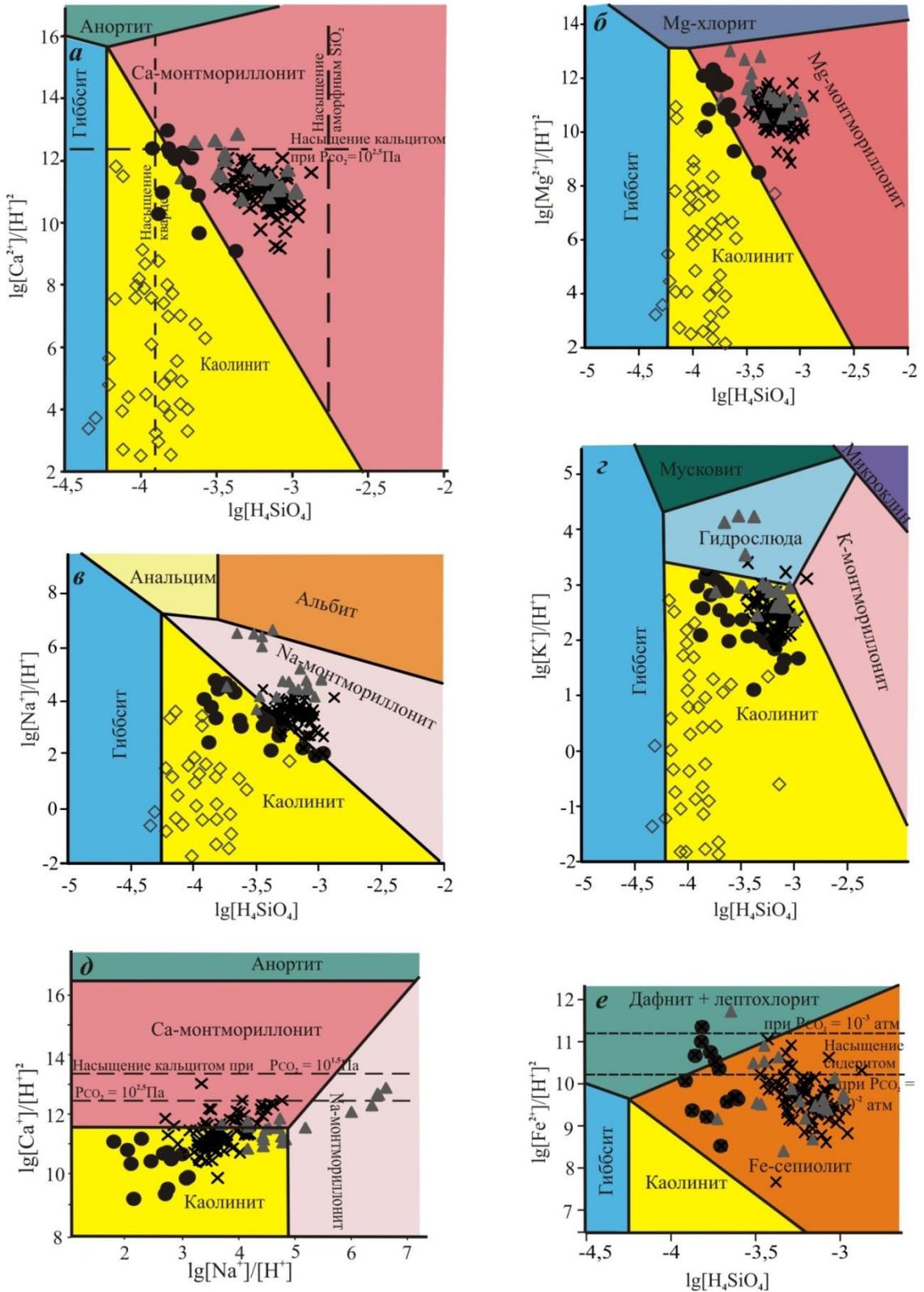


Рис. 41. Диаграмма равновесия кальциевых (а), магниевых (б), натриевых (в), калиевых (г) и железосодержащих (е) минералов с болотными и подземными водами региона. Условные знаки смотри на рис. 36

Равновесие воды с анортитом возможно только при высоких концентрациях кальция в растворе, более высоких, чем при равновесии воды с кальцитом. При достижении равновесия воды с кальцитом, происходит его осаждение, что вызывает снижение его концентрации и препятствует установлению равновесия между водой и анортитом. Следовательно, в системе вода–порода кальцит является барьером на пути установления равновесия воды с анортитом (Шварцев, 1998).

Из рис. 41 видно, что все *подземные воды неравновесны с первичными минералами водовмещающих пород: полевыми шпатами, мусковитом, биотитом, пироксенами, роговыми обманками, эпидотом, хлоритом и многими другими. Вместе с тем, исследуемые воды также равновесны с иллитом и частично родохрозитом. Следовательно, в этих условиях минералы первой группы активно растворяются, особенно полевые шпаты, пироксены, эпидот и роговые обманки, которые неустойчивы в этих условиях и соответственно выступают источником не только железа, но и других элементов Ca, Mg, Na, K, Si, Al и др (Шварцев и др., 2007).*

На рис. 41е представлена диаграмма полей устойчивости части вторичных железистых алюмосиликатов и сидерита с нанесением данных по составу исследуемых подземных вод. В частности, на диаграмме показаны поля устойчивости Fe-селадонита (гр. глауконита) $KFeAlSi_4O_{10}(OH)_2$ и дафнита (гр. хлорита) $Fe_5Al_2S_{13}O_{10}(OH)_8$. Нетрудно видеть, что равновесие подземных вод устанавливается и с этими минералами. Следовательно, *подземные воды района исследования насыщены не только к различным окислам, гидроокислам, карбонатам Fe, но и его глинистым алюмосиликатам, которые поэтому и формируются в этих условиях.*

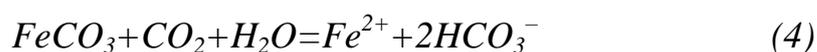
7.3. ИСТОЧНИКИ Fe И Mn В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Принято считать, что главным источником Fe^{2+} в водах выступают его основные минералы: сульфиды, окислы и карбонаты (Овчинников, 1963). Разработанные 40-50 лет назад схемы формирования железистых вод в основном сохранились и ныне (Appelo, Postma, 2005). По этим представлениям воды получают Fe путем трех основных процессов: 1) окисления сульфидов, 2) растворения сидерита и 3) восстановления гидроокислов Fe^{3+} . Но описанные в данной работе железосодержащие воды не соответствуют ни одному из этих случаев. Так, окисление пирита может происходить только в окислительной обстановке и приводит обычно к формированию кислых сульфатно-железистых вод по уравнению 3:

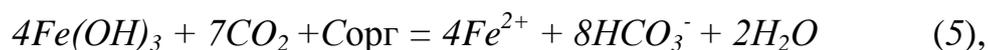


Такие воды действительно формируются в зонах окисления сульфидных месторождений и широко развиты в горно-рудных районах Урала, Казахстана, Забайкалья и т.д. Но это совершенно другой геохимический тип вод, всегда кислый, с высоким содержанием сульфат-иона и многих других металлов, который не имеет никакого отношения к рассматриваемым водам. Кроме того, на изучаемой территории пирит мало распространен. Кроме того окисление пирита возможно только в окислительной среде, а железосодержащие воды формируются преимущественно в бескислородной среде.

Растворение сидерита (ур. 4) также может приводить к некоторому обогащению подземных вод железом, но не в высоких содержаниях, поскольку произведение растворимости $FeCO_3$ равно $10^{-10,89}$. Кроме того, сидерит пользуется ограниченным (локальным) распространением в зоне активного водообмена, где формируются железосодержащие воды. Как показали наши исследования и по данным о минеральном составе пород, подземные воды равновесны с сидеритом (рис. 40), поэтому он не может быть источником железа в подземных водах.



Что касается восстановления окисей и гидроокисей Fe^{3+} органическим веществом до Fe^{2+} по уравнению 5:



то оно также имеет большие ограничения. Экспериментально установлено, что просто в восстановительной обстановке процессы восстановления Fe происходят исключительно медленно и не могут привести к высокому содержанию Fe^{2+} в водах. В нашем случае, как показали расчеты, происходит не растворение, а образование гидроокислов и окислов Fe, поэтому этот процесс как источник Fe маловероятен.

Таким образом, все рассмотренные источники Fe в водах и процессы его мобилизации в природе могут иметь место, но локально и в условиях, которые не характерны для рассматриваемого нами типа вод. В данном случае речь идет о формировании целых провинций, в которых практически повсеместно (на той или иной глубине) развиты железистые воды. Следовательно, имеется более региональный и более естественный механизм мобилизации Fe – это растворение алюмосиликатов водой (Шварцев и др, 2007; Труфанов, 1987).

Исходя из развиваемой С.Л. Шварцевым концепции, изученные подземные воды непрерывно инконгруэнтно растворяют минералы вмещающих осадочных пород (песков и песчаников), в первую очередь алюмосиликатов эндогенного генезиса, с которыми вода неравновесна (рис. 43). Поэтому основным источником железа в подземных водах, как и других элементов, выступают алюмосиликатные минералы осадочных пород, среди которых доминируют полевые шпаты, роговые обманки, пироксены, биотит, эпидот и другие. Переходящие в раствор химические элементы, включая Fe, попадают в глеевую околонейтральную обстановку, формируемую пресными и слабосоленоватыми водами, с повышенным содержанием растворенного органического вещества, благоприятную для накопления Fe, которое только в этих условиях хорошо подвижно. И хотя часть Fe и в этих условиях выпадает в виде гидроокислов, сидерита,

железистых глин, но значительная его часть остается в растворе в равновесии с перечисленными минералами, что и обеспечивает формирование железистых вод. Следовательно, в данном конкретном случае, не гидроокислы Fe или сидерит выступают источниками Fe, а первичные алюмосиликаты, растворение которых обеспечивает и формирование вторичных его минералов. При этом чем больше Fe будет связано этими минералами, тем меньше его останется в растворе. Это соотношение определяется, как уже говорилось, характером геохимической среды.

Кроме Fe, в раствор переходят Na, Ca, Mg, K и др. Если источниками Ca и Mg кроме алюмосиликатов могут выступать и карбонаты (кальцит и доломит), источники Na – это только алюмосиликаты. Но если это так, то почему они не могут обогащать подземные воды и железом, ведь его содержание, например, в песках новомихайловской свиты (P_{3nm}) в исследуемом регионе в среднем в 2,2–2,5 раз выше, чем у Na (табл. 8). При этом наиболее распространенными минералами железа являются здесь силикаты (эпидот, роговые обманки, пироксены), содержание которых с глубиной уменьшается (Ермашова, 1982).

Следовательно, при благоприятной геохимической среде только за счет алюмосиликатов в воде должно быть Fe в $\approx 2-3$ раза больше, чем Na. В отдельных случаях (единичные анализы) это и можно наблюдать (табл. 12), но обычно содержание Fe в подземных водах значительно ниже, чем Na. Это происходит потому, что Fe в большей степени, чем Na связывается формирующимися в системе разнообразными вторичными минералами, особенно в окислительной обстановке, где оно выпадает в виде различных гидроокисей (рис. 42, 43). В восстановительной среде Fe выпадает в виде сидерита, но не сразу, а только тогда, когда наступает насыщение ими. Значит, сидерит, как и другие вторичные минералы, является продуктом системы вода–алюмосиликаты. Следовательно, чем больше Fe содержится в алюмосиликатах, тем при прочих равных условиях его количество, перешедшее в воду, будет выше (Шварцев и др., 2007).

поверхности минерала в Fe^{2+} . В-третьих, они указывают, что за счет амфиболов и пироксенов максимально возможная концентрация Fe^{2+} в растворе составит только 5–7 мг/л.

Из всего выше сказанного можно сделать вывод о том, что основным источником железа выступают алюмосиликатные минералы неравновесные с водой, которая переводит все химические элементы, включая Fe, в раствор. Накапливаясь в последнем, в благоприятной геохимической среде значительная часть железа после достижения равновесия выпадает в форме вторичных минералов (окислов, гидроокислов, карбонатов и железистых алюмосиликатов и др.), сохраняя при этом его высокие концентрации в растворе. В отличие от подземных в болотных водах основным источником железа выступает органическое вещество, которое заимствует его из пород в процессе своего формирования путем накопления за счет нижележащих подземных вод через корневую систему растений.

7.4. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Исходя из развиваемой нами концепции, изученные подземные воды непрерывно инконгруэнтно растворяют минералы вмещающих пород, в первую очередь алюмосиликаты эндогенного генезиса, с которыми вода неравновесна (рис. 41). Поэтому основным источником железа подземных вод как и других элементов, выступают алюмосиликатные минералы осадочных пород, среди которых доминируют полевые шпаты, роговые обманки, пироксены, биотит, эпидот и другие. Переходящие в раствор химические элементы, включая Fe, попадают в глеевую околонейтральную обстановку, формируемую пресными и слабосолоноватыми водами, с повышенным содержанием растворенного органического вещества, благоприятную для накопления Fe и Mn, которые только в этих условиях хорошо подвижны. И хотя часть Fe и в этих условиях выпадает в виде гидроокислов, сидерита, железистых алюмосиликатов (Шварцев и др., 2007), но значительная часть Fe остается в растворе в равновесии с перечисленными минералами, что и обеспечивает формирование железистых вод. Следовательно, в данном конкретном случае, не гидроокислы Fe или сидерит выступают его источниками, а растворенное в воде Fe, поступающее из алюмосиликатов, формируют эти вторичные минералы. При этом чем больше Fe будет связано этими минералами, тем меньше его останется в растворе. Это соотношение определяется, как уже говорилось, характером геохимической среды.

Естественно, что нами детально это соотношение в регионе не изучалось – это задача будущих исследований, но даже по имеющимся отрывочным данным отмеченная зависимость подтверждается. Так, сидерит в исследуемых отложениях развит широко, но с глубиной его количество возрастает (Ермашева, 1998, 1982), а содержание Fe в водах уменьшается. Наблюдается и широтная зависимость распределения этого минерала. Так, на юге региона он появляется в песках и глинах палеогенового возраста, а на

севере – даже в отложениях четвертичного возраста, в которых содержание Fe в водах максимально.

Естественно, что чем больше вмещающие породы (пески) содержат Fe, тем при прочих равных условиях его количество, перешедшее в воду, будет выше. Наряду с этим важную роль играет время взаимодействия воды с породой: чем оно больше, тем выше содержание Fe в растворе. Важным является и соотношение выноса и накопления элементов в продуктах выветривания (Шварцев, 1998).

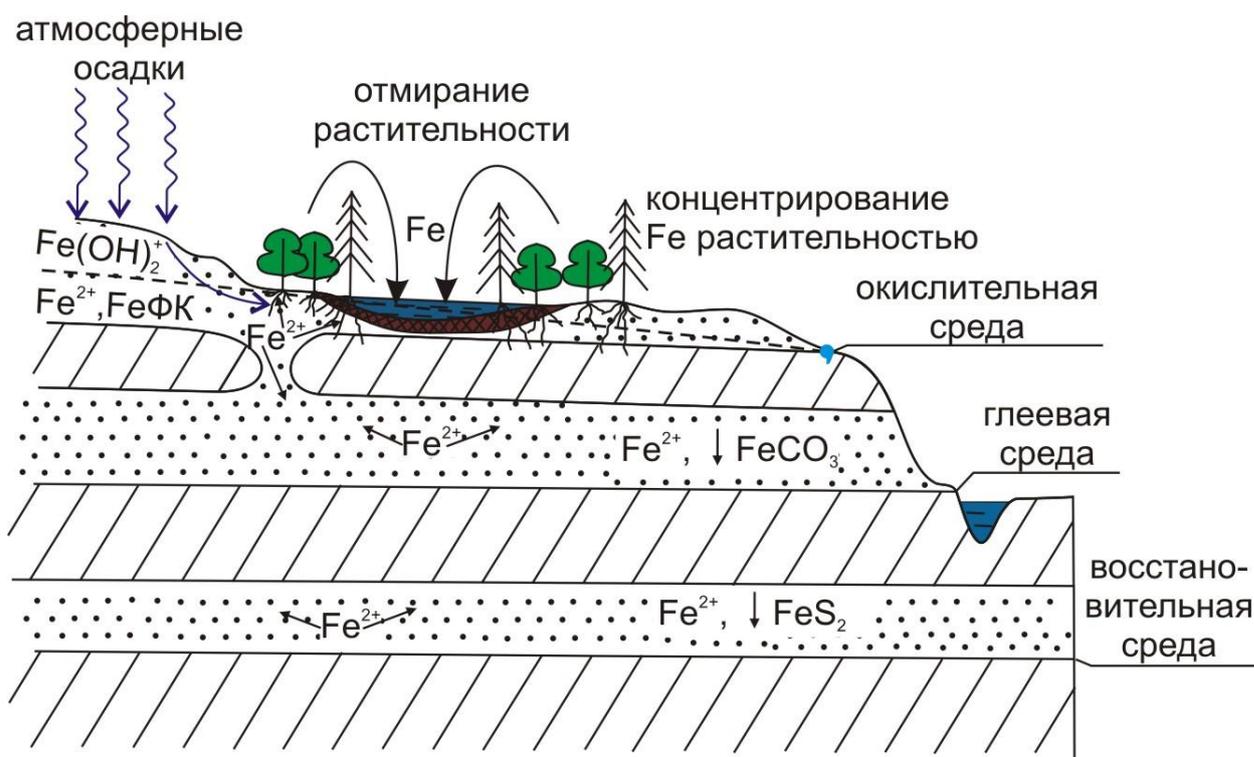


Рис. 44. Схема формирования железосодержащих подземных вод юго-восточной части Среднеобского бассейна

Из сказанного выше, возникает закономерный вопрос и об источниках железа в болотных водах. Основными факторами, определяющими химический состав болотных вод, являются соотношение суммы атмосферных осадков и испарения, разложение растительных остатков, разрушение подстилающих горных пород. Формирование болотных вод проходит в два этапа: атмогенный и биогенный, т.е. в системе атмосферные осадки–растения–почвы. Алюмосиликатные породы напрямую не могут являться источником Fe в болотных водах, но необходимо иметь в виду, что

источником питания растений химическими элементами (кроме, конечно, С) выступают все те же минеральные, а не органические вещества, извлекаемые корнями растений из более глубоких горизонтов подземных вод, которые, в свою очередь, растворяют горные породы на пути своего движения (рис. 44). Как показали исследования группы авторов (Бернатонис и др., 2002), среднее содержание Fe в растениях (древесные растения, кустарники, травянистые растения и мхи) Большого Васюганского болота 1,5–3,0 г/кг сухого вещества. Больше всего из химических элементов в растениях Са, содержания которого в среднем 4–46 г/кг, затем идет Fe и Na. Следовательно, в этом случае источником Fe выступает органическое вещество, которое заимствует химические элементы из горных пород. Но конкретное содержание Fe в болотных водах определяется, как и в подземных водах, характером геохимической среды.

ГЛАВА 8. ПУТИ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ ПО УЛУЧШЕНИЮ КАЧЕСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземные воды с повышенным содержанием железа ($> 0,3$ мг/л) широко распространены в районах с гумидным климатом, в том числе и на территории Западно-Сибирской низменности. В связи с этим, подземные воды не всегда пригодны для хозяйственно-питьевого водоснабжения без их обезжелезивания (СанПиН 2.1.4.1074-01, 2002).

Удаление из воды железа - без преувеличения одна из самых сложных задач в водоочистке. Существующие в настоящее время методы удаления железа из подземных вод (Труфанов, 1987; Appelo et al., 1999; Sharma et al., 2005; Матвеевко, 2009; Пособие по проектированию ..., 1987; Мамонов, 1964; Золотова, Асс, 1975; Новиков, Михайлов, 1990; Hallberg, Martinell, 1976; Чайковский и др., 1974; Левченко, Левченко, 2003; Кожин, 1974; Николадзе, 1999; Фрог, Левченко, 1996; Бабенко, 1977; Менча, 2006) условно можно разделить на следующие группы:

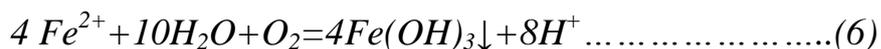
1. Окисление закисного железа аэрированием, хлорированием или озонированием с последующим отстаиванием и отделением гидроксида его на фильтрах.
2. Каталитическое окисление железа на поверхности фильтрующего материала.
3. Физико-химические способы удаления соединений железа из воды (катионирование, термическая и магнитная обработка воды, мембранные методы, дистилляция и др.)
4. Удаление железа из подземных вод непосредственно в водоносном горизонте (метод «Виредокс»)
5. Биологические методы.

Окисление

Наиболее распространенным методом обезжелезивания является аэрация – насыщение воды кислородом воздуха (или хлором, перманганатом

калия, перекисью водорода, озоном) с последующим осаждением (с коагуляцией или без нее) и фильтрацией.

Реакция окисления железа требует довольно длительного времени, то использование для окисления только воздуха требует больших резервуаров, в которых можно обеспечить нужное время контакта (ур. 6). Это наиболее старый способ и используется только на крупных муниципальных системах.



В настоящее время безреагентное обезжелезивание подземных вод с использованием фильтрования через зернистые среды реализуется в следующих методах:

- Глубокая аэрация (с последующим отстаиванием и фильтрованием).
- Упрощенная аэрация с последующим фильтрованием.
- Напорное фильтрование с предварительной аэрацией.
- «Сухая» фильтрация.
- Аэрофильтрация.
- Фильтрование в подземных условиях.

Наиболее широко распространен метод упрощенной аэрации с последующим фильтрованием (Ellis et al., 2000). Сущность метода заключается в изливе воды с высоты не менее 0,5 м непосредственно на фильтрующую загрузку, что позволяет достичь концентрации растворенного в воде кислорода до 4,0–6,0 мг/л. В качестве фильтрующих загрузок используются кварцевые пески, керамзит, антрацит, шлаки, щебень с размером частиц 1–2–5–10 мм. Скорость фильтрации зависит от ряда факторов: концентрация железа, форм нахождения железа в воде, значений рН, содержания свободного кислорода (Видяйкина, 2010; Коммунар и др., 1984). Отдельные работы показывают, что метод аэрации может применяться при высоких концентрациях закисного железа в воде – до 15 мг/л (Михайлик, 1971)

Добавление специальных окислителей ускоряет процесс. Наиболее широко применяется хлорирование, так как параллельно позволяет решать

проблему с дезинфекцией. Наиболее передовым и сильным окислителем на сегодняшний день является озон (Кожин, 1974; Шевченко, 1987).

Частицы окисленного железа имеют достаточно малый размер (1–3 мкм) и поэтому осаждаются достаточно долго, поэтому применяют специальные химические вещества – коагулянты, способствующие укрупнению частиц и их ускоренному осаждению. Применение коагулянтов необходимо также потому, что фильтрация на муниципальных очистных сооружениях осуществляется в основном на устаревших песчаных или антрацитовых осветлительных фильтрах, которые не способны задерживать мелкие частицы) (Бабенков, 1977). Однако даже применение более современных фильтрующих засыпок (например, алюмосиликатов) не позволяет фильтровать частицы размером менее 20 микрон.

У всех перечисленных способов окисления есть ряд недостатков: без применения коагулянтов процесс осаждения окисленного железа занимает долгое время, в противном же случае фильтрация некоагулированных частиц сильно затрудняется из-за их малого размера. Данные методы окисления (в меньшей степени озонирование) слабо помогают в борьбе с органическим железом и марганцем.

Каталитическое окисление с последующей фильтрацией

Наиболее распространенный на сегодняшний день метод удаления железа, применяемый в высокопроизводительных компактных системах. Суть метода заключается в том, что реакция окисления железа происходит на поверхности гранул специальной фильтрующей среды, обладающей свойствами катализатора. Наибольшее распространение в современной водоподготовке нашли фильтрующие среды на основе диоксида марганца (MnO_2). Фильтрующие «засыпки» отличаются между собой как своими физическими характеристиками, так и содержанием диоксида марганца и поэтому эффективно работают в разных диапазонах значений характеризующих воду параметров. Однако принцип их работы одинаков. Железо (и в меньшей степени марганец) в присутствии диоксида марганца

быстро окисляются и оседают на поверхности гранул фильтрующей среды. Впоследствии большая часть окисленного железа вымывается в дренаж при обратной промывке. Таким образом, слой гранулированного катализатора является одновременно и фильтрующей средой. Для улучшения процесса окисления в воду могут добавляться дополнительные химические окислители. Для подземных вод с повышенным содержанием органических комплексов железа и марганца наиболее распространенным и эффективным является перманганат калия KMnO_4 , так как его применение не только активизирует реакцию окисления, но и компенсирует «вымывание» марганца с поверхности гранул фильтрующей среды, то есть регенерирует ее. Используют как периодическую, так и непрерывную регенерацию.

Все системы на основе каталитического окисления с помощью диоксида марганца имеют и ряд общих недостатков. Они неэффективны в отношении органического железа. Более того, при наличии в воде любой из форм органического железа, на поверхности гранул фильтрующего материала со временем образуется органическая пленка, изолирующая катализатор – диоксид марганца от воды. Таким образом, вся каталитическая способность фильтрующей засыпки сводится к нулю. Практически «на нет» сводится и способность фильтрующей среды удалять железо, так как в фильтрах этого типа просто не хватает времени для естественного протекания реакции окисления. Системы этого типа не могут справиться со случаями, когда содержание железа в воде превышает 10–15 мг/л, что для подземных вод изучаемой территории не редкость. Присутствие в воде марганца только усугубляет ситуацию.

Французская нефтедобывающая компания «Тоталь» Тюменская Нефтяная Компания разработали проект бытового электрореагентного аппарата для очистки питьевой воды (Лепеш и др., 2011). Общая стоимость станции составила примерно \$50 000. Для очистки воды на данном аппарате применяется система фильтров, различного назначения и способа фильтрации. В основе разрабатываемого мобильного аппарата очистки

питьевой воды положена технология, основанная на применении электрокатализа для трансформации органических и органо-минеральных комплексных солей (Лепеш и др., 2010).

Данная технология апробирована на промышленных и полупромышленных установках. В процессе очистки в качестве реагентов используются фосфорная кислота и гидроокись натрия.

Физико-химические методы

Ионный обмен (катионирование) как метод обработки воды известен довольно давно и применяется в основном для умягчения воды. Раньше для реализации этого метода использовались природные иониты (сульфоугли, цеолиты). Однако с появлением синтетических ионообменных смол эффективность использования ионного обмена для целей водоочистки резко возросла.

С точки зрения удаления из воды железа важен тот факт, что катиониты способны удалять из воды не только ионы кальция и магния, но и другие двухвалентные металлы, а значит и растворенное двухвалентное железо. Причем теоретически, концентрации железа, с которыми могут справиться ионообменные смолы, очень велики. Главное же преимущество ионного обмена то, что из воды могут быть удалены железо и марганец, находящиеся в растворенном состоянии.

Однако на практике, возможность применения катионообменных смол по железу сильно затруднена. Объясняется это следующими причинами:

Во-первых, применение катионитов целесообразно там, где существует также и проблема с жесткостью воды, так как железо удаляется из воды вместе с жесткостью. Там, где ситуация с жесткостью достаточно благополучная, применение катионообменных смол нерационально.

Во-вторых, ионообменные смолы очень критичны к наличию в воде трехвалентного железа, которое «забивает» смолу и очень плохо из нее вымывается. Именно поэтому нежелательно наличие в воде не только уже окисленного железа, но и растворенного кислорода и других окислителей,

наличие которых может привести к его образованию. Этот фактор накладывает также ограничение и на диапазон рН, в котором работа смол эффективна.

В-третьих, при высокой концентрации в воде железа, с одной стороны возрастает вероятность образования нерастворимого трехвалентного железа и, с другой стороны, гораздо быстрее истощается ионообменная ёмкость смолы. Оба этих фактора требуют более частой регенерации, что приводит к увеличению расхода соли.

В-четвертых, наличие в воде органических веществ (в том числе и органического железа) может привести к быстрому «зарастанию» смолы органической пленкой, которая одновременно служит питательной средой для бактерий.

При **магнитной обработке** воды в основном происходят изменения структуры молекул самой воды и гидратных оболочек ионов, что приводит к образованию дополнительных центров кристаллизации, и в конечном итоге происходит ускорение процессов коагуляции. На эффект обработки воды влияют, в первую очередь, магнитная восприимчивость ионов, напряженность и скорость изменения направления магнитного поля, а также скорость пропускания обрабатываемой воды. В связи с этим практическому применению метода необходима предварительная экспериментальная выработка режимов установки в лабораторном варианте (СанПиН 2.1.4.1074-01, 2002).

Мембранные методы достаточно широко используются в водоподготовке, однако удаление железа – это не главное их предназначение, а скорее побочный эффект. Этим и объясняется тот факт, что применение мембран пока не входит в число стандартных методов борьбы с присутствием в воде железа. Основное назначение мембранных систем - удаление бактерий, простейших и вирусов («холодная стерилизация»), частичное или глубокое обессоливание, подготовка высококачественной питьевой воды. То есть они предназначены для глубокой доочистки воды.

Микрофильтрационные мембраны пригодны для удаления уже окисленного трехвалентного железа, ультрафильтрационные и нанофильтрационные мембраны также способны удалять коллоидное и бактериальное железо, а обратноосмотические мембраны удаляют даже растворенное органическое и неорганическое железо.

Практическое же применение мембран для работы по железу ограничено следующими факторами:

Во-первых, мембраны даже в большей степени, чем гранулированные фильтрующие среды и ионообменные смолы, критичны к «зарастанию» органикой и забиванию поверхности нерастворимыми частицами. То есть мембранные системы применимы либо там, где нет органического, коллоидного, бактериального и трехвалентного железа, либо проблема с этими загрязнениями должна быть предварительно решена другими методами.

Во-вторых, стоимость. Мембранные системы пока недешевы и их применение рентабельно только там, где требуется очень высокое качество воды (например, в пищевой промышленности).

Дистилляция является давно известным и проверенным способом глубокой очистки воды. Принцип дистилляции фактически повторяет круговорот воды в природе.

Вода, испаряясь, освобождается практически от всех растворенных и нерастворенных примесей. В дистилляторах для ускорения естественного процесса испарения воды применяется нагревание воды до температуры кипения, что приводит к интенсивному образованию пара. При этом механические частицы, содержащиеся в воде (включая бактерии, вирусы, а также коллоиды и взвешенные частицы) оказываются слишком тяжелыми, чтобы быть подхваченными паром. Одновременно почти все растворенные в воде химические вещества (включая соли железа, других тяжелых металлов, соли жесткости и т.д.) достигают предела своей растворимости и выпадают в осадок.

В дальнейшем пар, охлаждаясь (в специальных конденсаторах, простейшим из которых является змеевик), конденсируется, опять превращаясь в воду. Этот конденсат и является дистиллятом.

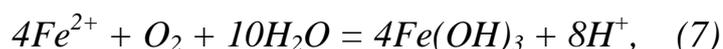
Дистиллированную воду достаточно широко используют в промышленности, медицине, в химических лабораториях.

Ограниченность же применения дистилляторов в настоящее время объясняется следующими причинами: бытовые дистилляторы имеют малую производительность - что-то около 1 литра в час, в бойлере дистиллятора постоянно образуются осадок, накипь и т.п., которые надо вычищать, дистилляторы излучают тепло и в довольно значительных количествах и потребляют значительное количество электроэнергии, что для многих применений делает их использование менее рентабельным, чем обратный осмос или деминерализация на ионообменных смолах.

В последние годы развивается **электроимпульсный метод** очистки воды и дезинфекции (Левченко, Левченко, 2003; Видяйкина, 2010; Рязанов, Перевязкина, 1984). Отличительными чертами являются высокая скорость и эффективность обработки воды. Данный метод обработки воды пока не получил широкого распространения, что можно объяснить новизной данной технологии. При использовании импульсного разряда в потоке, состоящем из воздуха и диспергированной воды, разряд является источником природных окислителей (озона, кислорода и т.д.) и УФ-излучения. Эффективность производства и использования озона в такой системе во много раз выше, чем в существующих системах озонирования. Значительным преимуществом данного метода является его малое энергопотребление (Коммунар и др., 1984).

В Национальном исследовательском Томском политехническом университете в Институте физики высоких технологий разработан и активно внедряется метод обработки вод импульсным барьерным электрическим разрядом в водо-воздушном потоке (прибор «Импульс») (Видяйкина, 2010; Патент 2136600, 1999; Видяйкина, 2007; Видяйкина, 2008; Видяйкина, 2003).

Обработка воды осуществляется при помощи барьерного электрического разряда в потоке, состоящем из воды, диспергированной в воздухе на капли размером до нескольких миллиметров. Для создания заряда применяются диэлектрические барьеры. Продукты воздействия импульсного барьерного электрического разряда с воздушной средой могут участвовать в протекании ряда окислительных химических реакций (уравн. 7, 8):



Вместе с окислительным воздействием на компоненты вод озон, активные частицы и радикалы приводят к обеззараживанию воды. Механизм воздействия окислителя состоит в разрушении бактерий путем инактивации бактериальных протеинов. После электроразрядной обработки предусмотрено отстаивание воды и фильтрование (Видяйкина, 2010).

Удаление железа из подземных вод непосредственно в водоносном пласте

В 1969 г. Х. Вихури (Wihuri, 1969) в своей статье опубликовал о результатах опытов по удалению железа из грунтовых вод (in situ) посредством воздействия на их окислительно-восстановительные условия. Данный метод в последующем получил название «Виредокс» (Vyredox). На сегодняшний день работает достаточно много станций обезжелезивания подземных вод в пласте: в Финляндии, Швеции, Германии, США, Венгрии, Австрии, Польше, Нидерландах, России и других странах (Appelo et al., 1999; Hallberg, Martinell, 1976; Алексеев и др., 1984; Казак, Поздняков, 2010). Принцип метода заключается в том, что железо, находящееся в подземных водах в растворенной форме, окисляется непосредственно в водоносном горизонте посредством введения лишенной железа и насыщенной кислородом воды через специальные скважины для окисления, которые закладываются вокруг заборной скважины на расстоянии 10–15 м. в результате подземной аэрации воды водоносного горизонта равновесие процессов окисления–восстановления сдвигается в сторону окисления и

железо, гидролизуясь, переходит в осадок, а водовмещающие породы одновременно служат в качестве фильтра (Лукнер, Шестаков, 1986). Скорость окисления Fe(II) зависит от Eh, pH, температуры, химического состава подземных вод, а также от качества закачиваемой в пласт воды и содержания в ней кислорода. Однако, как установлено в (Sung, Morgan, 1980), в бикарбонатных околонейтральных водах она существенно зависит лишь от pH и температуры воды: чем больше pH и температура подземной воды, тем быстрее протекает реакция окисления железа (Казак, Поздняков, 2010).

Согласно реакции (1), метод внутрислоевого обезжелезивания подземных вод выгоден с позиции потребления кислорода: на окисление 4 молей железа необходим лишь 1 моль кислорода (на 1 мг железа требуется 0,143 мг кислорода). Эффективность потребления кислорода во время внутрислоевой очистки подземных вод зависит от значений pH и температуры воды. При низких значениях pH и температуры эффективность заметно снижается. Наилучшая эффективность метода достигается при значениях $\text{pH} > 6,8$ и температуре подземных вод более $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Казак, Поздняков, 2010).

В настоящее время существуют различные взгляды на механизмы удаления железа из подземных вод в пласте. Можно выделить четыре основных механизма, отвечающие за характер потребления кислорода в процессе закачки-откачки: 1) дисперсионный; 2) биологического удаления железа; 3) физико-химического удаления железа с адсорбцией кислорода; 4) адсорбционно-осадительный механизм удаления железа. Увеличение эффективности процесса внутрислоевого обезжелезивания подземных вод, как полагают некоторые исследователи, может быть обеспечено дисперсией (Appelo et al., 1999), так как за счет нее происходит смешение пластовых и закачиваемых вод. Если происходит смешение, значит, в зоне дисперсии в одной и той же точке среды могут быть и кислород и железо, и они могут реагировать между собой (Appelo et al., 1999).

В 1978 г. У. Ротт впервые предположил, что очистка воды от растворенного в ней железа происходит за счет сорбции кислорода на водовмещающих породах, который впоследствии взаимодействует с растворенным железом (Appelo et al., 1999). Г.М. Коммунар, В.С. Алексеев, Н.В. Астрова полагают (Коммунар и др., 1984), что при заполнении порового пространства водой, содержащей ионы Fe(II) и растворенный кислород, в результате гидролиза в воде, насыщающей поры, образуются высокодисперсные положительно заряженные коллоидные мицеллы гидрата закиси железа, способные адсорбировать на своей поверхности кислород в виде атомов отрицательно заряженных ионов, а также в других формах, где он проявляет себя как активный окислитель. Частично адсорбированный кислород расходуется на перевод мицелл гидрата закиси в гидрат оксида железа, но большая его часть идет на окисление железа (Коммунар и др., 1984).

Первоначально образовавшиеся мицеллы гидрата закиси–оксида железа адсорбируют на себе продукты реакции, укрупняются и осаждаются на поверхности зерен водовмещающих пород. Одновременно с этим кислород из воды адсорбируется также на поверхности оболочек частиц водовмещающих пород и активизируется, вызывая тем самым дополнительное обрастание загрузки. Со временем вся загрузка покрывается слоем пленки, состоящей из гидратированных форм железа (Коммунар и др., 1984).

Согласно работе (Appelo et al., 1999), сорбция кислорода на вмещающих породах водоносного горизонта до сих пор экспериментально не доказана и не задокументирована. Для объяснения возрастающей эффективности процесса внутрипластовой очистки этими авторами предложен адсорбционно-осадительный механизм.

Как утверждается в (Appelo et al., 1999), в естественных природных условиях часть двухвалентного железа содержится в растворенном виде в подземной воде, часть – в сорбированном виде на водовмещающих породах.

Во время закачки фронт аэрированной воды оттесняет природную подземную воду, а в зоне, ограниченной фронтом кислорода, не содержится растворенного двухвалентного железа (Appelo et al., 1999). Затем вследствие обменных процессов сорбированное на породе двухвалентное железо переходит в раствор, где окисляется водорастворенным кислородом и осаждается как гидроксид железа, а порода становится свободной от двухвалентного железа. Между фронтом кислорода и фронтом закачанной воды находится только растворенное двухвалентное железо. Во время откачки подземная вода с содержащимся в ней двухвалентным железом проходит через «чистую» породу и двухвалентное железо снова сорбируется на нее, а фронт железа отстает от фронта подземных вод. Подземную воду, не содержащую железа, можно откачивать из скважины до тех пор, пока фронт двухвалентного железа не достигнет скважины (Appelo et al., 1999). Не давая концентрации железа в подземной воде достигнуть природных значений, возобновляют закачку аэрированной воды, а «чистая» порода не успевает полностью наполниться двухвалентным железом. Меньшее количество сорбированного и способного к обмену двухвалентного железа позволяет кислороду проникнуть дальше в водоносный горизонт и создать еще большую зону окисления, что способствует увеличению эффективности очистки подземных вод (Appelo et al., 1999). В качестве минералов, на которых может происходить сорбция железа, могут выступать лимонит, магнетит, гётит и другие железосодержащие минералы (Appelo et al., 1999). Для эффективной сорбции двухвалентного железа в песчано-суглинистых водовмещающих отложениях достаточно 100 мг железа на 1 кг породы в форме гётита (Appelo et al., 1999). Согласно принятой адсорбционно-осадительной модели, эффективность потребления кислорода зависит от коэффициента сорбции железа на водовмещающих породах: чем больше коэффициент сорбции, тем больше кислорода тратится на окисление двухвалентного железа (Казак, Поздняков, 2010).

Метод «Виредокс» может быть рекомендован в первую очередь в случаях неглубокого залегания горизонта. С учетом выполненных исследований (Казак, Поздняков, 2010) можно заключить, что для подземных вод, характеризующихся невысокими значениями рН и температуры, эффективность процесса внутрипластового обезжелезивания не будет высокой.

Метод внутрипластовой очистки экологически, а при некоторых условиях и экономически более выгоден, чем наземные очистные сооружения (Казак, Поздняков, 2010).

Биологические методы

Другие исследователи полагают, что решающую роль в процессе внутрипластового обезжелезивания играют **бактерии** (Appelo et al., 1999; Менча, 2006). Механизм биологического удаления железа из подземных вод основан на активности микроорганизмов, единственная задача которых – окисление и осаждение растворенного железа (Кузнецов, Дубинина, 1989), которое происходит по реакции 9:



Преимуществом биологического окисления железа над чисто химическим является то, что скорость окисления в присутствии микроорганизмов может происходить в десятки и сотни раз быстрее (Буркеева и др., 2009). По данным (Sharma et al., 2005), микроорганизмы, способные к окислению железа, – это железобактерии, которые широко распространены в подземных водах. На рост, развитие и деятельность железобактерий влияет множество факторов, основными из которых являются рН, температура, состав водной среды. По данным (Sharma et al., 2005), биологическое удаление железа протекает эффективно при концентрации растворенного кислорода в воде менее 1 мг/л, рН 5,5–7,5, Eh < 100 мВ, концентрации двухвалентного железа 0,1–10 мг/л.

Данный вид очистки воды является новым и является предпочтительнее для железосодержащих вод с большой концентрацией

органических веществ. По экспериментальным данным установлено, что через 1–4 недели после начала работы фильтра происходит покрытие поверхности зернистой загрузки слоем (пленкой) вторичных минералов. В этом процессе принимают участие железо- и марганец-окисляющие бактерии (Покровский, 2005). Благодаря биохимическим процессам лучше удаляются используемыми бактериями железо, марганец и органическое вещество (Лукашевич, 2007).

Обзор существующих способов борьбы с железом позволяет сделать обоснованный вывод о том, что на данный момент не существует универсального экономически оправданного метода, применимого во всех случаях жизни. Каждый из существующих методов применим только в определенных условиях и имеет как достоинства, так и существенные недостатки. Все методы имеют ряд ограничений, связанных либо с низкой эффективностью, либо с трудоемкостью организации процесса и поддержанием определенных условий за счет ввода в воду дополнительных реагентов, что отражается как на составе питьевой воды, так и на стоимости ее водоподготовки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В центральной части Западной Сибири в верхней гидродинамической зоне, включая болотные системы, широко развиты пресные железосодержащие воды. Максимальное содержание железа приурочено к околонеутральным (рН от 6,8 до 7,5) водам с высоким содержанием растворенных органических веществ неоген-четвертичных и палеогеновых отложений, где формируется благоприятная для накопления Fe^{2+} глеевая (Еh от -100 до $+50$ мВ) геохимическая обстановка. Ниже по разрезу, по мере насыщения вод гидроокислами, глинами и карбонатами Fe, доля этого элемента, связываемого вторичными минералами, увеличивается, а содержание в воде соответственно уменьшается. Кроме того, с глубиной уменьшается содержание растворенного органического вещества, что затрудняет накопление Fe^{2+} в растворе.

По экспериментальным и расчетным данным железо в подземных водах мигрирует в основном в простой ионной форме Fe^{2+} , при повышенных содержаниях органических веществ возрастает доля комплексных соединений с фульвокислотами.

Термодинамические расчеты равновесия болотных и подземных вод с водовмещающими породами показали, что основным источником железа в подземных водах выступают алюмосиликатные минералы осадочных пород (полевые шпаты, роговые обманки, пироксены, биотит, эпидот и другие), с которыми воды всегда неравновесны и которые они интенсивно растворяют. Накапливающиеся при этом в растворе элементы обеспечивают его равновесие с гидроокислами, карбонатами Fe, глинами, включая железистые, кальцитом и многими другими, которые часть Fe^{2+} , как и иных элементов, выводят из раствора, но оставшаяся, равновесная с этими минералами, часть Fe в растворе оказывается значительной вследствие благоприятной для этого геохимической среды.

Источником железа в болотных водах региона также являются алюмосиликатные породы, но опосредованно, поскольку железо до этого

проходит стадию концентрирования в растениях. Наличие большого количества органики способствует накоплению Fe^{3+} и Fe^{2+} в виде органоминеральных комплексов. Кроме первичных алюмосиликатных пород, болотные воды, вследствие низкой солености и значений рН, а также высоких содержаний органических веществ, остаются неравновесными также к кальциту и сидериту, что обеспечивает их более высокую способность к концентрированию этого элемента по сравнению с нижележащими водами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акуленко Ю.Н. О повышении содержания железа в подземных водах аллювиальных отложений р. Томи // Изв. вузов. Геология и разведка, 1971. № 3. – С. 163-165.
2. Алексеев В.С., Коммунар Г.М., Янбуллатова Ф.К. Расчеты установок обезжелезивания подземных вод в водонапорных пластах // Водоснабжение и санитарная техника, 1984. № 4.
3. Асочакова Е.М., Коноваленко С.И. К геохимии оолитовых и болотных железистых руд Томской области // Вестник Томского государственного университета, 2010. № 341. – С. 222–225.
4. Асс Г.Ю. Окисление двухвалентного железа кислородом воздуха при обезжелезивании воды // Труды Института ВОДГЕО, 1967. Вып. 16.
5. Атлас гидрогеологических и инженерно-геологических карт СССР / отв. ред. Н.А. Соломатина, 1983.
6. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Тершина Т.В., Шеремет Б.В. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979. – 380 с.
7. Бабенков Е.Д. Очистка воды коагулянтами. – М.: Наука, 1977. – 638 с.
8. Бернатонис В.К., Архипов В.С., Здвижков М.А., Прейс Ю.И., Тихомирова Н.О. Геохимия растений и торфов Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. – Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2002. – С. 204–215.
9. Букаты М.Б. Разработка программного обеспечения для решения гидрогеологических задач // Известия Томского политехн. ун-та, 2002. – Т. 305. – Вып. 6. – С. 348 – 365.
10. Булах А.Г., Булах К.Г. Физико-химические свойства минералов и компонентов гидротермальных растворов. – Л.: Недра, 1978. – 167 с.
11. Буркеева В.Ю., Грабович М.Ю., Епринцев А.Т., Дубинина Г.А. Сорбция коллоидных соединений оксидов железа и марганца с помощью железобактерий на песчаных загрузках очистных сооружений

- водоподъемных станций // Сорбционные и хроматографические процессы, 2009. –Т. 9. – Вып. 4. – С. 506–514.
12. Бычков В.Я., Ермашова Н.А., Шварцева Н.М. Формирование химического состава подземных вод Томской области // Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. – Новосибирск, 1990. – С. 189-195.
 13. Васюганское болото (природные условия, структура и функционирование) / 2-е изд., под ред. Л.И. Инишевой. – Томск: ЦНТИ, 2003. – 212 с.
 14. Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития / Под общей редакцией чл.-корр. РАН М.В. Кабанова. – Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2002. – 230 с.
 15. Видяйкина Н.В. Обеспечение экологической безопасности при использовании сельским населением подземных вод для питьевых целей (на примере Томской области и Ханты-Мансийского автономного округа): Автореф. дисс. к.г.-м.н. – Томск, 2010. –22с.
 16. Видяйкина Н.В. Качество пресных подземных вод на территории Томской области и Ханты-Мансийского автономного округа // Матер. IV Всерос. конф. молодых ученых. – Томск, 2009. – С. 405-409.
 17. Видяйкина Н.В. Удаление гуминовых соединений из воды в электроразрядном реакторе // Водоснабжение и санитарная техника, 2008. – № 11. – С. 39–43.
 18. Видяйкина Н.В. Электроразрядный способ удаления гуминовых веществ из воды // Вестник Томского государственного архитектурно-строительного университета, 2007. – № 4. – С. 127–134.
 19. Видяйкина Н.В. Использование электрического разряда для улучшения качества вод // Проблемы геологии и освоения недр: Труды VII Междунар. науч. симпозиума им. М.А. Усова. – Томск: ТПУ, 2003. – С. 243–245.

20. . Виноградов А.Н. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия, 1962. – № 7, – С.555-571.
21. Виноградов А.П., Ронов А.Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы // Геохимия, 1956. – № 2. – С. 8–18.
22. Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 351 с.
23. Всеволожский В.А. Ресурсы подземных вод южной части Западно-Сибирской низменности. – М.: Наука, 1973. – 88 с.
24. Всеволожский В.А. Подземный сток и водный баланс платформенных структур. –М.: Недра, 1983. – 167 с.
25. Гаррелс Р.М. Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях: пер. с англ. – М.: Изд-во иностранной литературы, 1962. – 306 с.
26. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия: пер. с англ. – М.: Мир, 1968. – 368 с.
27. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода–порода: в 5 т. / гл. ред. С.Л. Шварцев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – Т.1: Система вода–порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование. – 244 с.
28. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода–порода: в 5 т. / гл. ред. С.Л. Шварцев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. – Т.2: Система вода–порода в условиях зоны гипергенеза / отв. ред. Б.Н. Рыженко.– 389 с.
29. Геология СССР. Том XIV. Западная Сибирь. Часть 1. Геологическое описание / гл. ред. А.В. Сидоренко. – М.: Недра, 1967. – 664 с.
30. Гидрогеология СССР, том XVI , Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области). – М.: Недра, 1970. – 368 с.

31. Гидрогеология СССР. Вып 3. Ресурсы подземных вод СССР и перспективы их использования. / отв. ред. Л.С. Язвин. – М.: Недра, 1977. – 279 с.
32. Гидрогеохимия: учебное пособие / П.А. Удодов, Ю.Г. Копылова, А.А. Лукин, Н.М. Шварцева. – Томск: Изд-во ТПИ, 1980. – 368 с.
33. Дину М.И. Сравнение комплексообразующих способностей фульвокислот и гуминовых кислот в водной среде с ионами железа и цинка // Водные ресурсы, 2010. – Т. 37. – № 1. – С. 65-69.
34. Драйвер Дж. Геохимия природных вод. – М.: Мир, 1985. – 434 с.
35. Дутова Е.М., Вологодина И.В., Покровский Д.С., Замаровская Л.В. Изменение гидрогеохимических условий при эксплуатации академического месторождения // Известия Томского политехнического университета, 2008. – Т. 312. – № 1. – С. 59–63.
36. Дутова Е.М., Покровский Д.С. Гидрогеохимические среды водозаборов из подземных источников Томска // Основные водохозяйственные проблемы и пути их решения, 2005. – С. 30–32.
37. Дюкарев А.Г. Земельный фонд, его качественный состав и использование // Природные ресурсы Томской области. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. – 440 с.
38. Евсеева Н.С. География Томской области: население и хозяйство: Учебное пособие. – Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 2005. – 168 с.
39. Евсеева Н.С. География Томской области. (Природные условия и ресурсы). – Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 2001. – 223 с.
40. Езупенок Е.Э. Макро- и микроэлементный состав торфов южно-таежной подзоны Западной Сибири // Химия растительного сырья, 2003. – № 3. – С. 21–28.
41. Ермашова Н.А. Геохимия подземных вод зоны активного водообмена Томской области в связи с решением вопросов водоснабжения и охраны: автореф. дис. ... канд. геол.–минер. наук. – Томск: Томский политехнический университет, 1998. – 44 с.

42. Ермашова Н.А., Никонов Б.С. Отчет гидрогеохимической партии по работам за 1976-1982 гг. Обобщение материалов по химическому составу питьевых подземных вод в связи с повышением содержания в них железа, марганца и других, специфических для региона компонентов в пределах юго-восточной части Западно-Сибирского артезианского бассейна. ОФТГГП, 1982. – 490 с.
43. Ермашова Н.А. Гидрогеохимические особенности и условия формирования пресных подземных вод Обь-Чулымского междуречья // Вопросы географии Сибири. Томск, 1979. – С. 95–109.
44. Зверев В.П. Подземные воды земной коры и геологические процессы. – М.: Научный мир, 2006. – 256 с.
45. Зверев В.П. Роль подземных вод в миграции химических элементов. – М.: Недра, 1982. – 168 с.
46. Здвижков М.А. Гидрогеохимия Васюганского болотного массива: автореф. дис. ... канд. геол.–минер. наук. – Томск: Томский политехнический университет, 2005. – 23 с.
47. Земскова И.М., Смоленцев Ю.К. Региональная оценка эксплуатационных запасов подземных вод южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна. Сводный отчет, г. Новосибирск, 1984 г.
48. Золотова Е.Ф., Асс Г.Ю. Очистка воды от железа, марганца, фтора и сероводорода. – М.: Стройиздат, 1975. – 176 с.
49. Иванов К.Е., Новиков С.М. Болота Западной Сибири их строение и гидрологический режим. – Л.: Гидрометеиздат, 1976.– 447 с.
50. Иванова И.С., Лепокурова О.Е., Шварцев С.Л. Железосодержащие воды Томской области // Разведка и охрана недр, 2010. – № 11. – С. 58–62.
51. Иванова И.С., Лепокурова О.Е. Химический состав питьевых подземных вод юго-западной части Томской области // Известия ТПУ, 2011. – № 1. – С. 145–149.

52. Игнатович Н.К. Зональность, формирование и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктур // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, 1950. – № 13, – С. 6–22.
53. Инишева Л.И. Условия формирования и геохимия болотных вод // Болота и биосфера: Материалы II научной школы. – Томск: Изд-во ТГПУ, 2003. – С. 38–49.
54. Инишева Л.И., Инишев Н.Г. Водная миграция химических веществ в системе геохимически сопряженных ландшафтов с потоком поверхностно-болотных вод // Фунд. пробл. воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия. – Томск: изд. НТЛ, 2000. – С. 204–208.
55. Инишева Л.И., Дементьева Т.В., Белова Е.В. и др. Большое Васюганское болото: результаты комплексных исследований торфоболотной системы // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития / Под ред. М.В. Кабанова. – Томск: Изд-во Ин-та оптики атмосферы СО РАН, 2002. – С. 165–168.
56. Инишева Л.И., Земцов А.А., Лисс О.Л. и др. Васюганское болото (природные условия, структура и функционирование). – Томск: ЦНТИ, 2000. – 136 с.
57. Казак Е.С., Поздняков С.П. Моделирование внутрипластового обезжелезивания подземных вод // Вестник Московского Университета. Геология, 2010. – № 6. – С. 68–74.
58. Камнева О.А. Многолетние изменения гидрогеологических условий Среднеобского бассейна: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Томск: Томский политехнический университет, 2012. – 19 с.
59. Кирюхин В.А. Региональная гидрогеология: Учебник для вузов / В.А. Кирюхин. Санкт-Петербургский государственный горный институт (технический университет). – СПб, 2005.–344 с.
60. Кирюхин В.А., Коротков А.И., Шварцев С.Л. Гидрогеохимия. – М.: Недра, 1993. – 384 с.

61. Кирюхин В.А., Толстихин Н.И. Региональная гидрогеология: Учебник для вузов – М.: Недра, 1987. – 382 с.
62. Климат Томска / Под ред. С.Д. Кошинского, Л.И. Трифионовой, Ц.А. Швер.– Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 71 с.
63. Ковалевский В.С. Влияние изменений климата на подземные воды // Водные ресурсы, 2007. – Т.34. – № 2. – С. 158–170.
64. Ковалевский В.С. Исследования режима подземных вод в связи с их эксплуатацией. – М.: Недра, 1986. – 198 с.
65. Ковалевский В.С. Комбинированное использование ресурсов поверхностных и подземных вод. – М.: Научный мир, 2001. – 332 с.
66. Ковалевский В.С. Многолетняя изменчивость ресурсов подземных вод. – М.: Наука, 1983. – 205 с.
67. Ковалевский В.С. Условия формирования и прогнозы естественного режима подземных вод. – М.: Недра, 1973. – 152 с.
68. Кожинов В.Ф., Кожинов И.В. Озонирование воды. – С.: Стройиздат, 1974. – 160 с.
69. Коммунар Г.М., Алексеев В.С., Астрова Н.В. Гидрогеологические проблемы регулирования качества подземных вод // Итоги науки и техники. Сер. Гидрогеология. Инженерная геология, 1984. – Т. 9. – 88 с.
70. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. – М.: Наука, 2004, – 677 с.
71. Крайнов С.Р., Швец В.М. Геохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. – М.: Недра, 1987. – 237 с.
72. Крайнов С.Р., Швец В.М. Основы геохимии подземных вод. – М.: Недра, 1980. – 286 с.
73. Куделин Б.И. Подземный сток на территории СССР и проблема водных ресурсов // Вестник РАН, 1965. – №9. – С.40–47.
74. Кудельский А.В., Панасенко В.А. Лещинская В.Н. Железо в питьевых водах Белоруссии // Докл. АН БССР, 1986. – Т. 30. – № 7. – С. 638–640.

75. Кузнецов С.И., Дубинина Г.А. Методы изучения водных микроорганизмов. – М.: Наука, 1989. – 285 с.
76. Кусковский В.С., Туров Ю.П., Рассказов Н.М. Некоторые особенности качества питьевых подземных вод верхней Оби // Сибирский экологический журнал, 2003. – № 2. – С. 155–158.
77. Левченко Ю.В., Левченко В.Ф. Электроимпульсный способ очистки воды. Патент RU № 2220110 (13), 2003г.
78. Лепеш Г.В., Матвеев А.П., Киселев Н.И. Проект бытового электрореагентного аппарата для очистки питьевой воды из природных источников // Техничко-технологические проблемы сервиса, 2011. – №1(15). – С. 32 – 39.
79. Лепеш Г.В., Матвеев А.П., Носов Э.С. Обоснование и разработка агрегатов электрореагентной очистки питьевой воды // Техничко-технологические проблемы сервиса, 2010. – №1(11). – С. 64–79.
80. Линник Р.П., Запорожец О.А. Сравнительная оценка расчетных и экспериментальных данных о существующих формах железа, кобальта и никеля в пресных поверхностных водах // Экологическая химия, 2003. – № 12(2). – С. 79–92.
81. Линник П. Н., Набиванец Б. И. Формы миграции металлов в пресных поверхностных водах. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 270 с.
82. Лукашев К.И., Ковалев В.А., Жуховицкая А.Л. и др. Геохимия озерно-болотного литогенеза. – Минск.: Наука и техника, 1971. – 280 с.
83. Лукашевич О. Д. Геоэкологическая безопасность хозяйственно-питьевого водопользования в Верхнем и Среднем Приобье: автореф. дис. ... докт. геол.–минер. наук. – Томск: Томский государственный архитектурно-строительный университет, 2007. – 45 с.
84. Лукнер Л., Шестаков В.М. Моделирование миграции подземных вод. М.: Недра, 1986. – 208 с.
85. Мамонов К.А. Обезжелезивание воды в напорных установках. – М.: Стройиздат, 1964. – 94 с.

86. Матвеевко А.П. Электроагентная технология очистки и кондиции водных растворов и коллоидных ассоциатов // Техничко-технологические проблемы сервиса, 2009. – №2(8). – С. 50–54 .
87. Матусевич В.М. Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. – М.: Недра, 1976. – 157 с.
88. Менча М.Н. Железобактерии подземных вод в процессах обезжелезивания // Вестник БГТУ. Водохозяйственное строительство и теплоэнергетика, 2006. – № 2. – С. 49–53.
89. Михайлик Л.Г. Очистка подземных вод с высоким содержанием железа // Проблемы водного хозяйства. –Минск: Наука и техника, 1971. – С. 192–197.
90. Моисеенко Т.И., Дину М.И., Гашкина Н.А., Кремлева Т.А. Формы нахождения металлов в природных водах и их комплексообразование с гумусовым веществом // Доклады академии наук, 2012. – Т. 442. – № 5. –С. 691–695.
91. Набиванец Б.И., Линник П.Н. Об устойчивости семивалентного марганца в природных водах // Гидробиология, 1977. – Т. 13. – № 5. – С. 120–127.
92. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3: Многолетние данные.– СПб.: Гидрометеиздат, 1993.– Вып. 20. Ч. 1-6: Томская, Новосибирская, Кемеровская области, Алтайский край.– 717 с.
93. Невидимова О.Г., Янкович Е.П. Оценка рисков водопользования на территории Томской области. // Известия ТПУ, 2011. – Т. 318, № 1. – С. 154 – 158.
94. Нейштадт М.И. Торфяные запасы Азиатской части СССР // Труды Центральной торфяной опытной станции. – М., 1938. – Т. 4. – С. 1–79.
95. Непряхин Е.М. Почвы Томской области. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1977. – 438 с.

96. Николадзе Г.И. Обработка подземных вод хозяйственно-питьевого водоснабжения // Водоснабжение и санитарная техника, 1999. – № 5. – С. 2–4.
97. Николадзе Г.И. Улучшение качества подземных вод. – М.: Стройиздат, 1987. – 240 с.
98. Новиков В.К., Михайлов Э.М. методы очистки природных вод от соединений марганца, железа и других загрязняющих веществ: Обзорная информация. – М.: Институт экономики ЖКХ АКХ им. К.Д. Памфилова, 1990. – 52 с.
99. Овчинников А.М. Гидрогеохимия. – М.: Недра. 1970. – 200 с.
100. Овчинников А.М. Минеральные воды. М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 375 с.
101. Овчинников А.М. Общая гидрогеология. – М.:Госгеолтехиздат, 1955. – 383 с.
102. Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика / Гавич И.К., Ковалевский В.С., Язвин Л.С. – М.: Наука, 1983. – 242 с.
103. Патент 2136600 РФ. МКИ6 C02F 1/46, 7/00. Реактор и способ очистки воды / С.Г. Боев, В.М. Муратов, Н.П. Поляков, Н.А. Яворовский // Заяв. 16.12.97; Опубл. 10.09.99. Бюл. – № 25. – 4 с.
104. Перельман А.И. Геохимия ландшафта: учебное пособие. – М.: Высшая школа, 1975. – 341 с.
105. Покровский Д.С. Геоэкологические условия водоснабжения населения юга Сибирского региона: автореф. дис. ... докт. геол.–минер. наук. – Томск: Томский государственный архитектурно-строительный университет, 2005. – 46 с.
106. Покровский Д.С., Дутова Е.М., Рогов Г.М., Вологодина И.В., Тайлашев А.С., Лычагин Д.В. Минеральные новообразования на водозаборах Томской области / Под ред. Д.С. Покровского. – Томск: Изд-во НТЛ, 2002. – 176 с.

107. Попов В.К., Рогов Г.М., Данда И.И. Формирование химического состава природных вод бассейна р. Томи// 29 Всесоюзное совещание, 1987. – Т.1.
108. Пособие по проектированию сооружений для очистки и подготовки воды (к СНиП 2.04.02-84). – М.:ЦИТП Госконтроля СССР, 1989. – 128 с
109. Посохов Е.В. Ионный состав природных вод. Генезис и эволюция. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 256 с.
110. Посохов Е.В. Происхождение содовых вод в природе. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 154 с.
111. Посохов Е.В. Формирование химического состава подземных вод. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 258 с.
112. Почвенная карта Томской области. Масштаб 1:1000000. - Новосибирск, 1989.
113. Рассказов Н.М. Основные особенности химического состава болотных вод (на примере юго-восточной части Западной Сибири) // Известия Томского политехнического университета, 2005. – Т. 308. – № 4. – С. 55–58.
114. Рассказов Н.М. Природные условия формирования и химический состав воды водораздельных низинных болот Васюганья (Томская область) // Болота и биосфера: Материалы второй научной школы, 2003 г. – Томск, 2003. – С. 62-64.
115. Рассказов Н.М. Гидрогеохимия рудных районов юга Западной и Средней Сибири: автореф. дисс. ... докт. геол-минер. наук. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1993. – 44 с.
116. Рассказов Н.М., Удодов П.А., Назаров А.Д., Емельянова Т.Я. Болотные воды Томской области // Известия ТПУ, 1975. – Т. 297. – С. 102–117.
117. Рассказов Н.М., Удодов П.А., Емельянова Т.Я. и др. Основные гидрогеологические и гидрогеохимические особенности торфяных месторождений центральной части Обь–Иртышского междуречья //

- Подземные воды Сибири и Дальнего Востока / Под ред. Е.В. Пиннекера. – М.: Недра, 1971. – С. 229–232.
118. Ресурсы пресных и маломинерализованных подземных вод южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна / Мин-во геол. СССР, ПГО «Новосибирск-геология»; Сост.: И.М. Земскова, Ю.К. Смоленцев, М.П. Полканов и др.; Редкол.: Е.В. Пиннекер (отв. ред.) и др. – М.: Недра, 1991. – 262с.
119. Рязанов Н.Д., Перевязкина Е.Н. Действие обеззараживающих факторов импульсного электрического разряда в воде // Электронная обработка материалов, 1984. – № 2. – С. 43–45.
120. Рогов Г.М., Попов В.К. Закономерности формирования подземных вод при литогенезе осадочных пород гумидного типа // 27-й Международный геологический конгресс, 1984. – Т. VII. – С. 498–499.
121. Савичев О.Г. Водные ресурсы Томской области. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2010. – 248 с.
122. Савичев О.Г. Влияние болот на гидрохимический сток в бассейне Средней Оби (в пределах Томской области) // Известия Томского политехнического университета, 2005. – Т. 308. – № 3. – С. 47–50.
123. СанПиН 2.1.4.1074-01. Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества: санитарно-эпидемиологические правила и нормативы. – М. Минздрав России, 2002. – 103 с.
124. Севастьянов В.В., Уколова Т.Ф., Голдаева Н.П. Климат Анжеро-Судженска. – Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 2000. – 75 с.
125. Седых В.Н. Леса Западной Сибири и нефтегазовый комплекс. – М.: Экология, 1996. – Вып. 1. – 36 с.
126. Сериков Л.В., Шиян Л.Н., Тропина Е.А., Видяйкина, Н.В., Фриммел Ф.Х., Метревели Г. Коллоидные системы подземных вод Западно-Сибирского региона // Известия Томского политехнического университета, 2006. – Т. 309. – № 6. – С. 27–31.

127. Сериков Л.В., Шиян Л.Н., Тропина П.А., Хряпов, Н.В., Савельев Г.Г., Метревели Г., Делай М. Коллоидно-химические свойства соединений железа в природных водах // Известия Томского политехнического университета, 2010. – Т. 316. – № 3. – С. 28–33.
128. Соломин Г.А. Ионные равновесия железа в природных водах // Гидрохимические материалы, 1967. – Т. 43. – С. 88–94.
129. Трифонова Л.И. Климат // География Томской области. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988.– С. 42–76.
130. Трофимов В.Т. Основные закономерности строения рельефа Западно-Сибирской плиты (анализ с инженерно-геологических позиций) // Природные условия Западной Сибири. – М.: МГУ, 1980. – Вып. 7. – С. 13–36.
131. Труфанов А.И. Формирование железистых подземных вод. – М.: Стройиздат, 1987. – 133 с.
132. Удодов П.А., Ермашова Н.А. Железистые воды юго-востока Западно-Сибирского артезианского бассейна // Геология, гидрогеология и инженерная геология Западной Сибири. Сборник научных трудов. – Тюмень: ТюмИИ, 1982. – С. 3–10.
133. Удодов П.А., Матусевич В.М., Григорьев Н.В. Гидрогеохимические поиски в условиях полузакрытых геологических структур Томь-Яйского междуречья. – Томск: Изд-во ТГУ, 1965. – 202 с.
134. Удодов П.А., Паршин П.Н., Левашов Б.М. и др. Гидрогеохимические исследования Колывань-Томской складчатой зоны. – Томск: Изд-во ТГУ, 1971. – 283 с.
135. Формирование и эксплуатация подземных вод Обь-Томского междуречья / В.К. Попов, В.А. Коробкин, Г.М. Рогов, О.Д. Лукашевич, Ю.Ю. Галямов, Б.И. Юргин, В.В. Золотарева. – Томск: Изд-во ТГАСУ, 2002. – 143 с.
136. Фрог Б.Н., Левченко А.П. Водоподготовка. – М.: МГУ. 1996. – 680 с.

137. Цацульников В.Т. Формирование ресурсов пресных подземных вод Среднеобского бассейна стока и перспективы их использования: автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. – Тюмень, 1986. – 181 с.
138. Чайковский Г.П., Матаруева И.А., Кравцов Ю.Ф. Железобактерии и их влияние на процесс обезжелезивания подземных вод // Гидравлика и водоснабжение: Межвузовский сборник научных трудов. – Хабаровск: РИО ХПИ, 1974. – С. 111–120.
139. Шварцев С.Л., Серебренникова О.В., Здвижков М.А., Савичев О.Г., Наймушина О.С. Геохимия болотных вод нижней части бассейна Томи (юг Томской области) // Геохимия, 2012. – № 4. – С. 403–417.
140. Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А., Дутова Е.М., Кондратьева И.А., Копылова Ю.Г., Лепокурова О.Е. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода. Т.2 Система вода-порода в зоне гипергенеза. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2007. – 389 с.
141. Шварцев С.Л., Рассказов Н.М., Сидоренко Т.Н., Здвижков М.А. Геохимия природных вод Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. Томск: Изд. Ин-та Оптики атмосферы, 2002. – С. 139–149.
142. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. Изд. 2-е испр. и доп. – М.: Недра, 1998. – 366 с.
143. Шварцев С.Л. Общая гидрогеология. – М.: Недра, 1996. – 423 с.
144. Шварцев С.Л. Проблема равновесия подземных вод с алюмосиликатными горными породами // Гидрогеология и инженерная геология, 1977. – С. 13–20.
145. Шварцева Н.М. Особенности распределения и формирования железистых вод юго-востока Западно-Сибирского артезианского бассейна в связи с поисками источников водоснабжения. – В кн.: Проблемы региональной гидрохимии. – Л.: ГО СССР, 1979. – С. 118.

146. Шевченко М.А., Гончарук В.В., Кежнер Б.К. Реакции озонирования в водных растворах // Химия и технология воды, 1987. – Т. 9. – № 4. – С.334–345.
147. Экологический мониторинг: Состояние окружающей среды Томской области в 2008 году / Под ред. А.М. Адама. – Томск: Изд-во «Оптимум», 2009. – 144 с.
148. 70 лет кафедре гидрогеологии и инженерной геологии Томского политехнического университета: Очерки / Под ред. С.Л. Шварцева. – Томск: Изд-во НТЛ, 2001. – 240 с.
149. Appelo C. A., Postma D. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. Rotterdam: A. A. Balkema. 1994. – 536 p.
150. Appelo C.A., Drijver B., Hekkenberg R., Jonge M. de. Modeling in situ iron removal from ground water // *Ground water*. 1999. Vol. 37, N 6. P. 811–817.
151. Appelo C. A., Postma D. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, second ed., Lieden, London: A. A. Balkema. 2005. – 649 p.
152. Arnórsson S., Sigurdsson S., Svavarsson H. The chemistry of geothermal waters in Iceland. I. Calculation of aqueous speciation from 0° to 370 °C// *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1982. V. 46, – P. 1513–1532.
153. Back W, Barnes I. Relation of electrochemical potentials and iron content to groundwater flow patterns. – *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1965. Vol. 398–G. – P. 1–16.
154. Benes P. On the state of manganese and gold traces in aqueous solution // *Journ. Inord. Nucl. Chem*. 1967. Vol. 29, № 10. – P. 2889–2898.
155. Bergstrom J. Seasonal variations and distribution of dissolved iron in an aquifer. – *Nord. hydrol.*, 1974. Vol. 5, № 1. – P. 1–31.
156. Björkvald L., Buffam I., Laudon H., Mörth C. Hydrogeochemistry of Fe and Mn in small boreal streams: The role of seasonality, landscape type and scale // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72. – P. 2789–2804.

157. Christman R.F., Minear .F. Organics in lakes. – In: Organic compounds in aquatic environments/ S.J. Faust, J.U. Hunter, edits. – New York: Marcel Dekker. 1971. – 119–143.
158. Diliunas J., Jurevicius A. Iron in fresh groundwater of Lithuania. Vilnius: «Petro ofsetas».1998. – 76 p.
159. Ellis D., Bouchrd Ch., Lantagne G. Removal of iron and manganese from groundwater by oxidation and microfiltration // Desalination. 2000. Vol. 130. – P. 255–264
160. Gjessing E.T. Ferrous iron in water. – Ibid., 1964. Vol. 9, № 2. – P. 272–274.
161. Hallberg R.O., Martinell R. Vyredox – in situ purification of ground water. J. Groundwater. Vol. 4, 2, 1976.
162. Hem J.D. Chemical equilibria and rates of manganese oxidation // Geol. Surv. Water–Supply Papper. № 1667-A. – Washington. 1963. – 64 p.
163. Hem J.D. Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. 3rd. ed./ U.S. Geol. Surv. Water Suplly Paper. 1985. N 2254. – 250 p.
164. Landford C.H., Wong S.M., Underdown A.W. The interaction of a soil fulvic acid with precipitalling hydrous ferric oxide at pH=6. – Ibid., 1981. Vol. 59, № 2. – P. 181–186.
165. Moore R.M., Burton J.D., Williams P.J., Le B., Young M.L. The behavior of dissolved organic material, iron and manganese in estuarine mixing. – Geochim. Cosmochim. Acta. 1979. Vol. 43, № 6. – P. 919–926
166. Morgan J.J. Chemical equilibria and kinetic properties of manganese in natural waters. – In: Principles and applications of water chemistry. – New York. 1967. – P. 561–624
167. Pokrovsky O.S., Dupre B. and Schott J. Fe-Al-organic colloids control of trace elements in peat soil solutions // Aquat. Geochem. 2005. N 11. – P.241–278.
168. Shapiro J. On the measurement of ferrous iron in natural waters // Oceanogr. 1966. Vol. 11, № 2. – P. 293–298.

169. Sharma S.K., Petrusevski B., Schippers J.C. Biological iron removal from groundwater // AQUA. 2005. Vol. 54, N 4. – P. 239–247.
170. Sung W., Morgan J.J. Kinetics and product of ferrous iron oxygenation in aqueous systems // American Chem. Soc. 1980. Vol. 14. – P. 561–568.
171. Varsányi I., Kovács L. Arsenic, iron and organic matter in sediments and groundwater in the Pannonian Basin, Hungary// Applied Geochemistry. 2006. V. 21. – P. 949–963.
172. Vasyukova E.V., O.S. Pokrovsky, J. Viers, P. Oliva, B. Dupre, F. Martin, F. Candaudap. Trace elements in organic- and iron-rich surficial fluids of the boreal zone: Assessing colloidal forms via dialysis and ultrafiltration // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2010. V. 74. – P. 449–468.
173. Wihuri H. Reudan poistanisesta pohjavesta maaperessa. – Vesitalous. 1969. Vol.10, № 3. – P. 9–10.
174. Zajicek O.T., Pojasek R.B. Fulvic acid and aquatic manganese transport // Water Resour. Res. 1976. Vol. 12, № 2. – P. 305–308.
175. Zhu, C. and Sverjensky, D. A. Partitioning of F-Cl-OH between minerals and hydrothermal fluids// Geochim. et Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. – P. 1837–1858.