

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

На правах рукописи



ХЕЛЯЛЬ МАРЬЯМ АХМАД

**ТЕХНОЛОГИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ РЕШЕНИИ
ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ НА ТЕРРИТОРИЯХ С ВЫСОКОЙ
ТЕХНОГЕННОЙ НАГРУЗКОЙ (НА ПРИМЕРЕ ВОРОНЕЖСКОЙ,
ТАМБОВСКОЙ, ЛИПЕЦКОЙ И ОРЛОВСКОЙ ОБЛАСТЕЙ)**

25.00.10 – Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

Кандидата геолого-минералогических наук

**Научный руководитель:
доктор технических наук,
профессор А. А. Аузин**

Воронеж – 2019

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	3
1 ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ. ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПАРАМЕТРЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ	8
1.1 Краткая характеристика геофизических полей	8
1.2 Петрофизические основы экологической геофизики	9
1.2.1 Электромагнитные свойства	11
1.2.2 Упругие свойства	30
1.2.3 Теплофизические свойства.....	39
1.2.4 Ядерно-физические свойства	42
2 ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ АНТРОПОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ. ИЗМЕРЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ АНТРОПОГЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ	55
3 ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ	65
3.1 Контроль экологического состояния подземных источников водоснабжения методом группового учёта аргументов и комплексом геофизических исследований скважин	65
3.2 Контроль экологического состояния открытых водоемов методом георадиолокации.....	78
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	83
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	85

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность диссертации.

Практически бесконтрольное возрастание техногенной нагрузки на среду обитания человека приводит к необратимому, часто катастрофическому ухудшению экологической ситуации. Геофизические исследования позволяют своевременно и эффективно выявлять и контролировать негативные процессы, прогнозировать их развитие.

Эффективность геофизических исследований обусловлена их экспрессностью, высокой мобильностью, неразрушающим взаимодействием с изучаемыми объектами, допустимостью многократных измерений характеристик геофизических полей и относительно невысокой стоимостью. Кроме того, возможность выбора параметров измерительных установок и способов возбуждения геофизических полей, позволяет адаптировать измерительные системы в соответствии с решаемыми задачами и оптимизировать их параметры с целью повышения информативности и достоверности получаемых материалов.

Степень изученности проблемы.

Многие ученые посвятили свои работы геоэкологическим проблемам применительно к условиям высоких техногенных нагрузок на среду обитания человека. При изучении экологической ситуации широко используются геофизические, геохимические, гидрогеологические, геоэкологические и другие методы. Среди отечественных ученых-геофизиков, которые занимались решением экологических проблем, следует отметить таких специалистов, как В.А. Шевнин, И.Н. Модин, А.А. Трофимук, А.А. Огильви, А.Г. Гайнанов, М.Н. Бердичевский, Т.И. Облогина, В.Р. Мелихов, В.В. Калинин, В.А. Богословский и многие другие.

Цель и задачи работы.

Целью представленной работы является разработка и обоснование технологических вопросов применения геофизических методов и методик обработки геофизической информации при решении экологических задач.

Задачи, решавшиеся при достижении поставленной цели:

1. Изучение влияния экологических факторов на геофизические поля;
2. Анализ возможностей и опробование различных методов и методик геофизических исследований с целью решения экологических задач;
3. Анализ возможностей и опробование различных методов и методик геофизических исследований с целью наиболее эффективного решения экологических задач в пределах территорий с высокой техногенной нагрузкой;
4. Опробование статистических методов анализа результатов геолого-геофизических исследований и лабораторных данных с целью решения экологических задач;
5. Оценка возможностей и ограничений геофизических методов исследований и методов статистической обработки данных применительно к решению задач экологической направленности в пределах территорий с высокой техногенной нагрузкой.

Научная новизна исследования.

1. Показано, что практически все техногенные процессы оказывают влияние на параметры геофизических полей. При этом, поскольку наиболее существенным техногенным воздействиям подвержены электромагнитные поля, то методы электроразведки являются наиболее универсальными при проведении эколого-геофизических исследований;
2. Привлечение математического аппарата метода группового учета аргументов (МГУА) при статистической обработке результатов исследований дает возможность оценить качество исходных данных, что позволяет не только выявить случайно возникшие (или намеренно внесенные) ошибки, но и скорректировать их;
3. Впервые показано, что при эколого-гидрогеологических исследованиях применение скважинной термометрии позволяет выявить

заколонные перетоки в эксплуатируемый водоносный горизонт вод из неглубоко залегающих водоносных пластов, которые часто имеют поверхностные источники питания и в наибольшей степени загрязнены;

4. Аквазные экологические исследования свидетельствуют о высокой информативности геофизических методов, при этом, наиболее высокую мобильность и эффективность демонстрируют георадиолокационные исследования.

Теоретическая и практическая значимость выполненных исследований состоит в том, что разработаны методики проведения геофизических исследований при экологическом обследовании подземных источников водоснабжения и открытых водоемов, а также подходы к комплексной интерпретации их результатов, которые позволяют своевременно выявлять и контролировать негативные процессы, прогнозировать их развитие.

Методология и методы исследования.

Исследования проводились современной наземной и скважинной геофизической аппаратурой, при обработке получаемых материалов использовались эффективные апробированные методики.

1. Определение источников питания водоносных горизонтов было выполнено с использованием методов статистического анализа результатов обследования городского водозабора и данных геофизических исследований.

2. Совместная интерпретация данных скважинных термометрии, резистивиметрии и расходомерии выявила перетоки скважинной жидкости, как по стволу скважины, так и в затрубном пространстве, при этом были также определены места поглощения скважинной жидкости.

3. Оценка экологического состояния пресноводных водоемов проводились методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) и георадиолокационным профилированием по методикам, адаптированным применительно к решаемым задачам.

Основные положения, выносимые на защиту.

1. Надежность определения источников питания эксплуатируемых

водоносных горизонтов повышается за счет применения, при статистическом анализе результатов обследования водозаборов, аппарата метода группового учета аргументов (МГУА).

2. Заколонные перетоки в эксплуатируемый водоносный горизонт вод из неглубоко залегающих водоносных пластов, в наибольшей степени подверженных антропогенному загрязнению, выявляются скважинной термометрией, применяемой в комплексе с расходометрией и резистивиметрией.

3. Повышение эффективности экологических исследований на акваториях, имеющих целью определение рельефа минерального ложа водоемов, мощности и структуры донных отложений, а также выявления затопленных объектов, достигается применением высококомобильных георадиолокационных исследований.

Обоснованность и достоверность научных положений и выводов подтверждается данными независимых исследований и их соответствием общетеоретическим представлениям об условиях формирования геофизических полей. Практические результаты получены с использованием современной сертифицированной геофизической аппаратуры, такими как георадар Зонд-12е, электроразведочный комплекс Рутил-1 и др.

Апробация результатов исследования.

Результаты, представленные в данном исследовании, были доложены на 1-й региональной научно-практической конференции «Современные проблемы инженерных изысканий на территории Центрально-Черноземного региона», ФГБОУ ВО «ВГУ», (Воронеж, 2017); на Региональной научно-практической конференции «Современные проблемы и опыт гидрогеологических, инженерно-геологических и эколого-геологических исследований на территории Центрально-Черноземного региона», ФГБОУ ВО «ВГУ», (Воронеж, 2018); на 3-й научно-практической конференции «ГЕОРАДАР-2019», МГУ, (Москва, 2019); на 8-й Международной научной студенческой научной

конференции «Студенческая наука как ресурс инновационного потенциала развития», ИМО ВГУ, (Воронеж, 2019).

Личный вклад автора.

Автором самостоятельно сформулированы цели и задачи исследования, проведен анализ и критическая оценка опыта применения геофизических методов при решении экологических задач. Сделаны выводы об их достоинствах и ограничениях.

Выполнен статистический анализ результатов опробования скважин на водозаборе, обеспечивающем питьевое водоснабжение города Россошь (Воронежская обл.). На основе полученных результатов сделаны выводы и рекомендации, касающиеся практического применения метода группового учёта аргументов (МГУА) при выявлении скрытых связей между отдельными параметрами объектов исследования. Показаны возможности МГУА при выявлении недостоверности практической информации.

Публикации.

По теме диссертации опубликовано 7 печатных научных работ, в том числе 3 статьи, опубликованных в рецензируемых изданиях, включённых в список Высшей аттестационной комиссии (ВАК) при Министерстве науки и высшего образования Российской Федерации и 3 публикации, входящие в базу РИНЦ.

Структура и объем диссертации.

Диссертация состоит из введения, трёх разделов и заключения. Содержит 20 рисунков, 8 таблиц и библиографический список использованных источников из 132 наименования. Общий объем диссертации – 95 страниц.

1 ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ. ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПАРАМЕТРЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

1.1 Краткая характеристика геофизических полей

Физическое поле. Физическое поле это особый вид материи, обеспечивающей физическое взаимодействие между системами и их материальными объектами.

Геофизические поля представляют собой физические поля, обусловленные (сгенерированные, преобразованные и т.п.) оболочками Земли, а также искусственными сооружениями и объектами, расположенными как на поверхности земли, так и в ее недрах и атмосфере [43-45, 124].

По условиям своего формирования геофизические поля принято делить на естественные, которые возникают самопроизвольно, и искусственные, которые создаются сознательно, как правило, с исследовательскими целями. Промежуточное место занимают техногенные поля, которые формируются в результате деятельности человечества.

Работа машин и механизмов, энергетических установок, средств связи, движение транспортных средств и другие источники антропогенного происхождения обуславливают неуправляемые поля техногенного характера. С одной стороны, совершенно очевидно, что они имеют искусственное происхождение, но, с другой стороны, их создание не являлось целью производственной или иной деятельности. В принципе, техногенные поля, как и поля искусственные, могут, в разной степени, регулироваться и это обстоятельство, в известной мере, их роднит.

Геофизические поля как естественного, так искусственного и техногенного происхождения существуют совместно, таким образом, при измерениях параметров геофизических полей, мы наблюдаем их сумму.

Если поля искусственного происхождения выделить достаточно просто, поскольку они создаются контролируемым источником и исчезают после его

отключения, то разделение техногенных и естественных полей вызывает определенные трудности. Тем более что для многих естественных полей, в особенности электромагнитных, типичны существенные вариации, на фоне которых достаточно сложно выявить изменения техногенного характера.

Физические (геофизические) поля, отражающие свойства объекта (физической системы, явления или процесса), характеризуются параметрами, которые могут быть измерены. Результатами измерений являются величины параметров, по значениям которых можно судить об источниках этих полей. Иными словами, любое геофизическое поле определяется пространственно-временным распределением величин геофизических параметров и характеризует объект в отношении именно тех физических свойств, которые делают его источником поля [3, 105, 118].

Таким образом, физической основой применения геофизических методов является наличие у геологических и иных объектов (пластов горных пород, фундаментов зданий и инженерных сооружений и пр.) вполне определенных, часто весьма специфических, физических свойств, формирующих геофизические поля, параметры которых измеряются в процессе проведения геофизических исследований. Изучением этих свойств занимается один из разделов геофизики – петрофизика.

1.2 Петрофизические основы экологической геофизики

В информационном обеспечении изучения различных объектов геофизическими методами данные о физических свойствах горных пород занимают важное место.

Физические свойства объектов исследования и вмещающих их сред имеют решающее значение при расчетах геофизических полей, по которым определяют рациональность применения геофизических методов и выборе их оптимального комплекса, а также, в совокупности со сведениями о

предполагаемых геометрических параметрах объектов, при организации соответствующей интерпретации получаемых материалов [20, 58].

Несмотря на свое основное значение, до сих пор смысловое наполнение понятия "физические свойства горных пород" не имеет должной научной определенности. Такое положение связано с тем, что в большинстве случаев изучение физических свойств в геологии имеет выраженный прикладной характер. Иными словами, горные породы, в первую очередь, изучаются как объект, представляющий экономический интерес. Соответствующий подход, проявившийся в наиболее явном виде в промышленной геофизике, привел к ситуации, когда часто нефтегазонасыщенность, пористость и пр. относят к числу физических свойств пород.

Необходимо рассматривать горные породы как системы – комплексы элементов, существующие во взаимодействии (Берталанфи, 1956). Как известно, функция (комплекс реакций системы на изменение условий внешней и внутренней среды), структура (комплекс отношений среди элементов), и история (длительные необратимые изменения) являются главными характеристиками системы. Как и все природные образования, горные породы являются открытыми системами, в которых изменяются запас энергии и вещественный состав, что является следствием энергетических и материальных потерь или поступлений при взаимодействии со средой. Невозможно сводить свойства систем к простой сумме свойств входящих в них элементов, поскольку они взаимообусловлены [21, 23].

Подобный подход к рассмотрению горных пород дает возможность уточнить термин "физические свойства горных пород", под которыми следует понимать главнейшие характеристики пород, отражающие их взаимодействие с физическими полями.

Каждая порода имеет набор, включающий в себя значительное количество различных характеристик, позволяющий отличать одну породу от других. Термин "физические свойства" в петрофизике обычно понимается в широком виде, но мы будем считать физическими свойствами горных пород

именно те, которые отличают реакцию горной породы как системы (взаимообусловленного, взаимосвязанного и единого целого) на физические поля, т.е. участвуют в формировании этих полей [36]. С точки зрения геофизики, можно разделить важнейшие свойства горных пород, в зависимости от их участия в формировании физических полей, на следующие группы: гравитационные, теплофизические, электромагнитные, упругие и ядерно-физические. Будем рассматривать характер насыщения, пористость и прочее при характеристике горных пород как их петрофизические параметры.

Следует иметь в виду, что разделение физических характеристик горных пород на физические параметры и физические свойства не может быть универсальным.

Каждая горная порода – это сложное вещество, которое может состоять из трех фаз: твердой (один или несколько минералов), жидкой (нефть или нефтепродукты, водные растворы) и газообразной. Физические свойства пород определяются, в первую очередь, свойствами их фаз, их распределением в породе и количественным соотношением [34, 63].

1.2.1 Электромагнитные свойства

В горных породах в результате воздействия электромагнитного поля протекают различные физические процессы. В числе этих процессов, применительно к решению геофизическими методами экологических задач, наибольший практический интерес представляют:

– *электрический ток*, то есть направленное движение носителей заряженных частиц. Полный электрический ток – это направленное движение свободных и/или связанных носителей зарядов и/или изменения электрического поля во времени, которые сопровождаются возникновением магнитного поля [46-48, 127]. В данном разделе рассматривается только электрический ток проводимости, то есть направленное движение свободных заряженных частиц. Сила тока I – скалярная величина, равная отношению количества электричества

dQ , переносимого через сечение проводника за интервал времени dt , к величине этого интервала:

$$I = dQ/dt \quad ([I] = 1A).$$

В отличие от силы тока, плотность электрического тока j – величина векторная. Плотность тока – это отношение силы тока сквозь какой-либо элемент поверхности, который перпендикулярен направлению движения заряженных частиц, к стремящейся к нулю площади поверхности этого элемента. Модуль плотности тока:

$$j = dI/dS \quad ([j] = 1A/m^2).$$

– *электрическая поляризация*, то есть приобретение физическим объектом (атомом, молекулой и пр.) электрического дипольного момента. Поляризованность P , является векторной величиной. Поляризованность – это отношение суммы электрических моментов молекул $\sum p_i$ ($[p] = 1 \text{ Кл} \cdot \text{м}$), находящихся в физически малом элементе вещества ΔV , к объему этого элемента:

$$P = \sum p_i / \Delta V.$$

Вектор поляризованности равен дипольному моменту единицы объема вещества ($[P] = 1 \text{ Кл}/m^2$) [44, 95].

Геологические объекты могут электрически поляризоваться и создавать внешние электрические поля, вне зависимости от воздействия ныне существующих полей на них. Электрическая поляризация, в таком случае, определяется естественной электрохимической активностью пород, а также условиями их залегания.

1. Электропроводность (удельная электрическая проводимость).

Электропроводность – это способность вещества под воздействием постоянного электрического напряжения проводить электрический ток [4, 59].

Количественно электропроводность вещества характеризуется его удельной электрической проводимостью γ , которая равна отношению модуля

плотности тока к модулю напряженности электрического поля – $\gamma = j/E$ ($[\gamma] = 1 \text{ См/м}$).

Удельное электрическое сопротивление ρ – это величина обратная γ – ($[\rho] = 1/[\gamma] = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$).

Существование в объеме вещества свободных заряженных частиц – носителей заряда является необходимым условием наличия у вещества электропроводности.

Подвижность – отношение скорости движения носителей заряда к напряженности электрического поля, которое приводит к их направленному движению. Чтобы определить проводимость вещества, необходимо сложить проводимости, обусловленные движением каждого носителя заряда, имеющегося в веществе.

$$\gamma = \sum n_i * z_i * e_i * b_i,$$

где z – валентность носителя заряда, e – величина элементарного заряда, $b = v/E$ – подвижность носителя заряда.

По величине электропроводности, вещества принято разделять на изоляторы (или диэлектрики), у которых проводимость менее 10^{-7} См/м; полупроводники, у которых проводимость находится в пределах $10^5 - 10^{-7}$ См/м, и проводники, проводимость которых превышает 10^5 См/м. Такое деление, в известной мере, условно, поскольку проводящие свойства вещества могут существенным образом зависеть от давления, температуры и иных факторов.

В своем естественном состоянии горные породы и искусственные материалы обычно находятся во влажном состоянии. При этом они могут содержать газообразные включения и флюиды (воду, углеводороды и пр.).

Твердые фазы, включающие различные материалы искусственного происхождения и породообразующие минералы, в большинстве своем представляющие вещества с ионной структурой атомов, где ионы имеют очень малую подвижность. Это обстоятельство вызывает низкую

электропроводность, отвечающую типичным диэлектрикам. С увеличением температуры электропроводность минералов-диэлектриков возрастает.

Как правило, *жидкие фазы* представлены электролитами (растворами солей металлов), а также другими жидкостями, включая углеводородные. Эти жидкости имеют ионный характер проводимости. Проводимость воды в основе связана с передвижением протонов H^+ , образующихся вследствие частичного разъединения молекул H_2O . Поскольку проводимость чистой воды не превышает 10^{-7} См/м, она является диэлектриком, как и углеводородные соединения [47, 95]. Концентрации растворенных в поровых жидкостей солей и определяет их проводимость. Достаточно значительная подвижность ионов в растворе дает электролитам хорошую электропроводность. Разные ионы в электролите имеют различные подвижности, зависящие от температуры электролитов и их концентрации. Вместе с тем, в целом, на электропроводность водных растворов электролитов основное влияние оказывает не состав ионов, а их концентрация. В таблице ниже приведены некоторые значения подвижностей ионов в растворах низких концентраций при $25\text{ }^\circ\text{C}$ [33], из которой видно, что подвижности большинства ионов, кроме ионов гидроксида и водорода, близки.

Таблица 1 – Подвижность ионов в растворах низких концентраций при $25\text{ }^\circ\text{C}$

Ион	Подвижность b , $\times 10^{-8}$ м ² /(с·В)	Ион	Подвижность b , $\times 10^{-8}$ м ² /(с·В)
H^+	36,2	$1/2 Mg^{2+}$	5,5
OH^-	20,5	Na^+	5,2
K^+	7,6	Li^+	4,0
$1/3 Fe^{3+}$	7,0	$1/2 SO_4^{2-}$	8,3
$1/3 Al^{3+}$	6,5	NO_3^-	7,4
$1/2 Ca^{2+}$	6,2	Cl^-	7,9
$1/2 Cu^{2+}$	6,0	HCO_3^-	4,6

Проводимость водных растворов электролитов, а также и нефтей, растет с увеличением температуры по причине увеличения подвижности ионов. Увеличение проводимости с повышением концентрации водного раствора электролита (рисунок 1) наблюдается до определенного предела, начиная с которого дальнейшее увеличение концентрации приводит к приросту взаимодействия между ионами и уменьшению их подвижности.

Наблюдается резкое, до 10^4 раз и больше, уменьшение электропроводности в области перехода от положительных к отрицательным температурам. Это связано с фазовым переходом воды из жидкого в кристаллическое состояние. Величина скачка электрического сопротивления зависит от концентрации электролита [4, 126].

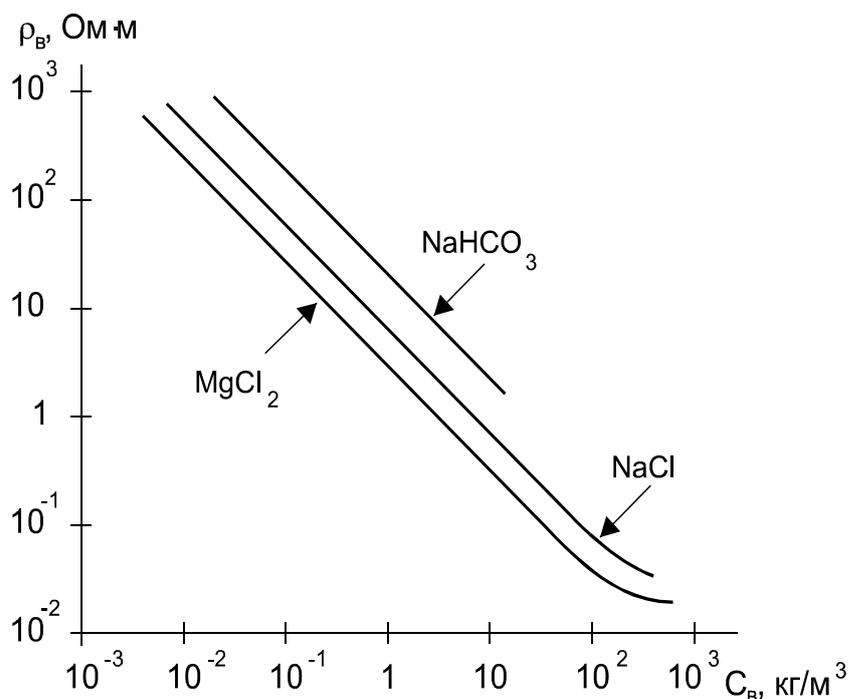


Рисунок 1 – Зависимость удельного электрического сопротивления водных растворов различных электролитов (ρ_B) от их концентраций (C_B) при 18 °С (по В.Н. Дахнову)

Проводимость льда обусловлена теми же факторами, что и проводимость воды (перемещением ионов H^+), поэтому чистый лед – диэлектрик.

Газовые фазы. Удельная электрическая проводимость газов находится на уровне меньше 10^{-14} См/м и несколько увеличивается с повышением температуры из-за увеличения подвижности ионов – носителей заряда. В условиях земной коры, газы являются диэлектриками.

В целом горные породы представляют собой многофазные системы, их удельное электрическое сопротивление (УЭС) зависит от проводимостей составляющих породу фаз, их объемного соотношения, структурных и текстурных факторов. Влага горных пород выступает в роли проводника электрического тока, поскольку обычно скелетная часть породы, представляемая ее твердыми фазами, обладает довольно высоким УЭС. В большинстве случаев она на несколько порядков превышает УЭС поровой влаги (ρ_B), поскольку проводимость породы определяется ρ_B , величиной пористости, а также структурой порового пространства. Эта зависимость определена для подавляющего большинства магматических, осадочных и метаморфических пород [34, 71].

На границах между жидкими и твердыми фазами в горных породах протекают различные физико-химические процессы, которые сопровождаются образованием приуроченных к границам двойных электрических слоев (ДЭС), эти слои состоят из пространственно разделенных слоев зарядов противоположного знака. Роль ДЭС в формировании электромагнитных полей весьма велика.

На рисунке 2 изображен ДЭС, у которого внутренняя обкладка состоит из тонкого слоя заряженных ионов. Она расположена у самой границы раздела со стороны твердой фазы, а вблизи границы жидкой фазы локализован слой противоположно заряженных ионов, образованный в результате электростатического взаимодействия. При условии, что скелетная составляющая породы представлена минералами-диэлектриками, внутренняя обкладка ДЭС сложена анионами, а катионы слагают внешнюю обкладку. Это явление играет важнейшую роль в обеспечении поляризуемости и электропроводности многофазных сред [46, 49].

Из ориентированных дипольных молекул жидкой фазы может образоваться ДЭС. Поскольку молекулы воды как раз представляют собой диполь (центры тяжести положительных и отрицательных зарядов этих молекул разнесены в противоположные стороны), то они могут у поверхности твердой фазы удерживаться электростатическими силами. При этом непосредственно к границе примыкает ориентированный осями молекул-диполей по нормали к ней слой прочносвязанной воды. Другая часть молекул удерживается остаточными электростатическими силами, образуя ориентированный в меньшей степени слой рыхлосвязанной воды. Чем ближе вода находится к границе раздела, тем больше отличаются физические свойства прочно-и рыхлосвязанной воды от физических свойств свободной воды. У прочносвязанной воды, в частности, плотность достигает $(1,3 - 1,5) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, температура замерзания может доходить до очень низких значений, диэлектрическая проницаемость у такой воды также существенно ниже [71]. Некоторые другие свойства тоже аномальны. В целом слои прочно-и рыхлосвязанной воды составляют, так называемую, пленочную воду.

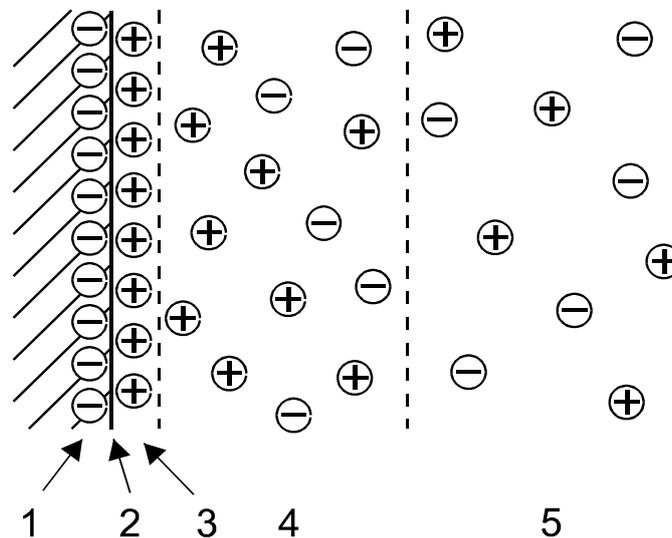


Рисунок 2 – Строение двойного электрического слоя: 1) внутренняя обкладка ДЭС в твердой фазе; 2) граница раздела твердой и жидкой фаз; 3) плотный адсорбционный слой внешней обкладки ДЭС; 4) диффузная часть внешней обкладки ДЭС; 5) свободный раствор

В большинстве случаев, растворы, заполняющие поровое пространство пород, являются водными растворами электролитов, поэтому ДЭС,

сформированные катионами и анионами, образуются в пределах объема, занятого пленочной водой, на фоне ДЭС сформированного соответствующим образом ориентированными молекулами воды, имеющими собственный дипольный момент.

В пределах внешней обкладки ДЭС имеется слой поровой жидкости с повышенной концентрацией подвижных ионов, который обладает высокой проводимостью. Именно этим и обусловлено влияние ДЭС на общую электропроводность породы. Если в породе содержится глинистая фракция, то за счет частичного гидролиза глинистых минералов повышается проводимость этого слоя. С ростом дисперсности породы, которую обычно связывают с увеличением ее глинистости, возрастает площадь поверхности раздела между твердой и жидкой фазами, что приводит к закономерному возрастанию вклада в общую проводимость породы в целом, так называемой, поверхностной проводимости – аномально высокой проводимости внешней обкладки ДЭС [48].

Связь пористости осадочных пород и их УЭС хорошо изучено. У полностью водонасыщенной породы ($k_B = 1$) и экспериментально, и теоретически установлена следующая зависимость:

$$\rho_{B.п} = P_{п} * \rho_B,$$

где $\rho_{B.п}$ – это УЭС водонасыщенной породы, $P_{п}$ – относительное сопротивление, зависящее от пористости, а также структуры порового пространства.

Малоглинистые разновидности осадочных пород имеют достаточно большой радиус пор. Они имеют вполне определенное значение $P_{п}$ (рисунок 3). Эти зависимости можно использовать для определения пористости пород. Оценить ожидаемые значения УЭС водонасыщенных пород с их помощью тоже можно, но только если известны, хотя бы ориентировочно, минерализация подземных вод и значения их пористости.

Роль поверхностной проводимости в глинистых породах весьма значительна [33, 74]. Она растет с уменьшением радиуса пор, что связано с

увеличением доли объема порового пространства, которое занимает внешняя обкладка ДЭС, и увеличением ρ_B . Если проводимость поровой жидкости уменьшается, то доля распространяющегося по диффузному слою внешней обкладки двойного электрического слоя тока увеличивается.

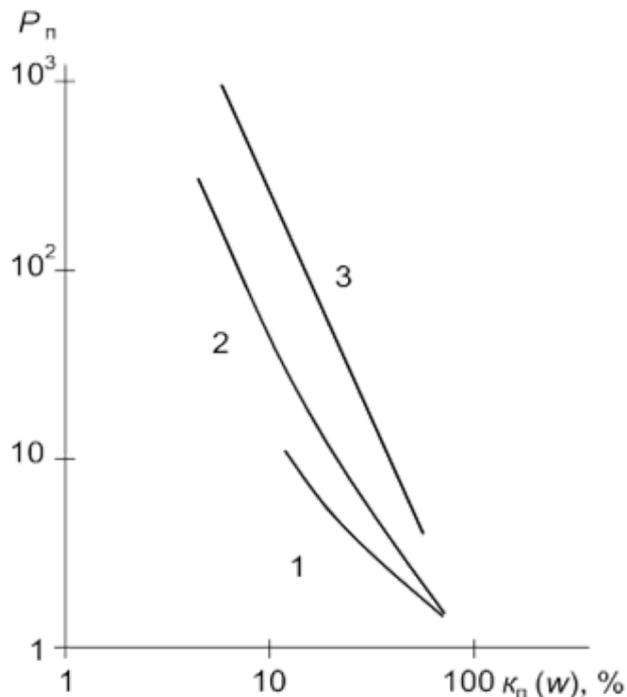


Рисунок 3 – Зависимость параметра P_n от пористости k_n (объемной влажности – w): 1) рыхлые пески, 2) слабосцементированные песчаники, 3) тонко кристаллические известняки и доломиты

Зависимость электропроводности у горных пород от глинистости и концентрации насыщающих ее электролитов не столь очевидна. Для мелкозернистых глинистых пород, насыщенных концентрированным электролитом, характерны более высокие значения УЭС, нежели, чем у средне- и крупнозернистых пород, при аналогичном насыщении. При низких концентрациях растворов установлена обратная зависимость. На причины этого явления нет единой точки зрения. Возможно, поскольку в тонких порах практически все их пространство занято ДЭС, то, в основном, на величину проводимости противоположным образом влияют два фактора: с одной стороны – из-за частичного гидролиза минералов глин увеличивается концентрации ионов в растворе, что ведет к повышению, а с другой стороны –

подвижности ионов в ДЭС по сравнению со свободным раствором уменьшается [8].

За счет гидролиза глин увеличивается концентрация ионов, влияние которой преобладает над снижением подвижности ионов. В хорошо проводящих растворах высокой концентрации некоторое увеличение проводимости за счет роста содержания ионов, обусловленного частичной диссоциацией минералов глин, компенсируется уменьшением проводимости поровых растворов за счет снижения подвижности ионов, обусловленной их переходом в ДЭС.

Присутствие в поровом пространстве нефти или газов существенно увеличивает УЭС пород, поскольку их наличие эквивалентно сокращению доли проводящего компонента в объеме породы. Это обстоятельство можно учесть если вместо k_{Π} в зависимости $P_{\Pi} = f(k_{\Pi})$ использовать объемную влажность w ($w = k_{\Pi} * k_B$), что соответствует занимаемой влагой доле в объеме породы [48, 103].

На УЭС водонасыщенных пород существенно влияет температура, которая, прежде всего, сказывается на электропроводности насыщающих растворов. В области отрицательных температур роль поверхностной проводимости чрезвычайно значительна, поскольку электропроводность горных пород в этих условиях обеспечивается в основном ионами диффузной части ДЭС. Так как вода, находящаяся в пределах диффузной части двойного электрического слоя (рыхлосвязанная вода), имеет температуру замерзания ниже обычной (около -4°C), то скачкообразное понижение проводимости у пород, структура которых достаточно тонкая, находится вблизи именно этой температуры [8, 71]. Оно обусловлено фазовым переходом вода-лед. Указанный факт может быть проиллюстрирован показанной на рисунке 4 зависимостью удельного электрического сопротивления гранита от температуры. У грубодисперсных разностей пород скачок электропроводности локализован около отметки ноль $^{\circ}\text{C}$, поскольку в них преобладает свободная вода.

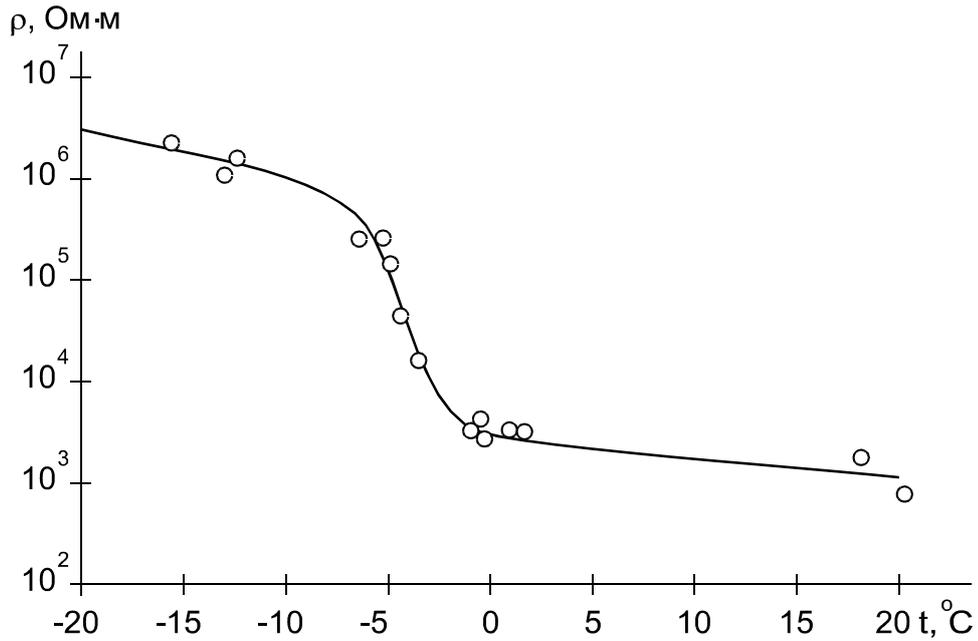


Рисунок 4 – Температурная зависимость удельного электрического сопротивления биотитового гранита влажностью 0,1%, насыщенного раствором электролита концентрацией 1 кг/м³ (по Л.Я. Нестерову)

2. Электрическая поляризация.

Самопроизвольная поляризация: за счет диффузионно-адсорбционных и фильтрационных процессов в осадочных разрезах могут формироваться достаточно интенсивные, естественные электрические поля. Для электрических полей фильтрационного происхождения характерно увеличение их значений в направлении подземного потока. Это обстоятельство обусловлено тем, что в процессе фильтрации переносятся катионы диффузной части ДЭС. Если фильтрация нацелена из скважины в породы, то в скважине, против поглощающей раствор части разреза, будет отмечаться отрицательная аномалия естественного электрического поля. И наоборот, когда идет поступление пластовых вод в скважину наблюдается положительная аномалия. Этот факт обязательно следует иметь в виду при выполнении скважинных исследований.

Когда подвижность и концентрация анионов и катионов отличаются, в областях контакта подземных вод различной минерализации наблюдаются естественные диффузионно-адсорбционные электрические поля [49].

Формула Нернста описывает зависимость величины ЭДС диффузионной природы от концентраций электролита, для случая, когда он диссоциирует на ионы одной валентности:

$$U_{\text{д}} = \frac{RT}{zF} \times \frac{b_{\text{к}} - b_{\text{А}}}{b_{\text{к}} + b_{\text{А}}} \ln \frac{C_1}{C_2},$$

где R – универсальная газовая постоянная ($R \approx 8.314$ Дж/(моль · К)); F – постоянная Фарадея ($F \approx 96485$ Кл/моль); T – абсолютная температура ($[T] = \text{К}$); z – валентность ионов; $b_{\text{к}}$ и $b_{\text{А}}$ – скорости движения (или подвижности) катионов и анионов соответственно; C_1 и C_2 – концентрации контактирующих растворов (знак потенциала в растворе 2 по отношению к раствору 1 определяет последовательность индексов при C).

Рассмотрим практически важный случай, когда раствор электролита является водным раствором поваренной соли (NaCl).

Поскольку ионы Na^+ и Cl^- одновалентны ($z = 1$), а ион Cl^- имеет большую подвижность, нежели ион Na^+ , то для случая широкого капилляра, в котором подвижность ионов соответствует подвижности в свободном растворе

$$\frac{(b_{\text{к}} - b_{\text{А}})}{(b_{\text{к}} + b_{\text{А}})} = \frac{(5,2 - 7,9)}{(5,2 + 7,9)} \approx -0,2,$$

можно записать:

$$U_{\text{д}} = -0,2 \frac{RT}{F} \times \ln \frac{C_1}{C_2} = -5,04 \ln \frac{C_1}{C_2} \text{ мВ.}$$

Таким образом, в растворе, концентрация которого будет выше, потенциал будет превышать, потенциал, наблюдаемый в растворе более низкой концентрации [60].

Для случая когда фильтрация происходит в узком капилляре, в котором преобладает перемещение катионов, формулу можно переписать в виде:

$$U_{\text{д}} = \frac{RT}{F} \times (N_{\text{к}} - N_{\text{А}}) \ln \frac{C_1}{C_2},$$

где $N_{\text{А}} = b_{\text{А}}/(b_{\text{к}} + b_{\text{А}})$ и $N_{\text{к}} = b_{\text{к}}/(b_{\text{к}} + b_{\text{А}})$ – числа переноса катионов и анионов, указывающие долю количества электричества, которую переносят

ионами данного рода. Если катионы и анионы принимают одинаковое участие в переносе тока, то $N_K = N_A = 0,5$.

В предельном случае, когда по узкому капилляру могут перемещаться только катионы ($N_K = 1, N_A = 0$), получим:

$$U_D = +58 \ln(C_1/C_2) \text{ мВ.}$$

Таким образом, когда диффузия проходит через узкий капилляр, участок с более концентрированным раствором получает избыточный отрицательный заряд.

Практические геофизические исследования в скважинах подтверждают теоретические выкладки – в скважинах, заполненных относительно пресным буровым раствором и вскрывших терригенный разрез, против пластов глин, сквозь которые диффузия аналогична диффузии через узкие капилляры, наблюдаются аномалии естественного электрического поля положительные. Если минерализация пластовых вод ниже минерализации бурового раствора – происходит смена знака аномалии. При этом в скважине против глин отмечаются минимальные значения потенциала [27, 42, 60].

Поскольку на практике диффузионные процессы сопровождаются избирательной адсорбцией различных ионов частицами породы и в чистом виде не наблюдаются, то в научном обороте используется термин «диффузионно-адсорбционные поля (или процессы)».

Поляризация в электрическом поле.

С помощью абсолютной диэлектрической восприимчивости χ_{Ea} :

$$\chi_{Ea} = P/E,$$

где P – модуль поляризованности, E – модуль напряженности электрического поля ($[\chi_{Ea}] = 1 \text{ ф/м}$), можно охарактеризовать свойство вещества поляризовываться в электрическом поле.

Величина равная отношению абсолютной диэлектрической восприимчивости к электрической постоянной называется относительной диэлектрической восприимчивостью χ_E :

$$\chi_E = \chi_{Ea} / \varepsilon_0 ([\chi_E] = 1).$$

На практике гораздо удобнее пользоваться относительной диэлектрической проницаемостью:

$$\varepsilon = 1 + \chi_E ([\varepsilon] = 1).$$

Для развития процесса поляризации необходимо определенное время. Именно этим и обусловлена инерционность данного процесса. Запаздывающее становления поляризации характеризуется временем релаксации – τ . Это время, за которое поляризация уменьшается после воздействия поляризующего поля в e раз или возрастает после включения поляризующего поля до величины $(1 - 1/e)$.

Поляризация бывает следующих видов [34, 39]:

– *ионная*, обусловленная упругим разнонаправленным смещением ионов различного знака в электрическом поле, и которая имеет место в ионных кристаллах ($\tau \approx 10^{-12} - 10^{-13}$ с);

– *электронная*, которая вызвана смещением электронных оболочек атомов относительно атомных ядер в электрическом поле, и характерная для всех атомов ($\tau \approx 10^{-14} - 10^{-15}$ с);

– *атомная*, вызванная смещением атомов разного рода в молекуле под действием электрического поля ($\tau \approx 10^{-12} - 10^{-13}$ с);

– *релаксационная* (тепловая), наблюдаемая обычно у ионных кристаллов, слабосвязанные ионы которых могут иметь несколько равновесных положений. Переход в эти положения скачкообразен;

– *ориентационная*, которая характерна для полярных диэлектриков (газов и жидкостей), состоящих из молекул с постоянными электрическими дипольными моментами, а также и для кристаллов, дипольные моменты которых могут поворачиваться.

Значения τ для двух последних типов поляризации лежат в широких пределах ($\tau \approx 10^{-2} - 10^{-12}$ с). Эти значения сильно зависят от температуры и иных внешних условий.

Для гетерогенных многофазных горных пород также характерна структурная (объемная) поляризация. Такую поляризацию в геофизике называют *вызванной поляризацией*, а обусловленные этим явлением поля – полями ВП (полями вызванной поляризации).

От диэлектрических свойств компонентов, составляющих гетерогенные горные породы, их объемного соотношения, структурных и текстурных особенностей зависит относительная диэлектрическая проницаемость. Определенное влияние на диэлектрическую проводимость оказывают также температура и давление.

Величины диэлектрических проницаемостей *жидких фаз* (углеводородных жидкостей и водных растворов) существенно отличаются. Молекулы воды имеют большой электрический дипольный момент. Для нее характерна ориентационная поляризация, что обуславливает высокую относительную диэлектрическую проницаемость ($\epsilon \approx 80$ при $20\text{ }^\circ\text{C}$). Температурно-частотная характеристика ϵ воды приведена на рисунке 5. Между молекулами H_2O имеются водородные связи, определяющие структуру кристаллической решетки твердой фазы. Именно этим обусловлено повышение диэлектрической проницаемости льда. В кристаллах льда в процессе релаксационной поляризации происходят скачкообразные перемещения протонов H^+ из одних равновесных положений в другие, что объясняет аномальную диэлектрическую проницаемость льда в низкочастотных полях.

При понижении температуры повышается время диэлектрической релаксации (при $25\text{ }^\circ\text{C}$ – $\tau \approx 9 \cdot 10^{-12}\text{ c}$, а при $-10\text{ }^\circ\text{C}$ – $\tau \approx 6 \cdot 10^{-5}\text{ c}$) [108]. А с уменьшением минерализации воды и повышением ее температуры диэлектрическая проницаемость растворов падает.

Диэлектрическая проницаемость нефти равна примерно 2-3 и слабо зависит от температуры.

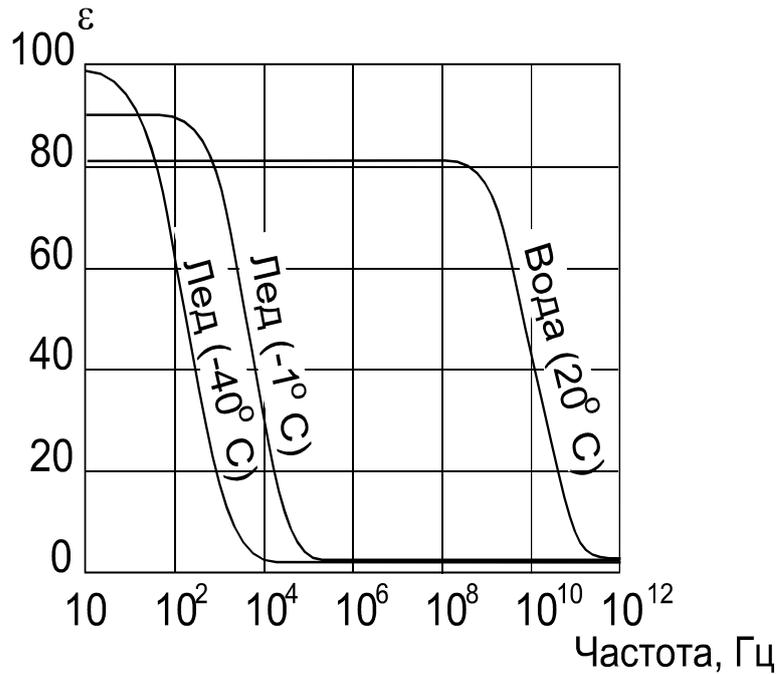


Рисунок 5 – Частотная зависимость диэлектрической проницаемости ϵ воды и льда

Газовые фазы имеют невысокую диэлектрическую проницаемость, от ~ 1 у воздуха до 1-2 у углеводородных газов. С повышением давления эта величина растет.

Сульфиды и окислы обладают наиболее высокой диэлектрической проницаемостью среди минералов, слагающих твердые фазы пород. Эта величина достигает 80 и более, что вызвано большим ионным радиусом анионов S^{2-} и O^{2-} . Особенности строения кристаллической решетки минералов также может играть роль. Основные породообразующие минералы имеют величину диэлектрической проницаемости редко превышающую 10, которая, как правило, обусловлена ионной, электронной или атомной поляризациями, или их сочетанием [39]. Из-за того, что тепловое движение нарушает упорядоченность в ориентации частиц горных пород, то рост температуры пород уменьшает их диэлектрическую проницаемость.

Обусловленные вызванной поляризацией явления представляют значительный интерес применительно к геофизическим исследованиям гетерогенных геологических объектов.

Поляризация гетерогенных ионопроводящих сред.

Существуют разные мнения на природу возникновения эффекта вызванной поляризации у пород, твердая фаза которых сложена минералами-диэлектрика, а жидкая – водным раствором электролита [49, 76].

Основываясь на модели М.Г. Латышовой, полагающей, что основную роль в формировании поляризации играет деформация двойного электрического слоя на поверхности частиц горной породы, можно предложить немного иную схему для формирования полей ВП. Из-за смещения по полю подвижных катионов внешней обкладки ДЭС в электрическом поле происходит деформация двойного электрического слоя, сформировавшихся вокруг твердых частиц [33]. В результате, на частице образуется нескомпенсированный отрицательный заряд со стороны положительного полюса источника поляризующего поля, а со стороны отрицательного – положительный. Поскольку за пределами ДЭС в свободном растворе находятся подвижные анионы и катионы, они локализуются в областях, которые примыкают к электрическим полюсам частиц, и частично компенсируют их избыточные заряды. Как итог образуется сложная система распределенных соответствующим образом в пространстве локальных участков с повышенными концентрациями заряженных частиц разного знака, выходящая за пределы ДЭС (рисунок 6).

Возвращение строения ДЭС к своему первоначальному состоянию происходит после выключения поля, под действием которого произошла поляризация. При этом, на макроуровне, ДЭС становится электрически нейтрален и перестает удерживать катионы и анионы, которые находятся в поровом флюиде. В результате они образуют локальные области с повышенными концентрациями анионов и катионов, создающие электрическое поле, которое совпадает по направлению с существовавшим ранее поляризующим полем. Данное поле существует до тех пор, пока концентрации катионов или анионов в растворе, в результате электростатического взаимодействия между противоположно заряженными ионами и явления диффузии, не выровняются.

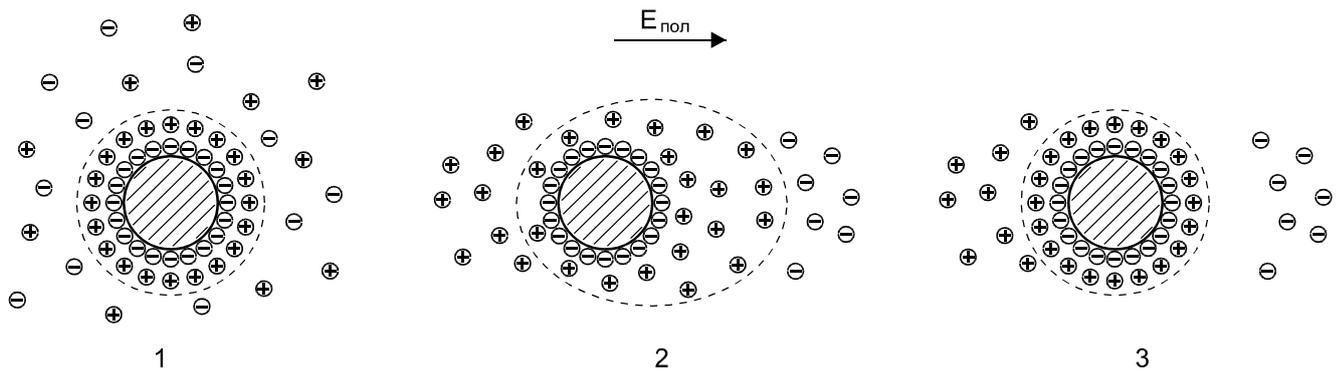


Рисунок 6 – Модель поляризации части объема среды, содержащей твердую частицу (контуром показана область распространения ДЭС): 1) в отсутствии поляризующего поля, 2) через некоторое время после включения поляризующего поля $E_{\text{пол}}$, 3) после отключения поляризующего поля

Предлагаемая модель объясняет основные закономерности формирования полей ВП в разрезах, которые сложены ионопроводящими горными породами, а именно – рост ВП породы с ростом УЭС поровых растворов (уменьшением концентрации раствора электролита) и увеличением до определенного предела дисперсности породы. По мере роста концентрации электролита, ДЭС утоняется и становится плотнее, его диффузная составляющая сокращается, что делает ДЭС более устойчивым к деформациям в поляризующем поле. Увеличение дисперсности породы можно связать с увеличением количества отдельных частиц в единице объема породы. Данный рост до определенного предела вызывает рост поля ВП, так как оно определяется суммой возникающих около частиц моментов отдельных электрических диполей. Начиная с некоторой критической величины этот рост вызывает ослабление поля ВП, которое обусловлено уменьшением величины нескомпенсированных электрических зарядов на полюсах поляризованных частиц из-за их взаимного влияния, растущего при сближении частиц-диполей. Определенное влияние на становление микроструктуры полей ВП оказывает гидратация ионов в поровых растворах и водородные связи, частично сохранившиеся между молекулами воды [126].

Гипотеза А.Ф. Постельникова, которая разделяется многими исследователями, основную роль в образовании полей вызванной поляризации отводит эффекту, обусловленному разными числами переноса катионов и анионов в капиллярах различного сечения. Узкие капилляры с радиусом, соизмеримым с толщиной ДЭС, имеют избыток противоположных (как правило – катионов) диффузной части внешней обкладки двойного электрического слоя. Таким образом, в отличие от широких капилляров, заполненных свободным раствором, где роли анионов и катионов незначительно отличаются, в узких капиллярах, в местах смыкания твердых частиц, большая часть тока будет переноситься катионами. При включении поляризующего поля, отрицательно заряженные частицы (анионы) будут перемещаться к аноду (против поля), а положительные частицы (катионы) – к катоду (по полю). Так как по тонкому капилляру перемещаются преимущественно катионы, то с одной стороны капилляра через некоторое время будет наблюдаться повышенная концентрация анионов, а с другой стороны – катионов. После отключения поляризующего поля, поле ВП, сформированное системой электрических диполей, образовавшихся в породе, достаточно медленно рассасывается во времени из однозарядных избыточных областей на каждом микроучастке среды в электрическом поле.

Заметим, что не следует отдавать предпочтение какой-либо одной схеме формирования полей ВП. В данном контексте необходимо отметить, что электрохимические процессы, инициируемые в горных породах электромагнитными полями, настолько сложны и разнообразны, что вряд ли могут быть достаточно адекватно описаны в рамках упрощенных представлений. В каждом конкретном случае, можно говорить лишь о возможном преобладании того или иного механизма формирования поля ВП [49]. В основе всех предположений о природе возникновения ВП, так или иначе, лежит идея об том, что роль перемещения подвижных катионов внешних обкладок ДЭС, формирующихся на границе поровой влаги с твердыми частицами горной породы является определяющей.

1.2.2 Упругие свойства

Упругость – это свойство тел восстанавливать свои объем и форму (твердые тела) или только объем (жидкие, газообразные тела) после прекращения действия внешних сил [1, 18]. Упругими считаются тела, деформация которых исчезает после прекращения действия вызвавшей деформацию силы. Если вызывающие деформацию силы достигают определенных значений, то в некоторых телах возникают, не исчезающие после прекращения действия силы, пластические деформации. Упругость объема и формы твердых тел вызвана наличием сил взаимодействия между образующими их молекулами и атомами. Объёмная упругость жидкостей обусловлена аналогичными силами. А объёмная упругость газов объясняется тепловым движением молекул.

Закон Гука, который имеет место в области упругих деформаций твердых тел, гласит: деформация тела пропорциональна действующей силе. По существу, выражаемое законом Гука соответствие между деформацией и вызывающей ее силой описывает только лишь установившееся состояние упругого тела. В действительности при внешних воздействиях имеет место упругое после действие. Оно заключается в том, что при быстром приложении напряжения деформация почти мгновенно увеличивается до определенной величины, после чего еще некоторое время продолжает увеличиваться, асимптотически стремясь к своему конечному значению [43]. Если снять напряжение через длительное время, то деформация мгновенно снижается до некоторого значения, а потом медленно убывает до нуля. Это и есть явление упругой релаксации.

Применительно к идеально упругим телам, при характеристике их упругих свойств, может быть использована любая из взаимосвязанных пар констант, в частности:

– скорости продольных и поперечных волн – V_p и V_s ;

– модуль Юнга E и коэффициент Пуассона $\sigma_{\text{п}}$ (коэффициент поперечного сжатия);

– константы Ламе – λ и μ .

Модули упругости, выражающие отношение напряжения в веществе к соответствующей ему деформации, описывают упругие свойства веществ только для относительно небольших их упругих деформациях. В число модулей упругости входят:

– модуль Юнга E (модуль продольной упругости), который равен отношению нормального напряжения p к относительному удлинению (или укорочению) $\Delta l/l$ ($[E] = 1 \text{ Па}$):

$$E = \frac{P}{\Delta l/l};$$

– модуль сдвига G (модуль поперечной упругости), равный отношению касательного напряжения τ к деформации (углу) сдвига γ между плоскостями, к которым это напряжение приложено ($[G] = 1 \text{ Па/рад}$):

$$G = \tau/\gamma;$$

– модуль объемного сжатия K , равный отношению всестороннего сжатия (нормального напряжения p одинакового по всем направлениям) к относительному изменению объема $\Delta V/V$ ($[K] = 1 \text{ Па}$):

$$K = \frac{P}{\Delta V/V};$$

– коэффициент Пуассона $\sigma_{\text{п}}$ (коэффициент поперечного сжатия), показывающий влияние нормального напряжения на деформацию, которая возникает по перпендикулярному направлению к линии его действия [25]. Он равен отношению поперечной относительной деформации к относительной деформации в направлении действия напряжения (отношению относительного поперечного укорочения $\Delta d/d$ к относительному продольному удлинению $\Delta l/l$) ($[\sigma_{\text{п}}] = 1$):

$$\sigma_{\text{п}} = \frac{\Delta d / d}{\Delta l / l}.$$

Модули упругости связаны друг с другом:

$$\sigma_{\text{п}} = (E - 2G)/2G \text{ и } K = EG/3(3G - E).$$

Таким образом, если определить любые два модуля упругости, то значения остальных несложно вычислить.

Константы Ламе λ и μ ($\mu = G$), можно выразить через модуль Юнга E и коэффициент Пуассона $\sigma_{\text{п}}$ как:

$$\mu = E/2(1 + \sigma_{\text{п}}), \lambda = \sigma_{\text{п}} E/(1 + \sigma_{\text{п}}) (1 - 2\sigma_{\text{п}}).$$

Обусловленные переменными напряжениями деформации в твердых средах распространяются в виде поперечных (S) и продольных (P) упругих волн. На газах и жидких средах поперечные волны не образуются. Деформации типа растяжение – сжатие приводят к образованию продольных волн, деформации сдвигового характера – к поперечным. Скорости поперечных и продольных волн ($[V_S] = [V_P] = 1 \text{ м/с}$) обозначаются как V_S и V_P [16]. Для упругой, твердой, сплошной и изотропной среды могут быть выражены через её плотность δ и модули упругости:

$$V_P = \sqrt{\frac{E(1 - \sigma_{\text{п}})}{\delta(1 + \sigma_{\text{п}})(1 - 2\sigma_{\text{п}})}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2G}{\delta}},$$

$$V_S = \sqrt{\frac{E}{2\delta(1 + \sigma_{\text{п}})}} = \sqrt{\frac{G}{\delta}}.$$

Отношение скоростей продольной и поперечной волн определяется только коэффициентом Пуассона среды распространения:

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{2 \frac{1 - \sigma_{\text{п}}}{1 - 2\sigma_{\text{п}}}}.$$

Поскольку $\sigma_{\Pi} \geq 0$, то $\frac{V_P}{V_S} \geq \sqrt{2}$. Кристаллические, изверженные и метаморфические породы имеют значения V_P/V_S в пределах от 1,7 до 1,9. В осадочных же породах отношение может достигать 10-14 [39].

Если известна плотность упругой среды, то ее модули упругости могут быть вычислены по величинам скоростей продольных и поперечных волн [39,61]:

коэффициента Пуассона:

$$\sigma_{\Pi} = \frac{V_P^2 - 2V_S^2}{2(V_P^2 - V_S^2)},$$

модуля Юнга:

$$E = \frac{\delta V_S^2 (3V_P^2 - 4V_S^2)}{V_P^2 - V_S^2},$$

модуля объемного сжатия:

$$K = \delta \left(V_P^2 - \frac{4}{3} V_S^2 \right),$$

модуля сдвига:

$$G = \delta V_S^2.$$

Для характеристики скоростных параметров среды в практике геофизических исследований в скважинах часто используется интервальное время ΔT ($[\Delta T] = 1 \text{ мкс/м}$) – параметр, обратно пропорциональный скорости V ($\Delta T = 1/V$). ΔT соответствует времени прохождения интервала единичной длины упругой волной (в СИ – 1 м).

Интервальное время продольных упругих волн ΔT_{Π} для чистых сцементированных пород с первичной пористостью хорошо описывается уравнением среднего времени [33]:

$$\Delta T_{\Pi} = (1 - \kappa_{\Pi}) \Delta T_{\text{ск}} + \kappa_{\Pi} \Delta T_{\text{фл}},$$

где $\Delta T_{\text{ск}}$ – интервальное время в твердой фазе породы (таблица 2), $\Delta T_{\text{фл}}$ – интервальное время во флюиде-порозаполнителе.

Чем дальше от источника распространяются упругие волны в горных породах, тем меньше их амплитуда (A). Это описывается следующим законом:

$$A = A_0 \frac{1}{r^n} e^{-ar},$$

где A – амплитуда упругих волн на расстоянии r от источника, A_0 – амплитуда в некоторой начальной точке вблизи источника, a – коэффициент поглощения, n – показатель расхождения фронта волны.

Таблица 2 – Интервальное время, характеризующее распространение продольных волн в некоторых средах [31, 33]

Порода	$\Delta T_{ск}$, мкс/м	Порода	$\Delta T_{ск}$, мкс/м
Воздух	3000	Глина	172
Вода	620-655	Ангидрит	164
Кварц	164	Каменная соль	208-230
Полевой шпат	170	Слюда	178
Кальцит	155	Цемент	268
Доломит	142	Сталь	185-195

Расхождение фронта волны определяется его формой. При этом, для плоских волн $n = 0$; для цилиндрических $n = 0,5$; для сферических волн $n = 1$. При изучении упругих параметров пород по материалам акустического каротажа на головных волнах амплитуды головных поперечных и продольных волн типа $P_0P_1P_0$ и $P_0S_1P_0$ являются основными. По мере удаления от источника они уменьшаются вдоль оси скважины соответственно, как $1/r$ и $1/r^2$ (таким образом, для волн $P_0P_1P_0 - n = 1$ и для волн $P_0S_1P_0 - n = 2$) [27].

Реальные геологические среды не являются идеально упругими. Затухание амплитуды упругих колебаний в них вызвано поглощением их энергии, которая переходит из механического вида в иные формы (в основном – тепловую). Амплитуда упругих колебаний также уменьшается и из-за их

рассеивания на различных неоднородностях пород. Свойство среды поглощать энергию упругих колебаний принято характеризовать коэффициентом поглощения a ($[a] = \text{м}^{-1}$). Коэффициент поглощения для конкретной среды есть величина обратная расстоянию, на котором амплитуда упругой волны убывает в e ($\sim 2,71$) раз.

Большинство слабо обводненных пород имеют линейную зависимость между частотой упругих колебаний и коэффициентом поглощения. Эта зависимость может носить степенной характер у глинистых разностей.

В поглощающей среде для характеристики уменьшения амплитуды волны часто использует безразмерный параметр – декремент поглощения $\theta = a\lambda$ (λ – длина упругой волны). Если зависимость коэффициента поглощения от частоты линейна, то θ не зависит от частоты.

При характеристике сейсмоакустических свойств геологических сред часто используется понятие «акустической жесткости (или волнового сопротивления)», которое соответствует значению произведения плотности среды (δ) на скорость распространения в ней упругих колебаний V .

$$Z = \delta * V.$$

Дифференциация среды по акустической жесткости определяет ее отражающие свойства, в то время как ее преломляющие свойства зависят от дифференциации по скорости.

Упругие свойства метаморфических и магматических пород зависят от их химического и минерального составов (таблица 3), пористости и состава среды-порозаполнителя. Трещиноватость увеличивает затухание упругих колебаний и уменьшает скорость. Для магматических пород характерным является преобладающее влияние их химико-минерального состава на скорость распространения в них упругих колебаний. Причем по мере увеличения основности, скорость распространения продольных колебаний возрастает от гранита к габбро, пироксениту, перидотиту и оливиниту [33].

Метаморфические породы характеризуются ростом скорости упругих волн в результате их уплотнения, который повышается с увеличением степени метаморфизма.

Таблица 3 – Скорости упругих волн в некоторых метаморфических и магматических породах [34]

Порода	V _P , км/с		V _S , км/с
	Среднее	Пределы изменения	Пределы изменения
Гранит биотитовый	5,6	5,2-6,0	2,8-3,6
Лейкократовый	5,4	5,0-5,8	2,7-3,5
Гранито-гнейс	5,6	5,0-6,1	2,7-3,4
Гранодиорит	5,9	5,7-6,1	3,0-3,6
Диорит	5,2	5,8-6,5	2,8-3,7
Базальт	5,8	5,0-6,2	2,8-3,6
Габбро	6,4	6,1-6,8	3,0-4,1
Перидотит	8,1	7,8-8,3	4,0-4,5
Пироксенит	7,4	6,5-7,8	3,6-4,3
Серпентинит	5,3	4,5-5,6	2,6-2,8
Гнейс биотитовый	5,6	5,2-5,3	2,5-3,4
амфиболитовый	5,9	5,4-6,3	3,1-3,7
Кварцит	5,8	5,4-5,9	3,6-4,0
Мрамор	6,5	6,1-7,0	3,2-3,6

Упругость осадочных пород определяются составом, который приведен в таблице 4, пористостью (обусловленной их структурой и диагенезом) и упругими свойствами среды, заполняющей поровое пространство. Отношение V_P/V_S изменяется в достаточно широких пределах: 0,1-0,3 – в песке, 0,3-0,6 – в лессе, 0,07-0,6 – в глинах, и 0,4-0,6 – в остальных осадочных породах.

У карбонатных и песчано-глинистых образований минимальные скорости поперечных и продольных волн характерны для высокопористых осадков ($k_{II} = 30 - 50 \%$) и слаболитифицированных пород ($k_{II} = 10 - 30 \%$), максимальные – для хорошо литифицированных образований [34].

Таблица 4 – Обобщенная скоростная характеристика основных типов осадочных пород [34]

Песчано-глинистые породы	V_p , км/с	Карбонатные и гидрохимические породы	V_p , км/с
Брекчия, конгломерат	1,4-5,6	Мергель	1,3-3,5
Песок	0,2-2,0	Мел	1,7-4,2
Песчаник, алевролит	0,8-5,6	Известняк	3,0-6,6
Лесс	0,3-0,6	Доломит	2,9-6,7
Глина влажная	1,1-2,5	Гипс	1,5-4,6
Аргиллит	0,9-5,3	Ангидрит	4,4-5,8

Влияние влагонасыщенности на скоростные параметры осадочных пород зависит как от структурно-вещественных характеристик пород, так и от состава флюида-порозаполнителя. Насыщение пресной водой глинистых пород приводит к их разбуханию, утрате связности их частиц и уменьшению скорости упругих колебаний (Г.М. Авчян, 1972 г.). Поскольку насыщение минерализованной водой не приводит к набуханию глин, то увеличение влажности вызывает рост скорости распространения продольных волн.

Значительные трудности, возникшие при использовании представлений классической теории упругости (применительно к пористым горным породам особенно), вынудили искать другие подходы. В частности, по Ф. Гассману (F. Gassmann, 1951) составляющие пористой породы (её фазы – твердый скелет и жидкий или газообразный порозаполнитель) по отдельности можно рассматривать как идеально упругие изотропные и однородные среды. К ним можно применить все законы теории упругости. Такие породы назвали дифференциально-упругими. Среди них отличают породы, в которых есть совершенная и несовершенная связь между фазами, а также породы, в которых вовсе отсутствует связь между фазами. Поровый флюид с совершенными связями между фазами породы не может перетекать по порам под воздействием

упругих колебаний. В этом случае упругие свойства породы могут быть описаны, как и у идеально упругих сред, с помощью двух упругих констант.

Экспериментальными исследованиями установлено, что изменения пористости, проницаемости, характера заполнения пор, плотности и текстуры в гораздо большей степени оказывают влияние на упругие характеристики осадочных пород, чем на изменения минерального состава их скелета [46]. У пород с полным отсутствием связи между фазами (высокопористые хорошо проницаемые породы, породы с сообщающимися с атмосферой воздухом насыщенными порами), заполнитель порового пространства достаточно легко циркулирует внутри пор. Упругие волны в таких породах распространяются независимо друг от друга – по скелету и заполнителю порового пространства. Если в породе связь между фазами несовершенна, то в ней также возможно несинхронное движение фаз и существование нескольких упругих волн, скорости распространения которых зависят от совершенства межфазных связей.

При низких частотах флюид и скелет породы синхронно смещаются, при этом поглощение волны пропорционально квадрату частоты. Различия в вязко-инерционных свойствах фаз начинают проявляться с увеличением частоты – движение флюида начинает иметь все больший отрыв от движения скелета, что приводит к возрастанию скорости и затуханию с ростом частоты. Коэффициент поглощения определяется не только вязко-инерционными, но и термическими эффектами, при этом среди последних основную роль играет неравновесный теплообмен между жидкой и твердой фазами [33].

Поглощение поперечных волн обусловлено вязко-инерционными процессами, а продольных, кроме того, и тепловыми. Теоретические представления свидетельствуют, что коэффициенты затухания продольных a_p и поперечных a_s упругих волн в водо-, нефте- и газонасыщенных терригенных коллекторах соотносятся между собой следующим образом:

$$a_{pвп} < a_{pнп} < a_{pгп} \text{ и } a_{sвп} > a_{sнп} > a_{sгп}.$$

Причем, изменение состава порозаполнителя при пористости 20% может привести к изменению коэффициента поглощения на частотах 1-10 кГц на 300 – 400 % [Карус, 1978]. По мере роста содержания глинистого материала в породе и увеличения ее трещиноватости возрастает поглощение упругих колебаний.

При измерениях на сейсмических частотах коэффициент поглощения осадочных рыхлых пород (галечники, рыхлые глины, пески, лёссовые суглинки), залегающих на глубинах до 50 м, составляет 0,01 – 0,1 м⁻¹. На тех же частотах залегающие глубже 100 м песчано-глинистые породы имеют коэффициент поглощения от 5·10⁻⁴ до 5·10⁻¹ м⁻¹. Плотные осадочные породы (мергели, доломиты, известняки и пр.), залегающие на глубинах более 500 м, имеют коэффициент поглощения в пределах 10⁻⁴ – 5·10⁻³ м⁻¹.

1.2.3 Теплофизические свойства

Перенос тепла в горных породах происходит с помощью излучения, конвекции, а также кондуктивным способом. Причем последний механизм теплопереноса является преобладающим.

Плотность теплового потока q ($[\lambda] = 1 \text{ Вт/м}^2$) определяется градиентом температуры $\text{grad } T$. Данная связь описывается законом Фурье:

$$q = -\lambda \text{ grad } T,$$

где λ – коэффициент теплопроводности (теплопроводность) – физический параметр, характеризующий способность вещества к передаче тепла именно теплопроводностью, при которой механизм переноса тепла имеет атомно-молекулярный характер ($[\lambda] = 1 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ или $1 \text{ Вт/(м} \cdot \text{°C)}$) [13, 107].

Стоит обратить внимание на то, что закон Фурье является частным случаем общего закона переноса вещества, который для заряженных частиц (тока) представляет собой дифференциальную запись закона Ома, для диффундирующих частиц – закон Фика, для фильтрующихся жидкостей – закон Дарси.

Теплофизические свойства пород характеризуются следующими основными параметрами: коэффициент теплопроводности, удельная теплоёмкость c и температуропроводность a .

Удельная массовая теплоёмкость c – это количество теплоты, необходимое для нагревания тела. Численно величина удельной теплоёмкости равна количеству теплоты, необходимому для увеличения температуры на 1 К (1 °С) вещества единичной массы ($[c] = 1 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$).

Температуропроводность – это физический параметр, описывающий скорость изменения температуры вещества в нестационарных тепловых процессах ($[a] = 1 \text{ м}^2/\text{с}$).

$$a = \lambda / (c \cdot \delta),$$

где δ – плотность вещества, а $c \cdot \delta$ – объёмная теплоемкость.

Важнейшим фактором, определяющим структуру естественного теплового поля земной коры, является теплопроводность слагающих ее пород. С ростом плотности возрастает теплопроводность пород. Для пористых пород, аналогичную роль играет их проницаемость и влажность.

Осадочные породы. В соответствии со своими теплофизическими свойствами, среди осадочных отложений выделяются три группы пород:

- терригенные, существенно глинистые отложения, теплопроводность которых может резко меняться в зависимости от степени их литификации;
- каустобиолиты (торф, горючие сланцы, бурые и каменные угли) с высокой и очень низкой теплопроводностью;
- плотные (кристаллические) карбонатные, кварцито подобные и соленосные породы, теплопроводность которых стабильно повышена.

Терригенные, существенно глинистые отложения характеризуются резким изменением теплофизических характеристик в процессе метаморфизма и литификации. В ряду алевроиты → песчаники → гравелиты → конгломераты отмечается закономерное увеличение теплопроводности с увеличением размера

зерен (таблица 5). При относительно небольших значениях влажности ее увеличение приводит к существенному возрастанию теплопроводности, в последующем рост теплопроводности замедляется.

Магматические и метаморфические породы. Интрузивные образования, которые имеют, по сравнению с осадочными образованиями, меньшие влажность и пористость и бóльшую плотность обладают соответственно и бóльшими значениями теплопроводности, а также меньшими колебаниями данной величины (не более чем в 1,5 раза). В ряду ультраосновные – основные – средние – кислые установлены соответственно средние значения теплопроводности: 3,42 – 2,31 – 2,51 – 2,38 Вт/(м·К).

Среди интрузивных образований щелочные породы (граносиениты, сиениты) имеют наименьшую среднюю теплопроводность – 2,04 Вт/(м·К).

Таблица 5 – Теплопроводность некоторых магматических и осадочных пород [34]

Порода	Коэффициент теплопроводности λ , Вт / (м·К)	
	Среднее значение	Пределы изменения
Алевролит	1,65	0,22 – 3,79
Аргиллит	1,32	0,25 – 3,12
Глина	1,6	0,12 – 3,1
Конгломерат	1,92	1,05 – 3,86
Песчаник	1,81	0,24 – 4,41
Доломит	3,24	1,63 – 6,5
Известняк	2,37	0,64 – 4,37
Мел	1,58	0,82 – 2,22
Мергель	1,96	0,5 – 3,61
Торф	0,07	–
Уголь	0,45	0,13 – 2,24
Базальт	1,3	0,44 – 3,49
Диорит	2,3	1,38 – 2,89
Габбро	2,41	1,59 – 2,98
Гранит	2,42	1,12 – 3,85
Перидотит	4,37	3,78 – 4,85
Пироксенит	4,33	3,48 – 5,02
Серпентинит	2,63	2,31 – 2,87
Сиенит	2,26	1,74 – 2,97

Эффузивные породы, из-за своих структурных особенностей, имеют более низкую, нежели интрузивные, теплопроводность, увеличивающейся с уменьшением основности.

В целом метаморфические породы характеризуются весьма высокой теплопроводностью.

Аномально высокая теплопроводность характерна для сплошных сульфидных тел. Теплопроводность руд железа возрастает по мере увеличения содержания в них гематита.

1.2.4 Ядерно-физические свойства

Свойства горных пород и руд, характеризующие их естественную радиоактивность и отражающие их взаимодействие с некоторыми ядерными излучениями, например с нейтронным излучением и гамма-излучением, принято относить к ядерно-физическим свойствам.

1. Естественная радиоактивность пород и руд.

Естественная радиоактивность – способность атомных ядер самопроизвольно (спонтанно) превращаться в другие ядра. Радиоактивные превращения атомов приводят к изменению состава, строения и энергии этих ядер. Радиоактивность сопровождается испусканием или захватом ядрами заряженных частиц (в первом случае это – альфа (α)- или бета (β)-частицы, а во втором – электроны, наиболее приближенные к ядрам атомов К- или L-оболочек), коротковолновым электромагнитным излучением (гамма (γ)-излучение) и другими явлениями. Атомы, ядра которых испытывают радиоактивный превращения называются радионуклидами (радиоактивными нуклидами). Наиболее распространёнными естественными радиоактивными элементами в горных породах являются уран (^{238}U), торий (^{232}Th) и калий (^{40}K).

По существу, именно они и определяют естественную радиоактивность горной породы [62, 80, 110].

Имеющая положительный заряд α -частица представляет собой состоящее из двух протонов и двух нейтронов ядро атома гелия (${}^4_2\text{He}$), которое имеет электрический заряд равный 2 и массовое число равное 4. β -частицы представляют собой либо имеющие единичный отрицательный заряд и массу электроны (e^-), либо имеющие единичный положительный заряд и массу позитроны (e^+). Первые образуются в результате превращения позитрона в нейтрон, а вторые – при превращении нейтрона в позитрон. Поскольку α - или β -частицы имеют очень маленькую проникающую способность, эти излучения при проведении геофизических исследований в скважинах зарегистрированы быть не могут.

Гамма-излучение (γ -излучение) является коротковолновым электромагнитным излучением, длина волны которого менее 10^{-10} м (рисунок 7), распространяющимся со скоростью света c . Это излучение образуется в результате аннигиляции частиц или в случае изменения энергетического состояния атомных ядер. В соответствии с принципом дополнительности, γ -излучению приписываются как волновые, так и корпускулярные свойства (в последнем случае принято говорить о γ -квантах).



Рисунок 7 – Шкала электромагнитных волн [39]

При взаимодействии гамма-излучения с веществом, в связи с тем, что длина его волны существенно меньше расстояний между отдельными частицами, волновые свойства очень слабо выражены и преобладают проявления корпускулярных свойств. Поэтому гамма-излучение обычно рассматривается как поток гамма-квантов и под его спектром понимают распределение квантов по энергиям [39].

Связь между длиной волны λ и энергией кванта E определяется выражением:

$$E(\text{кэВ}) = hc/\lambda (\text{нм}),$$

где h – постоянная Планка. Поскольку спектральные диапазоны гамма- и рентгеновского излучений перекрываются в интервале энергий 10 – 100 кэВ, то четкой энергетической границы между ними не существует.

Для характеристики скорости распада радионуклида используют такое понятие как *период полураспада* $T_{1/2}$, то есть среднее время, за которое половина атомов образца радиоактивного нуклида распадется ($[T_{1/2}] = 1 \text{ с}$).

Энергия γ -излучения E_γ , которую принято характеризовать в электрон-вольтах (эВ), в зависимости от начального и конечного энергетических уровней ядра изменяется от первых кэВ до десятков МэВ (рисунок 8).

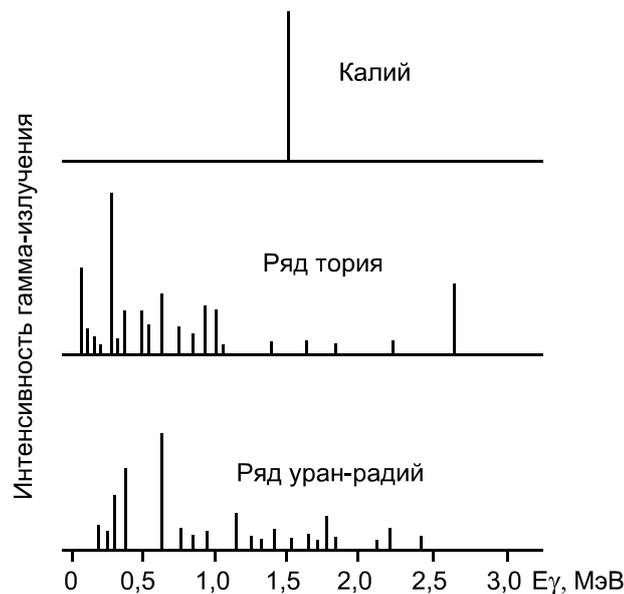


Рисунок 8 – Спектры излучения калия, тория и урана [60]

Радиоактивность породы может быть оценена по количеству содержащихся в ней радиоактивных элементов или по действию генерируемых ею радиоактивных излучений. В первом случае гамма-излучение породы сравнивают с излучением радия (^{226}Ra) и применяют внесистемную единицу – пикограмм-эквивалент радия на грамм породы ($\text{пг-экв Ra/г} = (\text{г-экв Ra/г}) \times 10^{-12}$).

Часто оценку интенсивности естественного гамма-излучения осуществляют во внесистемных единицах мощности экспозиционной дозы – рентген в час (Р/ч). В СИ мощность экспозиционной дозы излучения определяют в ампер на килограмм (А/кг). 1 А/кг равен мощности экспозиционной дозы излучения, при которой за время 1 с воздуху передается экспозиционная доза 1 Кл/кг. Соотношение между применяемыми единицами следующие:

$$1 \text{ Р/ч} = 2,58 \times 10^{-4} \text{ А/кг} \quad (1 \text{ мкР/ч} = 0,0716 \text{ па/кг}).$$

Содержание радиоактивных элементов в горных породах сильно зависит от их минерального состава. При этом значительную роль играет концентрация в породах рудных и акцессорных минералов, среди которых повышенные содержания тория и урана характерны для апатита, флюорита, эвдиалита, ильменита, магнетита и др. Более редкими акцессорными минералами с высокой радиоактивностью являются лопарит, циркон, ортит, сфен, монацит и др. Среди них можно выделить минералы с низким (менее 1-2) торий-урановым отношением (циртолит, иттриевый ортит, циркон, сфен) и высоким (более 15-20) – алланит-ортит, торианит, монацит [36].

Радиоактивность магматических пород определяется, в том числе, их составом и условиями формирования. Изверженные образования известково-щелочной серии характеризуются возрастанием содержания тория и урана в ряду ультраосновные → основные → средние → кислые породы. Повышенные содержания тория и урана среди магматических пород известково-щелочной серии характерны лишь для кислых разновидностей (липаритов и гранитов). Для

содержащих калий гранитов характерны повышенные концентрации радиоактивных элементов (таблица 6).

Таблица 6 – Средние концентрации радиоактивных элементов в метаморфических и магматических породах [21, 34]

Порода	U, ×10 ⁻⁴ %	Th, ×10 ⁻⁴ %	K, %	Th/U
Интрузивные породы				
<i>Известково-щелочные:</i>				
ультраосновные (пироксенит, дунит и пр.)	0,3	0,8	0,15	2,7
основные (диабаз, габбро и пр.)	0,6	1,8	0,7	3,0
средние (диорит, кварцевый диорит)	1,8	6,0	1,8	3,3
кислые (плагιοгранит, гранодиорити пр.)	4–5	13–18	4,0	4,0
<i>Щелочные:</i>				
кимберлит (не алмазоносный)	2,6	8,8	1,06	3,4
кимберлит (алмазоносный)	3,2	16,3	1,2	5,1
сиенит	3,0	13,0	3,8	4,3
трахит	3–8	30–50	4,8	4–5
Эффузивные породы				
Базальт, диабаз	0,7–0,9	2–4	0,75–1	3,2
Андезит	1,2	4	1,7	3,3
Дацит	2,5	10	2,3	4
Липарит	4,7	19	3,7	4,0
Метаморфические породы				
Эклогит	0,2	0,4	0,8	2,0
Амфиболит	0,8	3,2	0,6	4,0
Кварцит	0,8–1	3–4	0,6	4,0
Мрамор	1,1	1,8–2,2	0,2	1,6
Мигматит, гранито – гнейс	3,2	16,1	3,6	5,0

Для гранитоидов, у которых характерно сложное распределение радиоактивных элементов, Л.В. Комлевым в 50-е годы 20 века выделен ряд главных радиогеохимических типов:

1. Нормально радиоактивные граниты с содержаниями урана и тория близкими к кларку и средним торий-урановым соотношением ($Th/U = 2,5 \div 4,5$);
2. Повышенно радиоактивные граниты с пониженным содержанием урана ($Th/U > 6 \div 10$), часто приуроченные к метаморфическим выступам сложенными карбонатными породами;
3. Высокорадиоактивные лейкократовые граниты редкометалльного типа с варьирующим в широких пределах торий-урановым соотношением. Среди них наиболее распространены разности с $Th/U \approx 5 \div 10$;
4. Высокорадиоактивные существенно ториеносные аляскитовые граниты ($Th/U > 10$);
5. Высокорадиоактивные лейкократовые граниты эвгеосинклиальных зон с пониженным торий-урановым отношением ($Th/U < 1 \div 2$);
6. Слаборадиоактивные, богатые натрием и кальцием граниты (плагιοграниты, гранодиориты) с $Th/U < 2 \div 3$ (в настоящее время среди подобных гранитов обнаружены разности с $Th/U > 5$).

Метаморфические породы, по своей естественной радиоактивности, делятся на слаборадиоактивные (амфиболиты, кварциты, мраморы и пр.) и обладающие средней и слабо повышенной радиоактивностью (сланцы, гнейсы и др.) [34]. Естественная радиоактивность метаморфических пород вызвана дифференциацией их первичного химического состава. К увеличению содержания в породах тория и урана ведет метасоматоз и ультраметаморфизм. Среди продуктов этих процессов выделяют образования с резко пониженным (менее 1) и аномально высоким (более 10-20) торий-урановым отношением. Аномально высокой радиоактивностью отличаются породы, слагающие пневматолитовые и гидротермальные жилы, поскольку к ним приурочены повышенные концентрации многих уран- и торий-содержащих минералов.

Осадочные породы. Среди осадочных пород по радиоактивным свойствам достаточно четко разделяются кремнистые, терригенные, соленосные, карбонатные отложения и каустобиолиты (рисунок 9).

Обнаруживается четкая зависимость содержания урана и в меньшей степени тория от гранулометрического состава терригенных пород, выражающаяся в постепенном увеличении содержания урана в ряду: конгломераты → песчаники → алевролиты → аргиллиты.

Первично обогащенные радиоактивными элементами осадочные породы делятся на две группы, которые значительно различаются между собой в радиогеохимическом плане: грубообломочные, существенно ториеносные и уран-ториеносные породы (гравелиты, конгломераты и песчаники прибрежно-морских, элювиальных и иных фаций) и существенно ураноносные породы (известняки, сланцы, песчаники), которые, будучи обогащены фосфатами и органикой, образовались в морских бассейнах [33, 34].

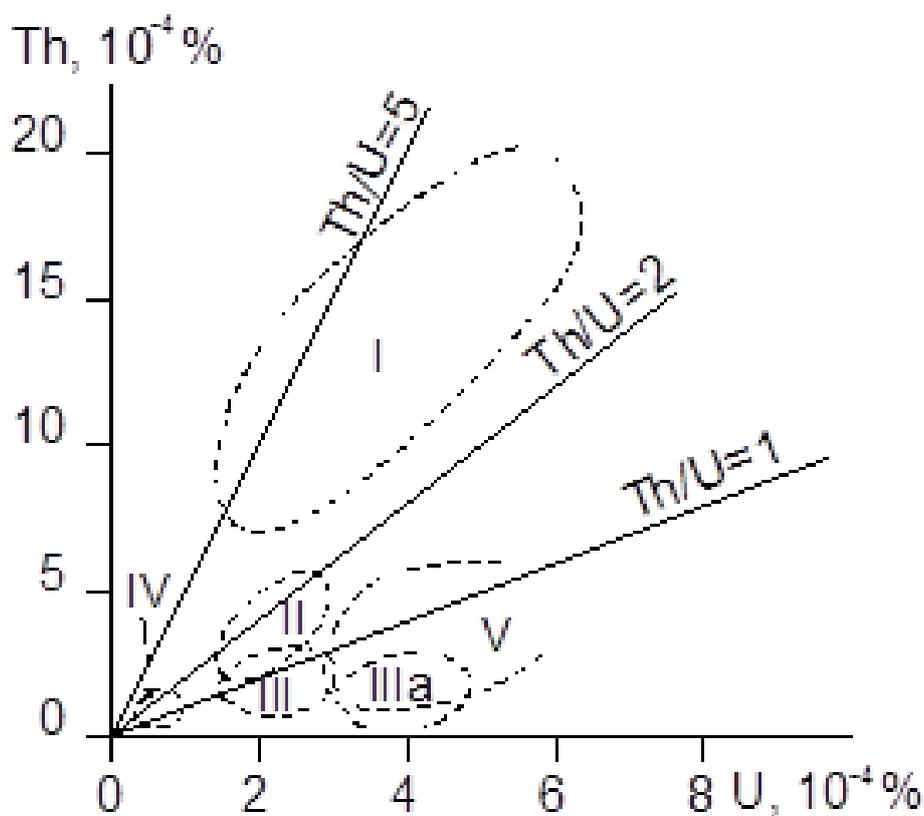


Рисунок 9 – Содержания урана и тория в осадочных отложениях земной коры [34]: I – терригенные отложения; II – кремнистые отложения; III – карбонатные отложения; IIIa – доломит; IV – соленосные отложения; V – каустобиолиты

Вклад в общую естественную радиоактивность осадочных пород калиевой, урановой и ториевой составляющих зависит от их литотипа (таблица 7).

Таблица 7 – Относительный вклад урана, тория и калия в суммарную гамма-активность осадочных пород (по В.В. Ларионову и Р.А. Резванову)

Порода	Вклад элементов в гамма-активность, %		
	Уран	Торий	Калий
Глина	29	29	42
Песчаник	18	51	31
Известняк	57	25	18
Доломит	59	18	23
Хемогенные породы	22	40	38

Присутствие калиевых полевых шпатов в песчаниках и повышенное содержание калия в минералах глин и приводит к увеличению доли калиевой составляющей у глин и песчаников.

2. Эманирование горных пород.

Эманирование горных пород – выделение твердыми горными породами в окружающую их среду (поровое пространство, атмосферу и пр.) эманаций радиоактивных газов – радона (^{222}Rn), торона (^{220}Rn) и актинона (^{219}Rn) [80, 106].

Непосредственными источниками эманаций являются изотопы радия, которые, в свою очередь, могут являться дочерними нуклидами тория и урана.

В геологической практике эманующая способность горных пород может характеризоваться количеством радона выделяемого 1 г горной породы за определенное время. В таком случае, при прочих равных условиях, эманующая способность пород будет определяться содержанием в них радия. Однако, поскольку не весь радон, генерируемый горной породой, переходит в окружающую ее среду, то используется коэффициент эманирование –

отношение количества радона, выделившегося в окружающую среду, к полному его количеству, образуемому за тот же промежуток времени в горной породе (этот параметр обычно выражается в процентах).

Помимо прочего, величина эманации зависит от состава отложений, в том числе – их глинистости и влажности.

3. Взаимодействие радиоактивных излучений с веществом горных пород.

Процесс взаимодействия радиоактивных излучение с горными породами сопровождается различными ядерными реакциями, в числе которых: упругое или неупругое рассеяние частиц; поглощение частицы ядром атома, которое сопровождается вылетом из ядра каких-либо ядерных частиц и др. Вероятность протекания реакции конкретного типа зависит от энергии излучения и вещественного состава пород. Эту вероятность принято характеризовать сечением реакции σ , которая имеет ту же размерность, что и площадь ($[\sigma] = \text{м}^2$). Для упрощения сечением реакции можно называть площадь мишени, при попадании частиц в которую происходит определенная реакция. Достаточно часто сечение реакции измеряют в барнах ($1 \text{ барн} = 10^{-28} \text{ м}^2$).

Применительно к геофизическим исследованиям, процессы, сопровождающие взаимодействие гамма-квантов и нейтронов с породами имеют наибольшее практическое значение [38, 79].

Взаимодействие гамма-излучения с веществом.

Преобладающими процессами взаимодействия γ -излучения горными породами являются комптон-эффект, фотоэффект и образование электронно-позитронных пар, вероятность протекания которых зависит от атомного номера вещества, слагающего горную породу, и энергии γ – квантов (рисунок 10).

Фотоэффектом называют такое взаимодействие гамма-кванта с атомом, при котором квант поглощается, полностью передавая свою энергию одному из электронов атома (чаще всего – электрону внутренних, наиболее близких к ядру, орбит). При этом электрон покидает атом. Фотоэлектрическое поглощение играет важную роль, если энергия мягкого гамма-излучения и

энергия связи электронов в атоме соизмеримы. Фотоэлектрическое поглощение для атома не является законченным процессом. Атом, из которого выбиты электроны, оказывается возбужденным и его возвращение в устойчивое состояние может сопровождаться испусканием характеристического рентгеновского излучения, которое наиболее интенсивно, если поглощение гамма-квантов произошло на к-оболочке. Характеристическое излучение возникает в результате изменения энергетического состояния электронов атома и имеет дискретный энергетический спектр.

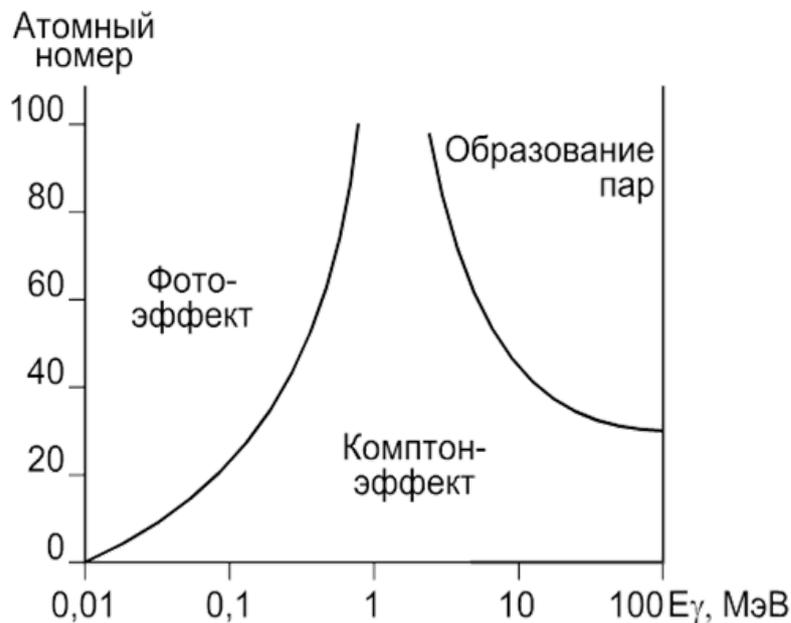


Рисунок 10 – Области преобладания одного из типов взаимодействия гамма-квантов с веществом в зависимости от энергии гамма-квантов и атомного номера вещества [33]

В случае, если энергия γ -квантов существенно выше энергии связи электронов в ядре, то преобладает комптон-эффект. В процессе взаимодействия, носящего характер упругого соударения, γ -квант передает электрону часть своей энергии и изменяет направление движения. Таким образом, комптоновское взаимодействие представляет собой некогерентное (т.е. с изменением энергии или длины волны) рассеяние γ -излучения на электронах атомов.

Образование пар – это в превращение γ -кванта в электростатическом поле атомного электрона или ядра в электронно-позитронную пару. Процесс образования пар имеет энергетический порог равный удвоенной энергии покоя электрона: $0,511 \text{ МэВ} \times 2 = 1,022 \text{ МэВ}$. Далее позитрон аннигилирует с одним из свободных электронов среды, что сопровождается испусканием двух γ -квантов с $E_\gamma = 0,511 \text{ МэВ}$. При энергиях первичных γ -квантов больших 5 МэВ эффект образования пар становится заметным.

Взаимодействие нейтронов с веществом.

Взаимодействие нейтронов с рудами и горными породами вызывает их замедление и поглощение. Диапазон энергий нейтронов E_n простирается от 14 МэВ до примерно 1 эВ. Для него характерен процесс замедления, который протекает в течение очень ограниченного, не превышающего несколько сотен микросекунд, промежутка времени с момента выхода из источника быстрого нейтрона. Продолжительность диффузии тепловых нейтронов, отвечающая интервалу времени от момента зарождения теплового нейтрона до момента его поглощения, соответствует такому параметру как «время жизни тепловых нейтронов». Время жизни тепловых нейтронов захватывает существенно более значительный интервал времени, длительность которого достигает сотен миллисекунд.

Нейтроны, которые не имеют электрического заряда, могут свободно проникать сквозь электронные оболочки атомов и взаимодействовать непосредственно с их ядрами [48, 55]. Во время прохождения нейтронов через вещество идут различные ядерные реакции. Каждая из реакций имеет свое эффективное сечение. Несмотря на то, что сечение каждой реакции различно для разных ядер, можно выделить интервалы энергии нейтронов, в каждом из которых доминируют определенные типы ядерных реакций.

Упругое рассеяние нейтронов, в ходе которого часть кинетической энергии нейтрона передается ядру и наблюдающееся при любых их энергиях, определяет замедление нейтронов в веществе. При этом, получив

дополнительную энергию, ядро не возбуждается. Среди атомов, наибольшей способностью снижать энергию рассеивающихся нейтронов обладает водород, ядро которого имеет массу практически то же, что и нейтрон.

Быстрые нейтроны ($E_n > 0,1$ МэВ), кроме того, способны к неупругому соударению. Они могут вызвать реакцию удвоения нейтронов типа $(n, 2n)$ и реакции с вылетом заряженных частиц, наиболее распространенными из которых являются реакции типа (n, p) и (n, α) .

Неупругое рассеяние, в процессе которого ядро переходит в возбужденное состояние, является пороговой реакцией – налетающий нейтрон обладает достаточной для возбуждения ядра энергией [61, 111]. Возбуждение ядра снимается испусканием γ -квантов, составляющим так называемое гамма-излучение неупругого рассеяния. Его спектр характерен для конкретных элементов, поэтому с его помощью можно идентифицировать эти элементы. У ядер ряда порообразующих элементов (кислорода, углерода, кремния, кальция) первые уровни возбуждения лежат довольно высоко и сильно различаются по энергиям. Это позволяет, измеряя отношения интенсивностей γ -излучений энергий 4,4 и 6,1 МэВ определить соотношения между концентрациями углерода и кислорода, отношение γ -излучений энергий 1,8 и 3,4 МэВ показывает на соотношение концентраций кремния и кальция.

Поглощение нейтронов состоит в их захвате ядрами, сопровождающемся их переходом в возбужденное состояние, которое снимается испусканием нейтронов, протонов, альфа-частиц или гамма-квантов.

Поглощение нейтронов, представляющее собой их захват ядрами, переводит последние в возбужденное состояние, снимаемое испусканием ядрами различных частиц – альфа-частиц, протонов и пр. *Радиационный захват* – реакция по типу (n, γ) , является основным процессом взаимодействия медленных нейтронов ($E_n < 0,1$ эВ) с ядрами атомов.

Этот процесс фактически обуславливает поглощение нейтронов веществом. Ядра всех элементов, за исключением гелия ${}^4\text{He}$, могут захватывать нейтроны. Разрядка возбужденного ядра может протекать либо прямым

переходом на основной уровень, либо каскадным переходом. В первом случае испускаются гамма-кванты больших энергий, а во втором возможно появление нескольких квантов с меньшими энергиями, отвечающим переходам между промежуточными уровнями. Таким образом, гамма-излучение радиационного захвата имеет сложный спектр, который отражает структуру энергетических уровней ядра, образовавшегося после присоединения нейтрона. Поскольку каждое ядро имеет свою структуру уровней возбуждения, то по гамма-излучению радиационного захвата можно идентифицировать элементы, ядра которых участвуют в поглощении нейтронов [55, 61].

Характерно, что многие редкие элементы, включая благородные металлы, захватывают нейтроны существенно интенсивнее, чем породообразующие элементы (таблица 8).

Таблица 8 – Сечения радиационного захвата (σ_{ny}) тепловых нейтронов для некоторых породообразующих и редких элементов [21]

Элемент	$\sigma_{ny}, \times 10^{-28} \text{ м}^2$	Элемент	$\sigma_{ny}, \times 10^{-28} \text{ м}^2$
Породообразующие		Редкие	
H	0,332	Li	70,7
O	0,00027	Co	37,2
Na	0,53	Ag	63,6
Mg	0,063	Cd	2450
Al	0,23	Nd	50,5
Si	0,16	Sm	5800
K	2,1	Gd	49000
Ca	0,43	Au	98,8
Fe	2,55	Hd	375

2 ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ АНТРОПОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ. ИЗМЕРЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ АНТРОПОГЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Антропогенные поля являются результатом человеческой деятельности.

Техногенные поля, являющиеся одной из составляющих антропогенных полей, возникают как результат технической деятельности человечества.

Техногенное воздействие может активизировать или даже инициировать многие негативные инженерно-геологические процессы – суффозионно-просадочные, эрозионные, карстообразование и пр. Под действием техногенеза происходит эволюционирование подземной гидросферы вызывающее перераспределение подземных и поверхностных потоков, вследствие чего происходит подтопление или осушение грунтовых массивов, загрязнение подземных и поверхностных вод и др.

Как ученые, так и специалисты-практики, едины во мнении, что нарушение функционирования подземных коммуникаций, как напорных, так и дренирующих, является основной причиной подтоплений, суффозионно-просадочных явлений и карстования, наблюдаемых на урбанизированных территориях. Именно над не уплотненными и переувлажненными техногенными и техногенно-измененными грунтами, пространственно приуроченными к подземным коммуникациям, часто возникают провалы земной поверхности.

В настоящее время характерным является постоянный рост интенсивностей многих геофизических полей антропогенной природы, которые по величине уже превышают свои естественные аналоги.

Важнейшей задачей исследователя является выявление причинно-следственных связей геофизических полей с их источниками и формирование моделей таких связей, которые могут использоваться для прогнозирования развития различных явлений и процессов [24, 51, 128].

Статические и динамические нагрузки на горные породы могут привести к возникновению или интенсификации различных геологических процессов, способных вывести массив горных пород из состояния равновесия из-за изменения его напряженного состояния, ослаблением сил сцепления и внутреннего трения. Внешней реакцией на неравновесное состояние массивов являются проседания земной поверхности, выпоры грунтов, обвалы и оползни, наведенная сейсмичность и т.п.

Поля вибрации, интенсивность которых вблизи авто-и железнодорожных магистралей весьма велика, приводят к уменьшению связности насыпных грунтов и активизации склоновых процессов – возникновению оползней, обвалов и т.п.

Радиационное поле Земли складывается из 3-х составляющих [54, 80]:

- космического излучения;
- излучения, которое вызвано распадом природных содержащихся в горных породах, почвах и воде радиоактивных элементов;
- излучения, вызванного распад ядер радиоактивного газа радона (Rn) и его дочерних изотопов, которые выходят на земную поверхность, особенно в зонах тектонических нарушений.

Доля космического излучения в радиационном фоне, формирующемся на дневной поверхности, составляет около 50%.

Считается, что радон и продукты его распада обеспечивают не менее половины всей эффективной дозы облучения, получаемой организмом человека в окружающей среде от природных и техногенных радионуклидов.

Ионизирующее излучение техногенного происхождения формируется различными искусственными источниками – предприятиями по переработке радиоактивных веществ и пр.

Аварии на предприятиях атомной промышленности являются наиболее опасными источниками радиационного загрязнения.

Из-за гонки ядерного вооружения и связанных с ней испытаний ядерного оружия радиационные поля Земли сильно деформировались. Кроме этого, в

настоящее время эксплуатируется множество атомных электростанций и ядерных подлодок, отходы которых нуждаются в утилизации.

Структура полей радиоактивных излучений изменяется из-за присутствия радиоактивных элементов в промышленных отходах, природных и искусственных строительных материалах, а также выбросах крупных энергетических комплексов. При этом в целом наблюдается возрастание радиоактивности окружающей среды.

Поле силы тяжести, в силу своей природы является относительно устойчивым к влиянию техногенеза. Однако человеческая деятельность, в особенности извлечение из недр различных полезных ископаемых, привела к существенному перераспределению масс в приповерхностном слое Земли. В частности, при строительстве шахт, карьеров и т.п., значительные массы пород удаляются, а при создании отвалов, хвостохранилищ, водохранилищ и т.д. массы добавляются. Результатом такого рода манипуляций является перестроение структуры земного гравитационного поля на относительно локальных участках и, как следствие – изменение гравитационного взаимодействия между отдельными составляющими недр Земли и ее приповерхностной части нарушающее их относительно стабильное, квазиравновесное состояние [32].

В регионах интенсивной нефтегазодобычи деформации геогидродинамических полей продуктивных горизонтов вызывают значительные депрессионно-регрессионные пульсации. Амплитуда этих пульсаций достигает по давлениям десятков мегапаскалей, а по напорам сотен метров [22].

Осушение месторождений и интенсивная эксплуатация крупных водозаборов подземных вод приводит к понижению уровней и формированию крупномасштабных депрессионных воронок радиусами в десятки километров и глубинами в сотни метров.

Такого рода процессы способны инициировать землетрясения и оседания земной поверхности. В частности, в старых промысловых районах Среднего

Приобъя неоднократно отмечались 3-х – 4-х балльные землетрясения, а наиболее масштабное тектоническое событие в данном регионе привело к повреждению более 3,5 тыс. обсадных колонн нефтяных скважин из-за горизонтального смещения массивов горных пород.

Тепловое поле Земли весьма подвержено техногенному влиянию. Основную роль в этом играет прямой подогрев планеты мощными энергетическими системами – ТЭЦ, АЭС, городскими агломерациями и пр. Косвенное, но не менее сильное влияние оказывают выбросы в атмосферу Земли больших количеств углекислого газа, что приводит к так называемому парниковому эффекту.

Обширные техногенные геотермические аномалии, которые захватывают не только геологическое пространство, но и атмосферу, формируются в пределах крупных городов.

На **электромагнитное поле Земли** основное влияние оказывает колоссальное количество разнообразных коммуникаций: железных дорог, линий связи (проводных, воздушных и космических), линий электропередач.

Поля блуждающих токов, источниками которых могут являться электрифицированные железные дороги, промышленные предприятия, станции катодной противокоррозионной защиты и пр., хоть и не оказывают прямого воздействия на живые организмы, но способны существенно ухудшить качество жизни человека, поскольку повышают вероятность коррозионного разрушения подземных коммуникаций, что чревато тяжелыми экологическими последствиями.

Методы и методики измерений параметров геофизических полей антропогенного происхождения.

К настоящему времени геофизические исследования активно применяются при решении практически всех задач экологической направленности. Их популярность определяется экспрессностью, неразрушающим воздействием на исследуемую среду и относительно невысокой стоимостью. Измерения геофизических полей можно проводить

множественно, а изменением параметров измерительных систем (размеры и пространственную ориентировку установок измеряющих и (или) создающих поля, частоты полей и пр.) можно регулировать глубинность исследований и объемы изучаемых участков среды [19,125].

При этом методика эколого-геофизических исследований практически полностью основана на обширном опыте разведочной геофизики. Кроме того, специфические особенности применения геофизических методов позволяют достаточно просто организовать дистанционный мониторинг физических полей, подверженных антропогенному воздействию.

Геофизические исследования могут быть как однократными, так и комплексными. Последние, как правило, направлены на решение достаточно сложных, многопараметровых задач, в числе которых важное место занимает комплексная оценка экологического состояния территорий.

В зависимости от решаемых экологических задач, геофизические исследования проводятся электромагнитными, сейсмоакустическими, радиометрическими, термометрическим и гравиметрическим методами, большая часть которых может быть реализована в наземном, аэро-или подземном вариантах.

Получившие наибольшее распространение, наземные эколого-геофизические исследования решают задачи, связанные с изучением природных и техногенных процессов, которые могут нести негативные экологические последствия. В числе задач такого рода следует выделить локализацию горных выработок и карстовых полостей, оконтуривание и оценку степени загрязнения грунтов нефтепродуктами, выявление зон переувлажнения и разуплотнения грунтов, изучение склоновых процессов и пр. Наземные эколого-геофизические работы в большинстве случаев проводят комплексами методов, зависящими от целевого назначения исследований.

Подземные исследования экологической направленности проводят в горных выработках (штольнях, штреках, скважинах). Такие исследования могут преследовать следующие цели: дозиметрический контроль стенок и воздушной

среды подземных выработок; контроль состояния массивов горных пород с целью предотвращения горных ударов, вывалов, прорывов плаунов и грунтовых вод; контроль впередизабойного пространства; контроль газовой опасности выработок и пр. Геофизические исследования, проводимые в подземных горных выработках, часто фигурируют под обобщающим названием "шахтная геофизика", которое носит условный характер [17, 83].

При изучении массивов горных пород достаточно часто применяются методики просвечивания (интраскопии) межвыработочного пространства – радиоволнового, акустического или сейсмического.

Геофизические исследования в скважинах включают в себя методы скважинной геофизики и методы каротажа. Среди целей каротажа выделяют: выявление и опробование полезных ископаемых, определение литологии и корреляция вскрытых скважинами разрезов, исследование технического состояния скважин [26, 78]. Каждый из случаев исследует только локальную область пространства – либо саму скважину, либо непосредственно примыкающий к стенкам прискважинный участок среды.

Методы скважинной геофизики выделяет то, что с их помощью можно исследовать значительные объемы около-и межскважинного пространства (радиус исследования зачастую достигает десятков и сотен метров). Это приближает методы скважинной геофизики к таким наземным методам геофизических исследований, как гравиразведка, магниторазведка, электроразведка и пр.

Аэрогеофизические исследования, направленные на решение экологических задач, обычно включают в себя гамма-спектрометрию, которая часто осуществляется в комплексе со съемкой тепловизором, что позволяет фиксировать различные виды радиоактивного и теплового загрязнения городских и промышленных территорий [94, 115].

В целом традиционные геофизические методы (магниторазведка, радиометрия, электроразведка, терморазведка, сейсморазведка) очень широко и успешно используются в решении экологических задач.

Детальная магниторазведка можно быть использована с целью литолого-петрографического расчленения пород на участках предполагаемой застройки, оценки их трещиноватости, разрушенности, закарстованности.

Из геофизических методов, электроразведка, в различных своих модификациях, нашла наиболее широкое применение в экологических исследованиях.

Электроразведка, включающая в себя большую группу методов разведочной геофизики, основанных на изучении пространственно-временного распределения параметров естественных или искусственных электромагнитных полей. Ее применение основано на дифференциации грунтов по электромагнитным свойствам – удельному электрическому сопротивлению, диэлектрической проницаемости, поляризуемости и др. [98].

Основными электроразведочными методами изучения карстово-суффозионных процессов являются электроразведочные методы зондирования и электропрофилирование на постоянном и низкочастотном переменном токе и метод естественного электрического поля. Имеется положительный опыт применения георадиолокационного профилирования для выявления карста.

Электрические зондирования используются для изучения рельефа кровли карстующихся пород, выявления тектонических нарушений, трещиноватых и закарстованных зон, определения глубины залегания подземных вод и решения иных геологических задач [59].

В настоящее время для решения перечисленных выше задач все шире стала применяться электротомография.

В целом при решении данных задач методы электроразведки являются наиболее эффективными и экономически выгодными.

Области питания и разгрузки подземных вод выявляются по результатам площадной съемки естественных электрических потенциалов (ЕП). Движение подземных вод в пористых геологических средах вызывает появления естественных электрических полей фильтрационной природы. В частности, места разгрузки подземных вод отмечаются положительными потенциалами, а

области инфильтрации – отрицательными.

Определение коррозионной агрессивности геологической среды осуществляется путем измерения удельного электрического сопротивления верхней части разреза, где, как правило, локализованы различные инженерные сооружения и объекты.

Основными электроразведочными методами изучения загрязнений окружающей среды нефтепродуктами являются [32, 51-54]:

- методы сопротивлений, в том числе электропрофилерование (ЭП), вертикальное электрическое зондирование (радиоволновое профилирование и ВЭЗ);
- методы естественного поля (ЕП) и вызванной поляризации (ВП);
- радиолокационные исследования.

Несмотря на то, что удельное электрическое сопротивление нефтепродуктов очень высокое, их проникновение в горные породы и аккумуляция в пористых отложениях, чаще всего, приводит к уменьшению их УЭС. Этот эффект вызван тем, что в процессе химического и биологического воздействия нефтепродукты окисляются, и продукты их окисления уменьшают сопротивление водонасыщенных горных пород. Повышение УЭС пород наиболее типично для ранних стадий загрязнения, когда еще не произошло интенсивного окисления нефтепродуктов.

Важной задачей сейсморазведки является изучение прочностных и физико-механических свойств пород. По значениям скоростей распространения поперечных и продольных упругих волн, измеренным в полевых условиях или на образцах горных пород, можно расчетным путем получить упругие константы и по их величинам оценить физико-механические и прочностные свойства. В данном контексте следует обратить внимание, что непосредственно по данным сейсмоакустических исследований находят динамические параметры геологических сред и для того, чтобы получить их статические прочностные параметры необходимо увязать данные геофизических исследований с результатами определения тех же параметров, получаемых по

данным статического зондирования и лабораторными испытаниями монолитов пород.

Сейсморазведка используется для изучения глубины залегания пород, расчленения осадочных толщ, прослеживания разрывных нарушений, зон развития трещиноватости и закарстованности, изучения оползней, определения уровня грунтовых вод.

Применение сейсмоакустических методов практикуется при проведении геофизических исследований, как на морских, так и пресноводных акваториях.

Термометрия широко используется при решении экологических задач, среди которых основными являются: выявление мест теплового загрязнения геологических сред и участков поступления подземных вод в водоемы; определение мест фильтрации вод через плотины водохранилищ и отстойников и пр.

Весьма эффективна скважинная термометрия, которая позволяет выявить заколонные перетоки в эксплуатируемый водоносный горизонт вод из неглубоко залегающих водоносных пластов, часто имеющих поверхностные источники питания и в наибольшей степени подверженных загрязнению. Измерения температуры по всем скважинам месторождения подземных вод позволяет выявить гидравлические связи между различными водоносными горизонтами и определить их источники питания [26, 78].

Антропогенные воздействия на подземные воды сказываются, прежде всего, на температуре и минерализации вод. В таком случае температурные измерения весьма эффективны.

Целью экорациометрии является изучение радиационных полей как естественного, так и искусственного происхождения. Наиболее интенсивные радиационные заражения возникают в результате различных аварий на промышленных и иных объектах, где используются ядерные силовые установки, перерабатываются радиоактивные отходы и пр. Колоссальную опасность представляют аварии на атомных электростанциях.

При изучении аномалий радиационных полей, важное значение

приобретает их мониторинг. Причем изучается не только гамма-излучение урана, тория и калия-40, но и обусловленное присутствие цезия-137 и кобальта-60, наличие которых в природной среде свидетельствует о техногенной природе аномалии.

Одним из важных элементов экорadiометрии является эманационная съемка – определение содержания газообразных продуктов распада радиоактивных веществ в воздухе, заполняющем горные выработки, помещениях зданий и пр. По существу, в данном случае определяется содержание радона по интенсивности его альфа-излучения.

Радон, являющийся одноатомным благородным (инертным) газом, образуется в результате естественного радиоактивного распада урана [19, 106]. Негативное воздействие радона и дочерних продуктов его распада на человека происходит при его вдыхании, которое считается одной из причин заболевания раком легких.

3 ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

3.1 Контроль экологического состояния подземных источников водоснабжения методом группового учёта аргументов и комплексом геофизических исследований скважин

Подземные воды до сих пор считаются наиболее чистыми в большом числе регионов. Там они служат источником питьевого водоснабжения. Особенно ценно, что большинство других видов полезных ископаемых постоянно истощаются, подземные воды способны восстанавливаться. Однако нерационально интенсивный водоотбор может привести к ухудшению качества подземных вод, в том числе и необратимому. Это связано с перетеканием грунтовых вод, залегающих выше, в эксплуатируемый водоносный горизонт. Грунтовые воды вследствие образования на первом от поверхности водоупоре сильнее подвержены загрязнению. Параллельно происходит усиление питания грунтовых вод за счёт стока с поверхности и рек и, как следствие, всё большее ухудшение качества подземных вод.

Возникает опасность вынужденного освоения иных источников водоснабжения из-за неспособности имеющихся обеспечить население качественной водой. В лучшем случае может потребоваться дополнительная очистка подземных вод, что весьма ресурсоёмко. Следовательно, целесообразно предпринимать превентивные меры по защите подземных вод.

Мониторинг качества показателей добываемой воды и контроль процессов эксплуатации месторождения формируют технологическую систему оперативного управления водоотбором. Она позволит осуществлять добычу оптимально и предотвращать вызванные нерациональной разработкой возможные негативные последствия.

Только проверенные актуальные данные об источниках питания горизонтов, подвергающихся эксплуатации могут заложить информационную

основу для формирования подобной технологической системы. Статистический анализ, выполненный с максимально широким охватом всех доступных параметров, с целью выявления связи между различными переменными величинами о месторождении подземных вод в целом – вот средство для получения требуемой информации.

Метод группового учёта аргументов (МГУА или метод ГУА) [66, 91, 92] является одним из самых действенных средств поиска связей между разнородными параметрами. Особенно при неполноте входной информации. Помимо множественной регрессии, МГУА выявляет форму связи одной зависимой переменной от композиции нескольких независимых. Как правило, в качестве независимых переменных принимаются полученные в результате эксперимента характеристики изучаемого объекта. Если принимать во внимание задачу оценки гидрогеоэкологического состояния объекта водоснабжения, под такими характеристиками можно понимать результаты исследований в лаборатории химического состава подземных вод, геофизические данные, полученные в скважине, а также такие характеристики месторождения в целом как литологические и фильтрационные. К независимым могут быть отнесены также топологические данные о цифровой модели рельефа, абсолютные отметки устьев скважин, а также распространение их в плане. Зависимая переменная – это ключевая особенность водозабора, например показатели качества воды в скважинах, а также их дебит.

Методы индуктивного моделирования, к которым относится рассматриваемый метод группового учета аргументов (МГУА), позволяют обеспечить наиболее полное извлечение полезной информации из материалов геолого-геофизических исследований. Как показывает практика, МГУА способен решать широкий круг задач, связанных с обработкой геофизических данных, полученных при проведении исследований на разных уровнях – в скважинах, на земной поверхности и в атмосфере [11, 66].

Метод группового учета аргументов был предложен академиком А.Г. Ивахненко в восьмидесятые годы двадцатого века [40]. Теоретическим

фундаментом метода является идея синергетики о возможном наличии упорядоченности в сложных системах. МГУА ориентирован на выявление неочевидных взаимосвязей между элементами, составляющими системы такого рода. По формальным признакам, метод ГУА является статистическим методом обработки данных, подобным регрессионному анализу. Вместе с тем, в отличие от классического подхода, ни структура регрессионной модели, ни набор ее конкретных параметров заранее не определяются, а выбираются из множества получаемых в процессе моделирования вариантов. Генерация набора моделей реализуется по многорядному принципу, когда, с переходом на последующий ряд, возрастает не только сложность модельного уравнения, но и увеличивается количество входящих в него параметров. Оптимальной модели отвечают минимальные значения внешних критериев, которые вычисляются с использованием данных, которые не были задействованы в процессе вычисления коэффициентов модельных уравнений.

Скрытые взаимозависимости, присущие обрабатываемым данным и преобладающие факторы, которым подчиняется взаимодействие между переменными, вытекают из идеи синергетики, заложенной в МГУА, что позволяет активно применять этот метод при решении прикладных задач широкого спектра [9].

Пример использования этого метода продемонстрирован в опыте обнаружения факторов, влияющих на показатели качества подземных вод на одном из водозаборов юга Воронежской области (рисунок 11).

Воронежская область относится к числу регионов, где проблему водозаборов составляет превышение нормы содержания катионов Ca^{+2} и Mg^{+2} , определяющих жёсткость воды, – один из ключевых показателей её качества.



Рисунок 11 – План водозабора

Статистический анализ содержания этих катионов, выявленного по лабораторным исследованиям проб из скважин водозабора за несколько лет, был выполнен, чтобы оценить факторы, определяющие величину жёсткости воды. Так как турон-коньякский водоносный горизонт сложен мелями и мелоподобными мергелями (рисунок 12), то не исключена подпитка его водами из близ протекающей реки Чёрная Калитва вследствие их инфильтрации. Это явление предполагалось в качестве наиболее возможного фактора, связанного с жёсткостью подземных вод.

Независимый параметр «кратчайшее расстояние от реки до каждой из опробованных скважин» (R) был выбран для проверки истинности этой гипотезы. Статистический анализ был распространён на данные опробования за 2001, 2003, 2006 и 2010 годы как наиболее представительные.

Координатные плоскости «жёсткость – R » (рисунок 13) наглядно продемонстрировали особенности результатов лабораторных анализов воды.

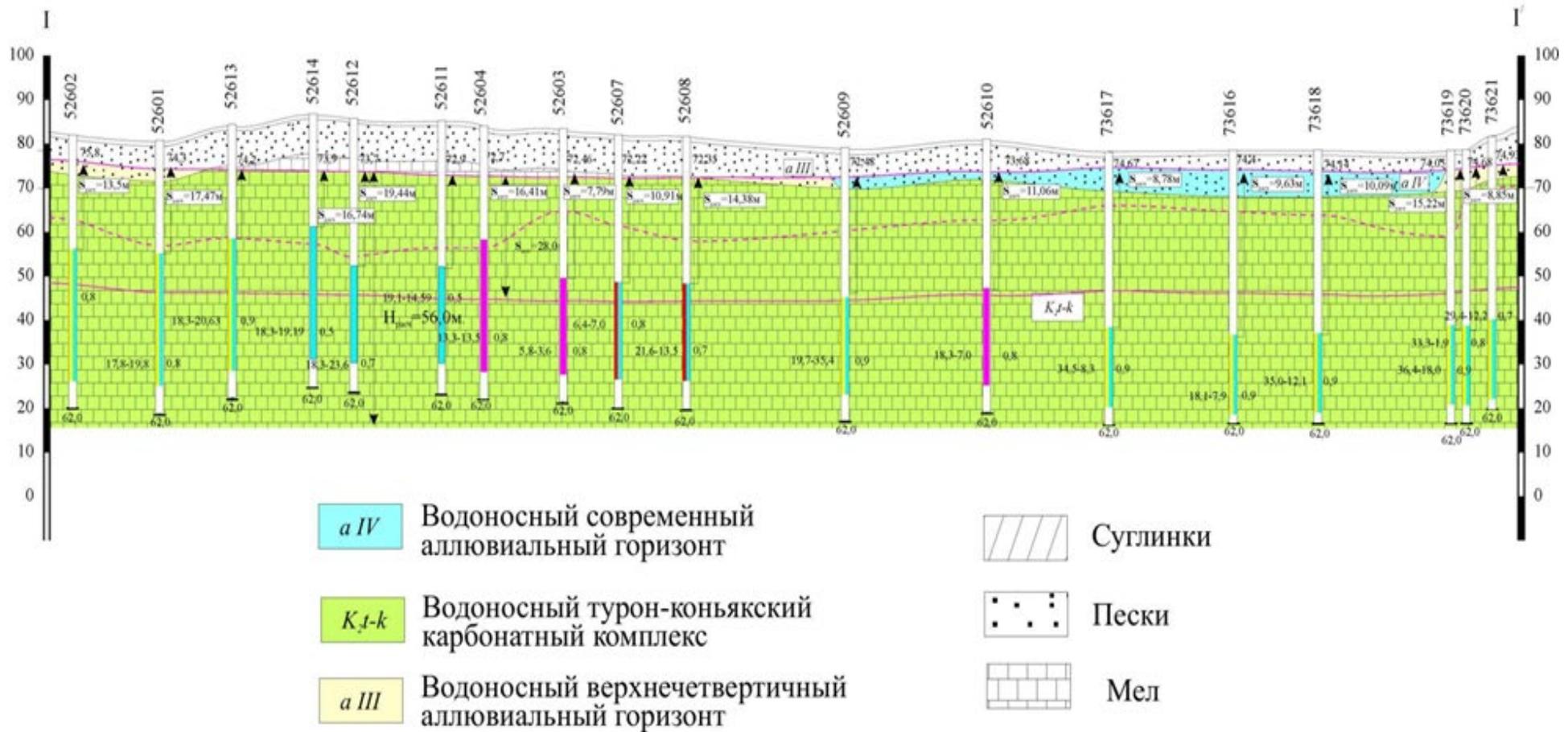


Рисунок 12 – Схематический гидрогеологический разрез по линии I – I'

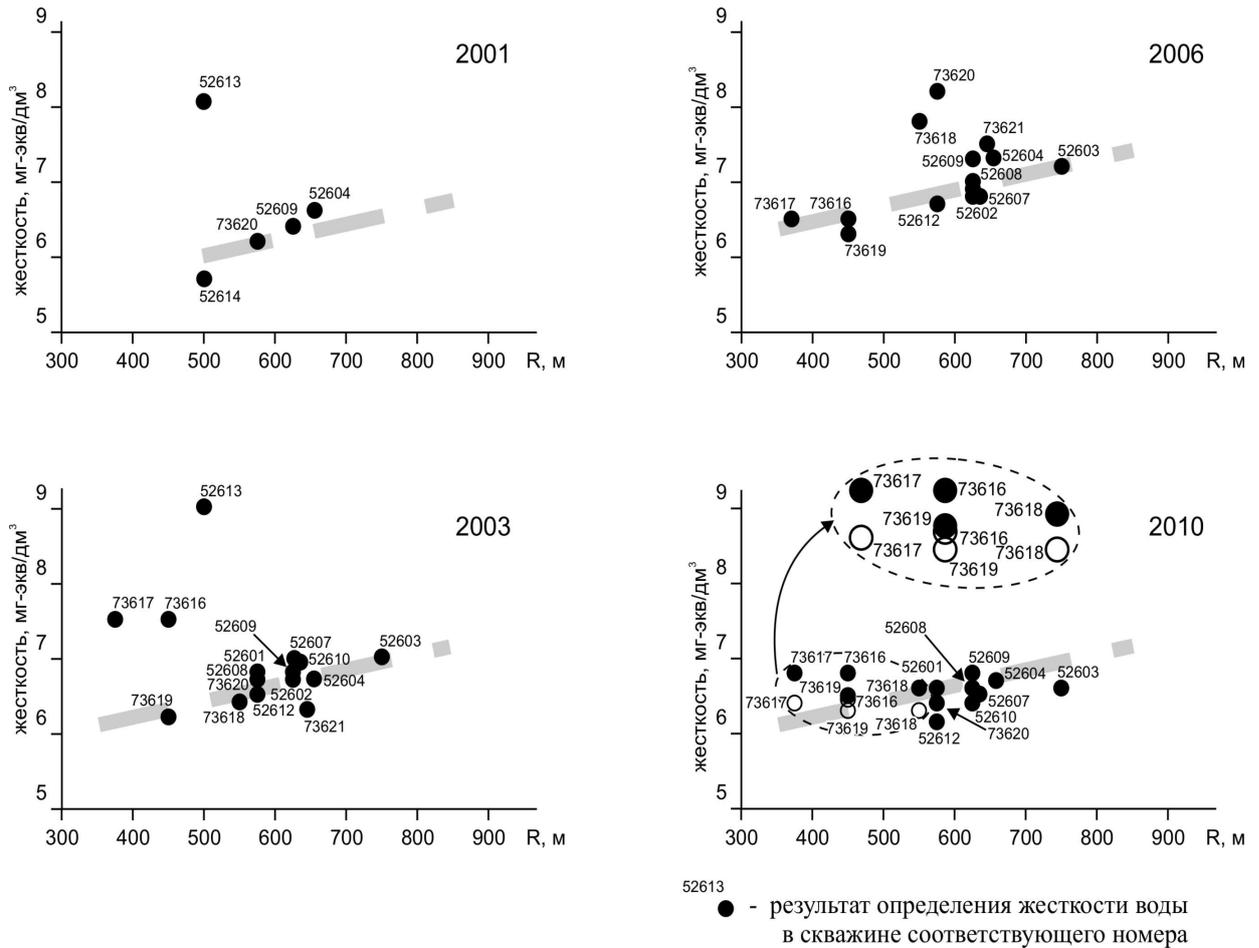


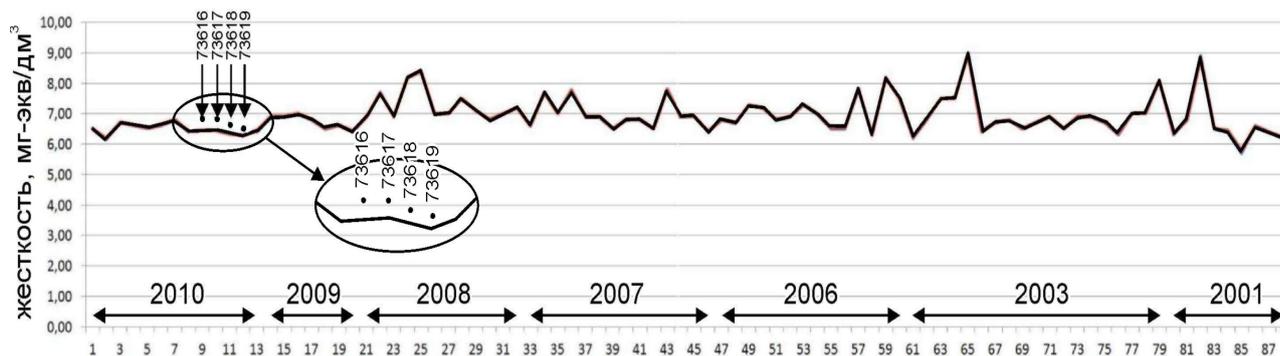
Рисунок 13 – Зависимость жесткости воды от расстояния между опробованной скважиной и рекой

Можно видеть, несмотря на отскок некоторых точек, заметный тренд, ассоциируемый с зависимостью между жёсткостью и R . Усреднённо за каждые 100 м увеличения расстояния до поверхностного водотока жёсткость возрастает на $0,21 \text{ мг-экв/дм}^3$.

С привлечением аппарата МГУА была определена зависимость между значениями жесткости воды и содержанием в ней ионов Ca^{+2} и Mg^{+2} , полученным по результатам лабораторных анализов. Эта зависимость имеет следующий вид:

$$\text{жёсткость} = 0,3547 + 0,04752 \text{Ca}^{+2} + 0,07841 \text{Mg}^{+2}.$$

Можно обратить внимание на то, как сопоставляются значения жёсткости, полученные на основании этой формулы и по отчётным данным (рисунок14).



$$\text{Формула связи: жесткость (мг-экв/дм}^3\text{)} = 0,3547 + 0,04752 \text{ Ca}^{+2} \text{ (мг/дм}^3\text{)} + 0,07841 \text{ Mg}^{+2} \text{ (мг/дм}^3\text{)}$$

Рисунок 14 – Сопоставление рассчитанных значений жесткости воды (сплошная линия), и представленных в первоисточнике (точечная линия)

Поскольку содержание катионов Ca^{+2} и Mg^{+2} стали известны из результатов лабораторных исследований, а значение жёсткости получены расчётным путём, то результаты расчётов должны совпадать со значениями из первоисточника. Совпадение наблюдается во всех случаях, кроме скважин 73616, 73617, 73618 и 73619, опробование которых было выполнено в 2010 г. Важно подчеркнуть, что вычислительный аппарат МГУА даёт значения жёсткости, которые значительно лучше попадают на выявленный тренд зависимости «жёсткость – R » (на рисунке 13 не залитые кружки показывают расчётные данные).

Таким образом, проведённые исследования доказывают, что скважины рассмотренного водозабора действительно подпитываются водой из реки Чёрная Калитва. Следовательно, требуется держать под контролем экологическое состояние речного водосборного бассейна, чтобы обеспечить стабильное качество водоснабжения.

Комплекс специально подобранных наземных и скважинных геофизических исследований при разных режимах эксплуатации водозабора позволит выявить особенности подземных перетоков [8, 26].

Можно утверждать, что метод группового учёта аргументов продемонстрировал свою действенность для формулирования модели водозаборов. Возникла возможность, оценить достоверность исходных данных,

выявить случайные погрешности или преднамеренные искажения, а также скорректировать данные по результатам моделирования.

Иногда бывает, что даже воды защищённого вполне мощным водоупором, в процессе эксплуатации могут подпитываться из приповерхностных или вообще открытых источников. В результате происходит ухудшение качества таких вод. Причиной такой ситуации может быть переток из одного водоносного горизонта (неэксплуатируемого) в интервал эксплуатируемого пласта за счёт транзита воды в пространстве между обсадной колонной скважины и вмещающими горными породами (так называемый «заколонный переток»). Если водоносные горизонты не были надёжно разобщены, то заколонный переток может образоваться как в процессе эксплуатации скважины, если это происходит достаточно долго, так и даже при вводе скважины в эксплуатацию.

В подобной ситуации без выполнения специальных исследований понять причину изменения качества воды бывает нелегко. Только геофизические исследования скважин позволяют надёжно выявить заколонные перетоки. Особенно полезной при этом может быть скважинная термометрия – измерение температуры жидкости в скважине.

Практически существует два варианта скважинной термометрии: стационарное изучение естественного теплового поля земли и метод регистрации антропогенных нестационарных тепловых полей. Для первого случая подходят скважины с практически установившимся тепловым режимом. Такой метод, называемый геотермией, направлен на измерение и интерпретацию естественной температуры горных пород разреза скважины [6, 99]. Данные геотермии используются при решении следующих задач: оценка тектонического строения территории; выявления областей питания подземных вод; поиск таких полезных ископаемых как горючие ископаемые, сульфидные или галогенные руды; расчленение разрезов скважин.

Для второго варианта скважинной термометрии, называемого «термокаротаж» главной задачей является изучение нестационарного теплового

поля. Причиной его флуктуаций обычно бывают такие факторы как: бурение скважины, откачка или долив флюидов в скважину, её промывка.

Данная работа посвящена изучению возможностей второго варианта термометрии. Объектом исследований при этом выступают гидрогеологические скважины или скважины, построенные для целей водоснабжения [10, 88].

Для выявления водоактивных интервалов и оценки их основных параметров обычно применяют резистивиметрию и расходоimetriю. В то же время, хотя термометрия успешно находит широкое использование в контроле работы скважин на месторождениях нефти и газа, однако при обследовании и контроле гидрогеологических скважин, которые работают на снабжение водой объектов как хозяйственных, так и промышленных, применяется весьма ограничено. На эксплуатируемых обсаженных скважинах этот метод обоснованно весьма действенен при решении следующих задач: выделение работающих интервалов скважины; выявление заколонных и внутриколонных перетоков; определении локализации негерметичности обсадных колонн.

Порой другие геофизические методы не способны решить те задачи, которые под силу термометрии. Например, выявление заколонных перетоков. Так как они происходят только в затрубном пространстве и никак не связаны со скважинной жидкостью внутри колонны, то они не подвластны расходоimetriи. Кроме того, термометрия особенно чувствительна к слабым вертикальным перетокам, которые не фиксируются тахометрическими скважинными расходомерами [29].

Для формирования тепловой аномалии в скважине нужно продолжительное время вследствие инерционности теплового поля. Это время связано с теплофизическими свойствами таких компонентов системы как: среда, заполняющая заколонное пространство; обсадная колонна; скважинная жидкость.

Пространственные размеры температурных аномалий чаще всего более габаритов самой скважины и причин этого несколько. Наиболее важные это: длительность работы бурового инструмента и промывки скважины;

интенсивность проникновения промывочной жидкости в проницаемые пласты; разница температур промывочной жидкости и горных пород; переток флюидов между пластами.

Рисунок 15 даёт сложную температурную аномалию, которая выявлена в одной из скважин гидрогеологического профиля, расположенной на территории Тамбовской области, после проведения в ней опытной откачки [88].

По результатам скважинной термометрии и расходомерии выявлено два не связанных между собой направленных вверх перетоков. На глубинах 114,5 – 120 м они разделены слабопроницаемым пластом, которому соответствует резкая положительная аномалия температуры. Такая аномалия обусловлена продолжительным проникновением в данный пласт более тёплого бурового раствора.

Результаты проведённых расходомерических исследований говорят о том, что в интервале скважины 107,3 – 146 м имеется два потока разной интенсивности, оба восходящие. Из них водоотдающий залегает в пределах глубин 111,7 – 114,5 м. Вода из него поглощается в интервале разреза вблизи башмака обсадной колонны, частично её и перекрытого. Водопоглощающий пласт залегает в интервале 120,0 – 136,0 м. Вода в него поступает с забоя скважины. Когда проводились исследования, в скважине возник искусственный забой вследствие обрушения вышезалегающих трещиноватых известняков.

Степень достоверности при получении достаточно сложных и неоднозначных материалов исследований может повышаться с использованием комплексного анализа результатов термометрии и расходомерии.

Если отслеживать положение границы, разделяющей две контрастные жидкости (различающиеся по удельному электрическому сопротивлению, температуре и др.), то появляется возможность изучать перетоки, направленные вдоль оси скважины.

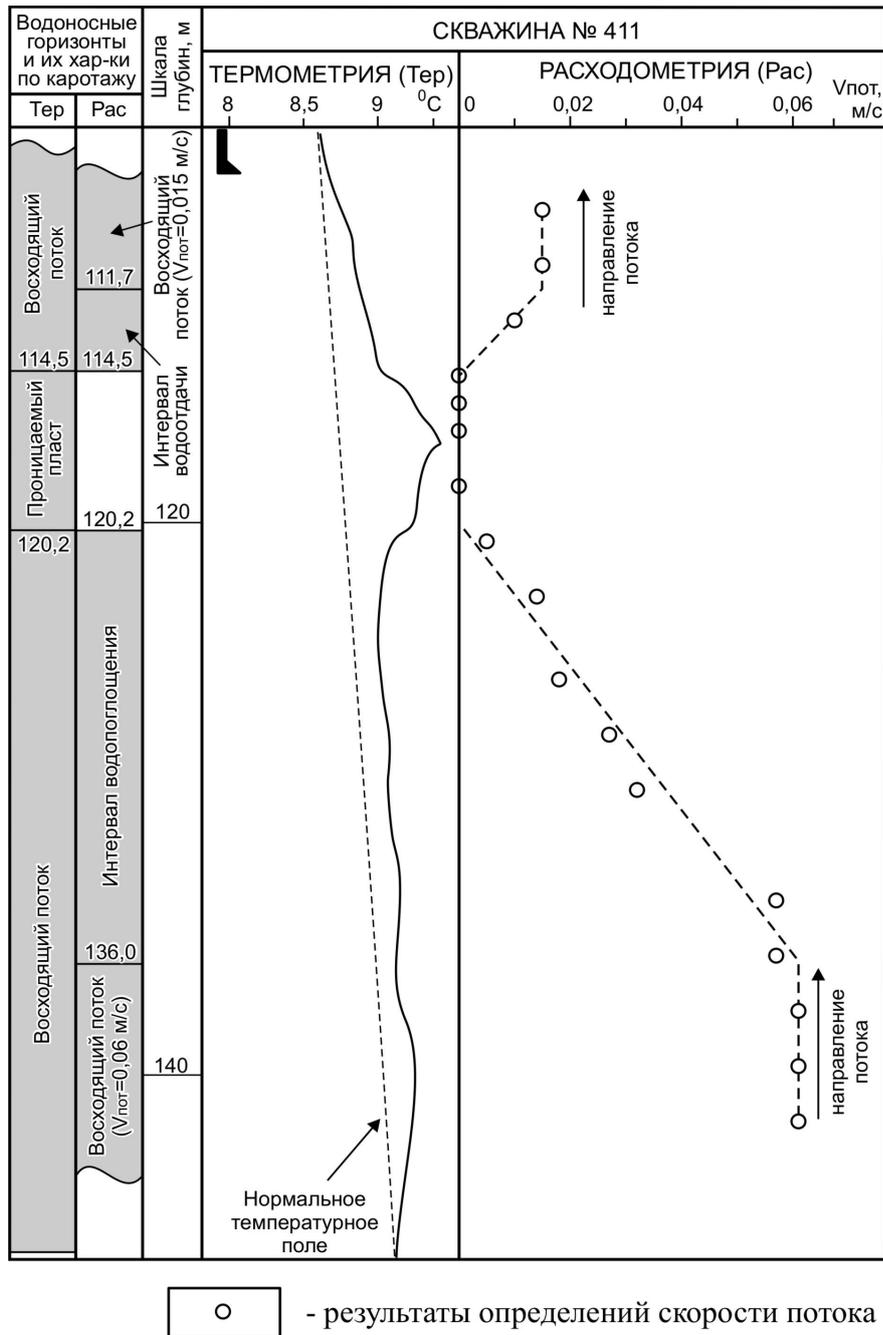


Рисунок 15 – Результаты расходомерии и термометрии скважины

На рисунке 16 показан пример, обнаружения заколонной циркуляции и вертикального перетока по стволу скважины. Затрубному перетоку на каротажной диаграмме соответствует участок практически постоянной температуры. Нисходящий поток в открытом стволе отмечен контрастной отрицательной температурной аномалией. Интервал поглощения – довольно быстрое нарастание температуры от кровли к подошве этого интервала. Башмак обсадной колонны хорошо проявляется благодаря локальному градиенту.

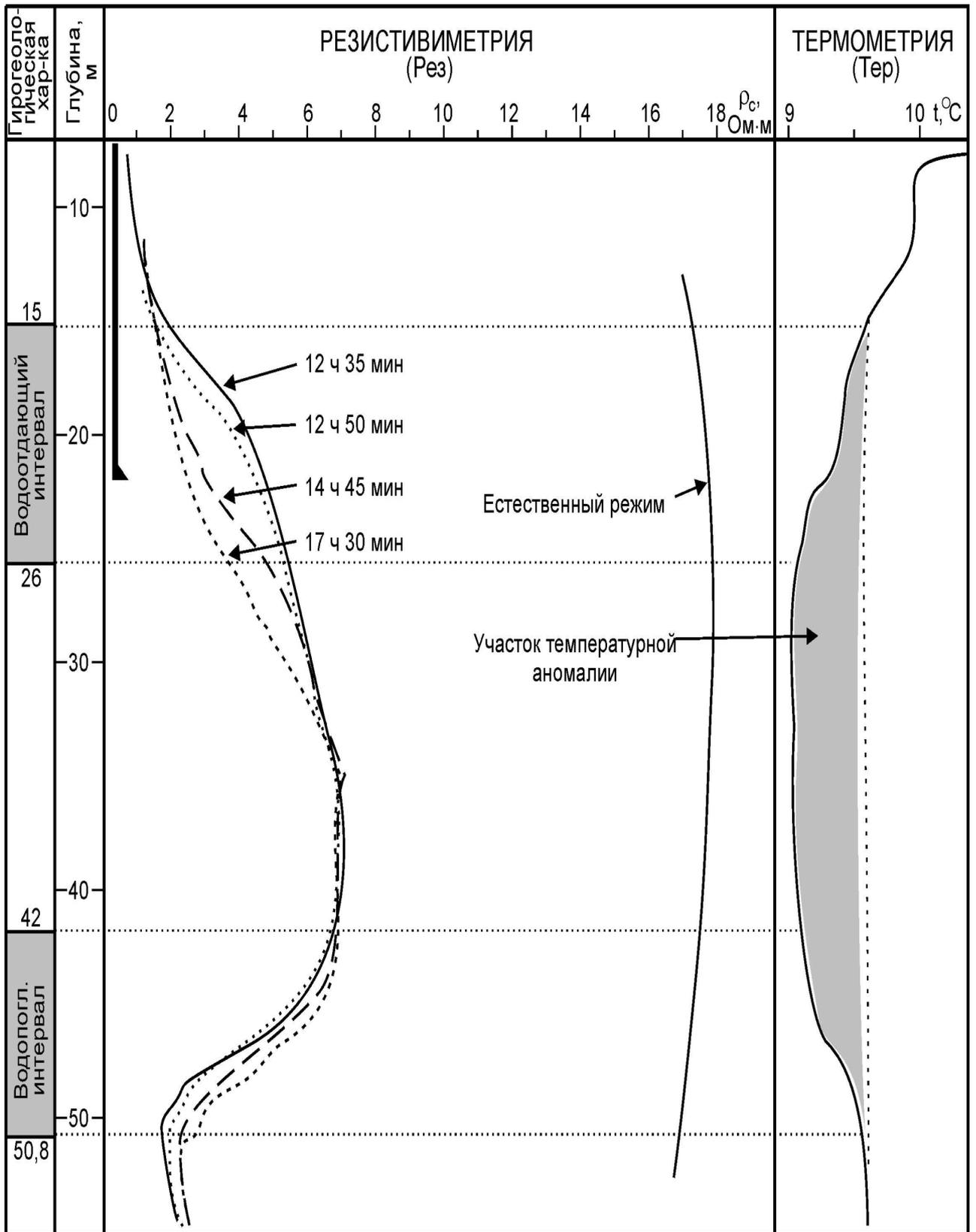


Рисунок 16 – Выявление затрубной циркуляции и перетока по стволу скважины

После засоления сквадины была проведена резистивиметрия, которая подтвердила положение контакта пресной и осолоненной воды. Он в течение

пятичасовых измерений располагался вблизи отметки 46 м. В тоже время от отметки 17 м до 29 м из-за постепенного понижения уровня скважинной жидкости происходило постепенное опускание контакта минерализованной и пресной воды за тот же цикл измерений. Вертикальная скорость движения контакта осолоненной и пресной воды составляла около 2,4 м/ч, что находится за пределами чувствительности механического расходомера в стандартной модификации.

Рекомендуется в состав комплекса методов гидрогеологического каротажа с целью повышения его эффективности включать термометрию в комплексе с расходометрией и резистивиметрией. Именно к этому приводит анализ полученных данных. Конечно, различные режимы работы скважин должны быть вовлечены в исследования:

- в моменты наливов и откачек;
- сразу после окончания наливов и откачек;
- во время восстановления естественного режима и в квазистационарном режиме;
- после длительного пребывания скважины в состоянии покоя.

Таким образом, существование затрубных перетоков из неглубоко залегающих водоносных пластов в эксплуатируемый водоносный горизонт способна выявить скважинная термометрия.

Именно вследствие того, что температура и минерализация вод особенно чувствительны к антропогенному воздействию, термометрия весьма эффективна в выявлении такого рода воздействия. Мониторинг этих параметров позволяет делать прогноз изменения подобных нежелательных процессов, что является весьма эффективным для оценки экологического состояния подземных вод.

Методика, предусматривающая измерения температуры в разнообразных режимах эксплуатации месторождения, особенно перспективна и эффективна при обнаружении источников питания различных водоносных горизонтов и гидравлической связи между ними.

3.2 Контроль экологического состояния открытых водоемов методом георадиолокации

При оценке состояния водоёмов широкое применение получило их исследование методами геофизики [5, 120]. При этом могут быть решены следующие задачи:

- построение модели ложа водоёма;
- картирование мощности илов, дифференциация их по консистенции;
- поиск места, размеров и формы, а также происхождения затопленных объектов с определением их опасности в перспективе;
- длительное наблюдение за подводными электрическими кабелями, трубопроводами, действующими и неэксплуатируемыми;
- оценка степени зарастания водоёма водорослями.

Ниже описаны примеры успешного практического решения в акватории прудов и рек в центральной части России некоторых из перечисленных задач с помощью такого геофизического метода как георадиолокация.

Например, в Данковском районе Липецкой области вблизи села Баловнево располагается грандиозный усадебный комплекс, включавшего в свои лучшие года 17 прудов. Администрация области приступала к его восстановлению, вследствие чего потребовалось обследовать пруд Двухвостный (рисунок 17).

Была поставлена цель спрогнозировать состав и объем будущих работ по очистке пруда. Его георадиолокационное обследование было выполнено для определения рельефа дна водоёма и определения мощности и строения донных отложений (рисунок 18).

Экранированная антенна с рабочей частотой 0,5 ГГц дала наиболее информативные материалы. Исследования были выполнены по профилю, проведённому через северный апофиз пруда. Результаты приведены на рисунке

19.



*Рисунок 17 – Церковный (слева) и Двухвостный (справа) пруды. В левом нижнем углу видна отреставрированная Владимирская церковь постройки 1797г.
(<https://deadokey.livejournal.com>)*

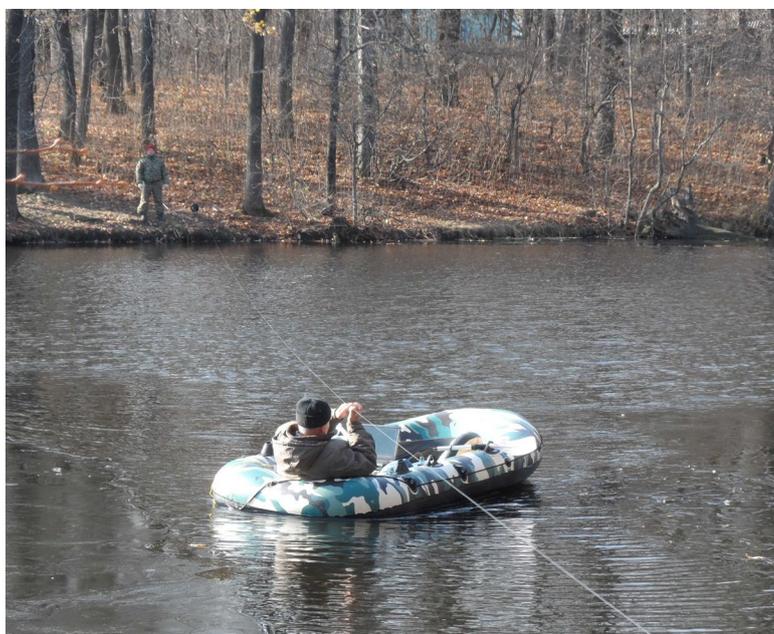


Рисунок 18 – Георадиолокационное обследование пруда с антенной 500 МГц

Инструментальные промеры глубин пруда использовались для заверки

результатов предварительной интерпретации георадиолокационных данных. При этом выяснилось, что пруд в значительной степени засорён затопленными деревьями (стволы деревьев отмечаются характерной гиперболической формой отражений). Кроме того, большая мощность илов накопилась на дне, а деревья как погребены ими, так и возвышаются поверх. Это можно наблюдать до 15 метров от берега. Акватория, примыкающая к наиболее возвышенному северо-восточному берегу (на рисунке 19, слева) наиболее засорена.

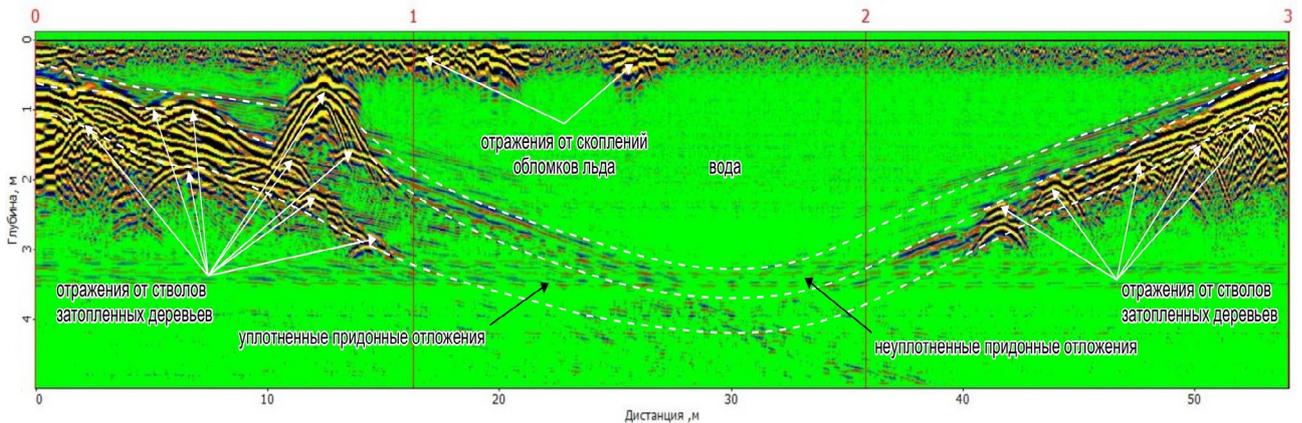


Рисунок 19 – Результаты георадиолокационного обследования с антенной 500МГц

На материковых суглинистых отложениях, как было выявлено после интерпретации данных георадиолокации, последовательно залегают 3 слоя. Это (снизу вверх): вода, придонные отложения неуплотнённые, придонные отложения уплотнённые. Мощность последних изменяется от нескольких десятков сантиметров у берега до 1,7 м в центре пруда. Мощность следующего слоя обычно не превышает 0,75 м.

В пригороде Воронежа, где зимой проводилась подготовка к реконструкции дома отдыха, аналогичные георадиолокационные исследования каскада старинных прудов также были осуществлены. В данном случае кроме толщины льда и воды были определены мощности газонасыщенных илов [90].

Получение обоснованного с информационной точки зрения обеспечения принятия проектного решения по реконструкции мостов невозможно без обследования их опор. В этом случае большую роль могут сыграть геофизические исследования. В областном центре РФ городе Орел, на

акватории реки Ока [5], были выполнены подобного вида работы. Следует указать, что мост был построен в 1965 году поблизости с бывшим ранее старым мостом.

Георадиолокационное профилирование и вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) были скомплексированы для решения поставленных задач. Первый из этих методов служил для определения профиля ложа реки и поиска затопленных объектов, которые могли осложнить как ремонт моста, так и интерпретацию метода ВЭЗ. Антенна, работающая на частоте 0,5 ГГц была применена при георадиолокации на профиле вдоль опор моста.

По результатам интерпретации георадиолокационных данных можно утверждать, что на дне реки Ока наблюдается довольно сложный рельеф с изменением глубин от полутора до трёх с половиной метров (рисунок 20). Также несколько крупных металлических объектов и конструкций лежат на дне или приподняты над ним. Очевидно, эти объекты представляют опасность для судоходства.

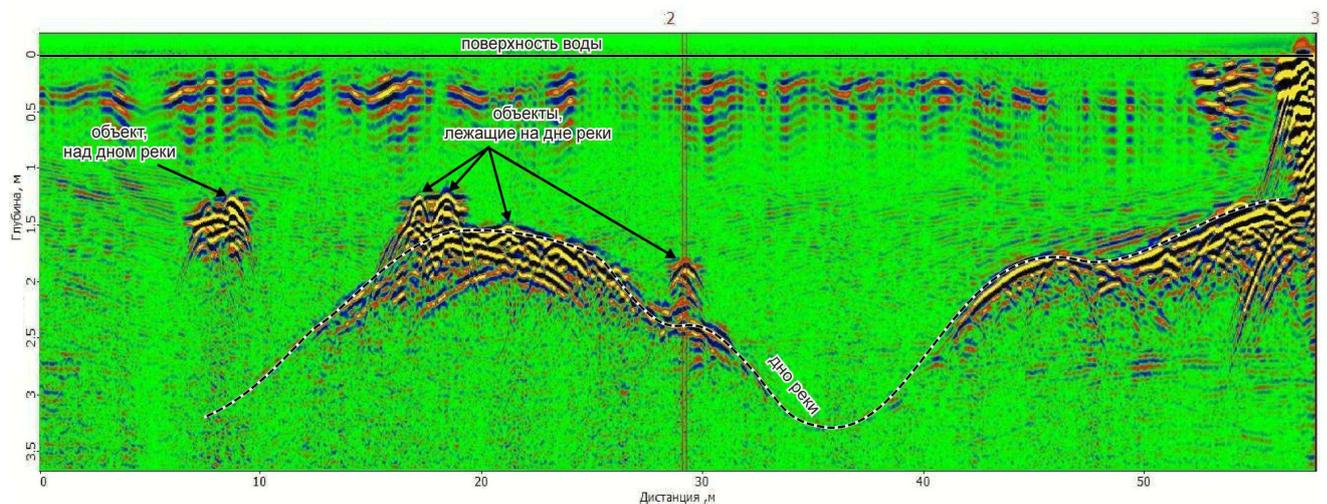


Рисунок 20 – Результаты георадиолокационного обследования дна реки Ока с антенной 500 МГц

По той же причине следует обратить внимание на скопление предметов, выполненных из металла между промежуточными опорами 2 и 3 (левая часть рисунок 20). Нужно напомнить, что в годы Великой Отечественной войны в этом городе все мосты были уничтожены. Следовательно, скорее всего именно с тех времён эти затопленные конструкции и лежат на дне реки, грозя

разнообразными проблемами.

В целом, специалистами-геофизиками ВГУ георадиолокационные исследования были проведены на акваториях многих рек центральной части России, в основном, при подготовке проектной документации для прокладки трубопроводов, очистки русел и реконструкции мостов (реки Дон, Усмань, Проня и др.).

Приведенные выше материалы свидетельствуют, что обследование водоемов геофизическими методами может быть очень эффективным для достижения таких целей как:

- подготовка зон отдыха и, в особенности, пляжей к эксплуатации;
- обеспечение безопасности судоходства;
- реконструкция объектов садово-парковой архитектуры, которые включают в себя пруды;
- поиск расположенных на дне предметов и объектов, в том числе и потенциально опасных, затопленных в ходе вооруженных конфликтов и в настоящее время затрудняют хозяйственное использование водоемов для целей водоснабжения, судоходства и пр.;
- оценка объемов предстоящих работ при углублении и (или) изменении береговой линии водоемов, очистке водоемов от илов, которые, будучи насыщенными органикой, подвержены процессам гниения с образованием токсичных для человека конечных продуктов;
- инспекция уже построенных, в том числе аварийных, трубопроводов или планирование строительства новых, пересекающих водные преграды, линейных объектов.

Дополнительную актуальность геофизическим исследованиям на акваториях придает то обстоятельство, что природные и антропогенные процессы, протекающие в прибрежных частях водоемов и в толще вод, находят свое отражение в рельефе дна акваторий, составе грунтов, слагающих придонную часть разреза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования позволили достигнуть следующих новых практически значимых научных результатов:

1. Статистическая обработка материалов опробования гидрогеологических скважин с привлечением аппарата метода группового учёта аргументов (МГУА) позволяет установить источники питания водоносных горизонтов, оценить достоверность результатов опробования и, при необходимости, скорректировать недостоверные данные.

2. Термометрия гидрогеологических скважин, выполненная в различных режимах, позволяет выявить заколонные перетоки в эксплуатируемые водоносные горизонты.

3. Анализ полученных данных позволяет рекомендовать, с целью повышения эффективности комплекса методов гидрогеологического каротажа, включение в его состав термометрии, желательно в комплексе с расходометрией и резистивиметрией.

4. Необходимо обратить внимание на перспективность комплексного изучения температурных характеристик разрезов месторождений подземных вод в целом, когда измерения температуры выполняются во всех доступных для исследования скважинах месторождения в различных режимах их эксплуатации, в том числе и в состоянии покоя.

5. Опыт проведения экологических исследований на акваториях свидетельствует о высокой информативности геофизических методов, при этом хорошую мобильность и эффективность демонстрируют георадиолокационные исследования.

Практические рекомендации.

При статистическом анализе результатов комплексных геолого-геофизических исследований различных объектов, для более полной реализации содержащейся в данных информации, можно рекомендовать использование аппарата метода группового учета аргументов.

Для выявления заколонных перетоков в эксплуатируемые водоносные горизонты наиболее эффективно применение скважинной термометрии.

Следует отметить потенциально высокую информативность результатов температурных измерений одновременно (или с незначительным временным лагом) во всех (или в большинстве) скважин эксплуатируемых месторождений подземных вод. Совместный анализ результатов таких измерений, выполненных как в процессе откачки, так и в простаивающих скважинах, позволит выявить не только источники питания отдельных водоносных горизонтов и их гидравлическую взаимосвязанность, но и оценить защищённость подземных вод от загрязнения.

Проведение георадиолокационного обследования пресноводных водоёмов в комплексе с отбором проб грунтов и опорными промерами глубин позволит получить детальную и достоверную информацию о строении разреза в его придонной части и замусоренности акватории.

Перспективы дальнейшей разработки темы.

Перспективы дальнейшей разработки темы представленной диссертации могут быть связаны с оценкой прикладных возможностей проведения многочастотных георадиолокационных исследований. Совместная интерпретация результатов георадиолокации, выполненной на нескольких частотах, позволит реализовать информацию, содержащуюся в параметрах, характеризующих частотную дисперсию диэлектрической проницаемости осадочных пород.

Научный и прикладной потенциал таких исследований кроется в возможности определения видов содержащейся в породе влаги, которые зависят от структурных особенностей породы, её состава и прочих факторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авербух, А. Г. Изучение состава и свойств горных пород при сейсморазведке / А. Г. Авербух. – М., 1982. – 232 с.
2. Александров, К. С. Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород: монография / К. С. Александров, Г. Т. Продайвода. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2000. – 353 с.
3. Альпин, Л. М. Теория полей, применяемых в разведочной геофизике: учебник для вузов / Л. М. Альпин, Д. С. Даев, А. Д. Каринский. – М., 1985. – 407 с.
4. Аузин, А. А. Влияние структуры пород на их удельную проводимость / А. А. Аузин // Вестник ВГУ. Серия: Геологическая. – 1998. – № 5. – С. 195–198.
5. Аузин, А. А. Георадиолокационные исследования при инженерных изысканиях на пресноводных акваториях (примеры практического применения) / А. А. Аузин, С. А. Зацепин // журнал Инженерные изыскания. – 2015. – № 2. – С. 52–56.
6. Аузин, А. А. Геотермические исследования в скважине 11/89 на учебном геофизическом полигоне Веневитиново / А. А. Аузин // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 1999. – № 8. – С. 192–194.
7. Аузин, А. А. Инженерно-геофизические исследования на пресноводных акваториях / А. А. Аузин, С. А. Зацепин // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2014. – № 2. – С. 102–109.
8. Аузин, А. А. Комплексование методов геофизических исследований в скважинах (на примере Воронежской антеклизы) / А. А. Аузин. – Воронеж: Изд-во "Научная книга", 2010. – 260 с.
9. Аузин, А. А. О возможности оптимизации комплексов геофизических исследований в скважинах при поисках месторождений рудных полезных ископаемых / А. А. Аузин, О. М. Муравина // Вестник ВГУ. Серия: Геология. –

2013. – № 1. – С. 184–188.

10. Аузин, А. А. Повышение эффективности геофизических исследований в гидрогеологических скважинах в условиях Центрально-Черноземного региона / А. А. Аузин // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 1999. – № 7. – С. 196–201.

11. Аузин, А. А. Статистический анализ данных каротажа методом группового учета аргументов / А. А. Аузин, О. М. Муравина // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2010. – № 2. – С. 219–224.

12. Аузин, А. К. Электроразведка (спецкурс по индуктивным и радиоволновым методам электроразведки) / А. К. Аузин. – М., 1977. – 134 с.

13. Бабаев, В. В. Теплофизические свойства горных пород / В. В. Бабаев, В. Ф. Будымка, М. А. Домбровский, Т. А. Сергеева. – М., 1987. – 156 с.

14. Баяк, Е. И. Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах: справочник / Е. И. Баяк, В. М. Добрынин, И. С. Томашевская. – 2-е изд. – М., 1988. – 255 с.

15. Беликов, Б. П. Упругие константы породообразующих минералов и горных пород / Б. П. Беликов, К. С. Александров, Т. В. Рыжова. – М.: Наука, 1970. – 276 с.

16. Боганик, Г. Н. Сейсморазведка: учебник для вузов / Г. Н. Боганик, И. И. Гурвич. – Тверь: Изд-во АИС, 2006. – 744 с.

17. Богословский, В. А. Геофизика / В. А. Богословский, Ю. И. Горбачев, А. Д. Жигалин, А. В. Калинин, И. Н. Модин, А. А. Никитин, Ан. А. Никитин, М. Г. Попов, П. Ю. Пушкарев, П. Ю. Степанов, В. К. Хмелевской. – 2-е изд. – М.: Изд-во КДУ Москва, 2009. – 320 с.

18. Бондарев, В. И. Основы сейсморазведки: учебное пособие для вузов / В. И. Бондарев. – 2-е изд. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. – 332 с.

19. Бондаренко, В. М. Общий курс разведочной геофизики: Учебник для вузов / В. М. Бондаренко, Г. В. Демура, Е. И. Савенко, Г. В. Демура, Е. И. Савенко. – М.: Норма, 1998. – 304 с.

20. Вахромеев, Г. С. Моделирование в разведочной геофизике / Г. С.

Вахромеев, А. Ю. Давыденко. – М.: Недра, 1987. – 192 с.

21. Вахромеев, Г. С. Петрофизика: учебник для вузов / Г. С. Вахромеев, Л. Я. Ерофеев, В. С. Канайкин, Г. Г. Номоконова. – Томск: Изд-во Томского университета, 1997. – 462 с.

22. Вахромеев, Г. С. Экологическая геофизика: учебное пособие для вузов / Г. С. Вахромеев. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 1995. – 216 с.

23. Великин, А. Б. Электромагнитные поля, применяемые в индуктивных методах электроразведки: обзор зарубежной литературы / А. Б. Великин, Г. С. Франтов. – Л: Гостоптехиздат, 1962. – 352 с.

24. Владов, М. Л. Обзор геофизических методов исследований при решении инженерно-геологических и инженерных задач / М. Л. Владов, А. В. Старовойтов. – М.: Изд-во ГДС Продакшен, 1998. – 64 с.

25. Волорович, М. П. Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры / М. П. Волорович. – М.: Наука, 1968. – 333 с.

26. Гершановича, И. М. Методические рекомендации по применению геофизических исследований в скважинах при проведении гидрогеологических и инженерно-геологических работ / И. М. Гершановича. – М.: Изд-во ВСЕГИНГЕО, 1986. – 67 с.

27. Горбачев, Ю. И. Геофизические исследования скважин: учебник для вузов / Ю. И. Горбачев. – М.: Недра, 1990. – 398 с.

28. Гринбаум, И. И. Геофизические методы определения фильтрационных свойств горных пород / И. И. Гринбаум. – М.: Недра, 1965. – 188 с.

29. Гринбаум, И. И. Расходомерия гидрогеологических и инженерно-геологических скважин / И. И. Гринбаум. – М.: Недра, 1975. – 271 с.

30. Гурвич, И. И. Сейсмическая разведка: учебник для вузов / И. И. Гурвич, Г. Н. Боганик. – М.: Недра, 1990. – 551 с.

31. Дебрант, Р. Теория и интерпретация результатов геофизических методов исследования скважин / Р. Дебрант. – М.: Недра, 1972. – 288 с.

32. Демура, Г. В. Методология геофизического геоэкологического

картирования и мониторинга / Г. В. Демура // журнал Геофизика. –2003. – № 4. – С. 41 – 48.

33. Добрынин, В. М. Петрофизика: учебник для вузов / В. М. Добрынин, Б. Ю. Венделынтейн, Д. А. Кожевников. – М.: Недра, 1991. – 368 с.

34. Дортман, Н. Б. Петрофизика. Горные породы и полезные ископаемые: справочник / Н. Б. Дортман. – М.: Недра, 1992. – 391 с.

35. Дортман, Н. Б. Петрофизика. Земная кора и мантия: справочник / Н. Б. Дортман. – М.: Недра, 1992. – 286 с.

36. Дортман, Н. Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): справочник геофизика / Н. Б. Дортман. – 2-е изд. – М.: Недра, 1984. – 455 с.

37. Ершов, Э. Д. Теплофизические свойства горных пород / Э. Д. Ершов, И. А. Комаров, В. Г. Чеверев, Л. Т. Роман, Я. А. Кроник, Р. И. Гаврильев, Р. Г. Мотенко. – М.: Изд-во МГУ, 1984. – 203 с.

38. Запорожец, В. М. Геофизические методы исследования скважин: справочник геофизика / В. М. Запорожец. – М.: Недра, 1983. – 591 с.

39. Зинченко, В. С. Петрофизические основы гидрогеологической и инженерно-геологической интерпретации геофизических данных: учебное пособие для вузов / В. С. Зинченко. – М.-Тверь: Изд-во АИС, 2005. – 392 с.

40. Ивахненко, А. Г. Индуктивный метод самоорганизации моделей сложных систем / А. Г. Ивахненко. – Киев: Изд-во Наук. думка, 1981. – 296 с.

41. Итенберг, С. С. Геофизические исследования в скважинах: учебник для вузов / С. С. Итенберг, Т. Д. Дахкильгов. – М.: Недра, 1982. – 351 с.

42. Итенберг, С. С. Интерпретация результатов каротажа скважин / С. С. Итенберг. – М.: Недра, 1978. – 389 с.

43. Кауфман, А. А. Введение в теорию геофизических методов. Часть 5. Акустические и упругие волновые поля в геофизике / А. А. Кауфман, А. Л. Левшин. – М.: ООО "Недра-Бизнесцентр", 2006. – 663 с.

44. Кауфман, А.А. Введение в теорию геофизических методов. Часть 1. Гравитационные, электрические и магнитные поля / А. А. Кауфман. – М.:

Недра, 1997. – 520 с.

45. Кауфман, А. А. Введение в теорию геофизических методов. Часть 2. Электромагнитные поля / А. А. Кауфман. – М.: Недра, 2000. – 483 с.

46. Кобранова, В. Н. Петрофизика: учебник для вузов / В. Н. Кобранова. – М.: Недра, 1986. – 392 с.

47. Кобранова, В. Н. Физические свойства горных пород / В. Н. Кобранова. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 490 с.

48. Кожевников, Д. А. Петрофизика (физика горных пород) / Д. А. Кожевников, В. М. Добрынин, Б. Ю. Вендельштейн. – 2-е изд. – М.: Нефть и газ, 2004. – 368 с.

49. Комаров, В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации / В. А. Комаров. – 2-е изд. – Л.: Недра, 1980. – 391 с.

50. Коркин, С. Е. Геофизика: учебное пособие / С. Е. Коркин, Г. К. Ходжаева. – Нижневартовск: Изд-во Нижневарт. гос. ун-та, 2016. – 169 с.

51. Королев, В. А. Мониторинг геологической среды / В. А. Королев. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 272 с.

52. Кузнецов, В. Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение: учебное пособие для вузов / В. Г. Кузнецов. – М.: ООО "Недра-Бизнесцентр", 2007. – 511 с.

53. Кузнецов, О. Л. Эколого-геофизические исследования Московского региона / О. Л. Кузнецов, В. А. Богословский, Э. Н. Кузьмина. – М.: ВНИИгеосистем; МГУ им.М.В.Ломоносова; Международный университет природы, общества и человека "Дубна", 1995. – 92 с.

54. Куриленко, В. В. Геофизические поля в экологической геологии / В. В. Куриленко, И. М. Хайкович, С. В. Лебедев // Вестник СПбГУ. Серия: Геология. География. – 2016. – № 7. – С. 15–28.

55. Ларионов, В. В. Ядерная геофизика и радиометрическая разведка: учебник для вузов / В. В. Ларионов, Р. А. Резванов. – 2-е изд., перераб. – М.: Недра, 1976. – 301 с.

56. Литвинов, О. С. Электромагнитные волны и оптика: учебное

пособие / О. С. Литвинов, В. С. Горелик. – 2-е изд. – М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2006. – 448 с.

57. Логачев, А. А. Магниторазведка: учебник для вузов / А. А. Логачев, В. П. Захаров. – 5-е изд., перераб. и доп. – Л.: Недра, 1979. – 351 с.

58. Ляховицкий, Ф. М. Инженерная геофизика / Ф. М. Ляховицкий, В. К. Хмелевской, З. Г. Ященко. – М.: Недра, 1989. – 252 с.

59. Матвеев, Б. К. Электроразведка: учебник для вузов / Б. К. Матвеев. – 2-е изд. – М.: Недра, 1990. – 368 с.

60. Мейер, В. А. Геофизические исследования скважин: учебное пособие для вузов / В. А. Мейер. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1981. – 463 с.

61. Мейер, В. А. Каротаж скважин при разведке полиметаллических месторождений / В. А. Мейер. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. – 208 с.

62. Мейер, В. А. Основы ядерной геофизики: учебник для вузов / В. А. Мейер, П. А. Ваганов. – 2-е изд., перераб. и доп. – Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1985. – 408 с.

63. Мелькановицкий, И. М. Геофизические методы при региональных гидрогеологических исследованиях / И. М. Мелькановицкий. – М.: Недра, 1984. – 176 с.

64. Мелькановицкий, И. М. Методика геофизических исследований при поисках и разведке месторождений пресных вод / И. М. Мелькановицкий, В. А. Ряполова, М. А. Хордикайнен. – М.: Недра, 1982. – 293 с.

65. Миронов, В. С. Курс гравиразведки / В. С. Миронов. – 2-е изд., перераб. и доп. – Л.: Недра, 1980. – 543 с.

66. Муравина, О. М. Метод группового учета аргументов при анализе геофизических данных / О. М. Муравина // журнал Геофизика. – 2012. № 6. – С. 10 – 20.

67. Никитин, А. А. Комплексирование геофизических методов: учебник для вузов / А. А. Никитин, В. К. Хмелевской. – Тверь: ООО "ГЕРС", 2004. – 293 с.

68. Никитин, А. А. Теоретические основы обработки геофизической

информации: учебное пособие / А. А. Никитин, А. В. Петров. – М.: Изд-во РГГУ, 2008. – 112 с.

69. Огильви, А. А. Основы инженерной геофизики: учебник для вузов / А. А. Огильви. – М.: Недра, 1990. – 501 с.

70. Осипов, В. И. Геоэкология – междисциплинарная наука об экологических проблемах геосфер / В. И. Осипов // журнал Геоэкология. – 1993. № 1. – С. 4 – 18.

71. Пархоменко, Э. И. Электрические свойства горных пород / Э. И. Пархоменко. – М.: Наука, 1965. – 165 с.

72. Пузырев, Н. Н. Методы и объекты сейсмических исследований / Н. Н. Пузырев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. – 301 с.

73. Рябинкии, Л. А. Теория упругих волн: учебное пособие для вузов / Л. А. Рябинкии. – М.: Недра, 1988. – 182 с.

74. Сваровская, Н. А. Электрохимия растворов электролитов. Часть I. Электропроводность: учебное пособие / Н. А. Сваровская, И. М. Колесников, В. А. Винокуров. – М.: Изд-во центр РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, 2017. – 66 с.

75. Семенов, А. А. Теория электромагнитных волн / А. А. Семенов. – М.: Изд-во МГУ, 1968. – 318 с.

76. Семенов, А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля / А. С. Семенов. – Л.: Недра, 1980. – 446 с.

77. Серкеров, С. А. Гравиразведка и магниторазведка: учебник для вузов. – М.: Недра, 1999. – 437 с.

78. Сидоров, В. А. Состояние и развитие геофизических исследований гидрогеологических скважин / В. А. Сидоров, С. А. Калташев, Л. Г. Коротченко. – М.: Изд-во ВСЕГИНГЕО, 1985. – 34 с.

79. Сковородников, И. Г. Геофизические исследования скважин: курс лекций / И. Г. Сковородников. – Екатеринбург: Изд-во УПТА, 2003. – 294 с.

80. Смыслов, А. А. Тепловой режим и радиоактивность Земли / А. А. Смыслов, У. И. Моисеенко, Т. З. Чадович. – Л.: Недра, 1979. – 191 с.

81. Стогний, В. В. Рудная электроразведка. Электрические зондирования: учебное пособие / В. В. Стогний, Вас. В. Стогний. – Якутск: Изд-во Якутского гос. ун-та, 2004. – 153 с.
82. Трофимова, В. Т. Теория и методология экологической геологии / В. Т. Трофимова. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – 210 с.
83. Трофимов, В. Т. Экологическая геология: учебник / В. Т. Трофимов, Д. Г. Зилинг. – М.: Изд-во ЗАО "Геоинформмарк", 2002. – 415 с.
84. Ферронский, В. И. Пенетрационно-каротажные методы инженерно-геологических исследований: теория и практика применения / В. И. Ферронский. – М.: Недра, 1969. – 240 с.
85. Фрич, Ф. Электроразведка при инженерно-геологических исследованиях в строительстве / Ф. Фрич. – М.: Стройиздат, 1965. – 199 с.
86. Хамидуллина, Г. С. Петрофизика: учебно-методическое пособие / Г. С. Хамидуллина. – Казань: Изд-во КФУ, 2009. – 90с.
87. Хеляль, М. А. Возможности геофизических методов при экологических исследованиях / М. А. Хеляль // Современные проблемы инженерных изысканий на территории Центрально-Черноземного региона: сборник материалов 1-й Региональной научно-практической конференции. – 2017. – С. 177 – 181.
88. Хеляль, М. А. Возможности скважинной термометрии при решении гидрогеологических задач / М. А. Хеляль, А. А. Аузин // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2019. – № 1. – С. 72 – 75.
89. Хеляль, М. А. Георадиолокационное обследование дорожных объектов / М. А. Хеляль, А. А. Аузин // Георадар-2019: сборник материалов 3-й научно-практической конференции с международным участием. – 2019. – С.12 –15.
90. Хеляль, М. А. Геофизическое обследование пресноводных водоемов с целью оценки их экологического состояния / М. А. Хеляль, А. А. Аузин // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2017. – № 4. – С. 86 – 89.
91. Хеляль, М. А. Предварительная оценка экологической

устойчивости водозабора "Западно-Россошанский" на основе статистического анализа комплекса гидрогеолого-геофизических данных / М. А. Хеляль, А. А. Аузин, О. М. Муравина, Ю. А. Устименко // Современные проблемы и опыт гидрогеологических, инженерно-геологических и эколого-геологических исследований на территории Центрально-Черноземного региона: сборник материалов Региональной научно-практической конференции. – 2018. – С. 32 – 37.

92. Хеляль, М. А. Результаты статистической оценки данных гидрогеолого-геофизических исследований при экологической оценке эксплуатирующегося водозабора / М. А. Хеляль, А. А. Аузин, О. М. Муравина, Ю. А. Устименко // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2018. – № 2. – С. 132 – 135.

93. Хеляль, М. А. Эффективности геофизических методов при экологических исследованиях / М. А. Хеляль // Студенческая наука как ресурс инновационного потенциала развития: сборник материалов 8-й международной научной студенческой конференции. – 2019. – С. 17 – 20.

94. Хмелевской, В. К. Геофизические методы в экологии и экологическом образовании / В. К. Хмелевской, В. А. Богословский, О. Л. Кузнецов // журнал Геофизика. – 1995. № 5. – С. 48 – 53.

95. Хмелевской, В.К. Геофизические методы исследования земной коры. Часть 2. Региональная, разведочная, инженерная и экологическая геофизика: учебное пособие / В. К. Хмелевской. – Дубна: Изд-во Международного ун-та природы, общества и человека «Дубна», 1999. – 184 с.

96. Хмелевской, В. К. Краткий курс разведочной геофизики: учебник для вузов / В. К. Хмелевской. – М.: Изд-во МГУ, 1967. – 223 с.

97. Хмелевской, В. К. Основы геофизических методов: учебник для вузов / В. К. Хмелевской, В. И. Костицын. – Пермь: Изд-во Пермского университета, 2010. – 400 с.

98. Хмелевской, В. К. Электроразведка: учебное пособие / В. К. Хмелевской, И. Н. Модина, А. Г. Яковлева. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 311 с.

99. Череменинский, Г. А. Геотермия / Г. А. Череменинский. – Л.: Недра, 1972. – - 271 с.
100. Черняк, Г. Я. Электромагнитные методы в гидрогеологии и инженерной геологии / Г. Я. Черняк. – М.: Недра, 1987. – 215 с.
101. Annan, A. P. Engineering and environmental geophysics: the future // Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications, 1997. – Vol. 12 (1). – P. 419-426.
102. Baranov, W. Potential fields and their transformations in applied geophysics // Geo exploration Monographs, 1975. – 121 p.
103. Berryman, J.G. Mixture theories for rock properties. In T.J. Ahrens (Ed.), Rock physics and phase relations: A handbook of Physical Constants, Washington: American Geophysical Union. – 1995. – P. 205-228.
104. Birch, F. and Clark, H. The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition // American Journal of Science, 1940. – Vol. (8 and 9). – P. 529-558 and 613-635.
105. Blakely, R. J. Potential theory in gravity and magnetic applications. – Cambridge: Cambridge University Press, 1996. – 411p.
106. Brenner, David J. Radon: Risk and Remedy. – New York: W. H. Freeman and Co., 1989. – 800 p.
107. Bridgman, P.W. The thermal conductivity and compressibility of several rocks under high pressure // American Journal of Science, 1924. – Vol. 7. – P. 81-102.
108. Buselli, G., Davis, G. B., Barber, C., Height, M. I. and Howard, S. H. D. The application of electromagnetic and electrical methods to groundwater problems in urban environments // Exploration Geophysics, 1992. – Vol. 23 (4). – P. 543-555.
109. Christensen, N. B. and Sorensen, K. I. Surface and Borehole Electric and Electromagnetic Methods for Hydrogeological Investigations // European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 1998. – Vol. 3. – P. 75-90.

110. Clayton, C. G. and Schweitzer, J. S. A review of aspects of nuclear geophysics // Nuclear Geophysics, 1993. – Vol. 7 (2). – P. 143-171.
111. Czubek, J. A. Rock neutron parameters: I. Neutron slowing down parameters; II. Thermal neutron parameters // Nuclear Geophysics, 1990. – Vol. 4. – P. 143-167 and 293-304.
112. Dobrin, M. B. and Savit, C. H. Introduction to Geophysical Prospecting. – 4th Edition: McGraw-Hill book company, 1988. – 867 p .
113. Goodman, D. Ground–Penetrating Radar Simulation in Engineering and Archaeology // Geophysics, 1994. – Vol. 59 (2). – P. 224-232.
114. Griffiths, D. H. and King, R. F. Applied Geophysics for Geologists and Engineers. The Elements of Geophysical Prospecting. – 2nd Edition. – Great Britain: A. Wheaton and Co. Ltd., Exeter, 1981. – 230 p.
115. Hinze, W. J. The role of gravity and magnetic methods in engineering and environmental studies // Ward, S. H., Ed. Geotechnical and environmental geophysics, Society Exploration Geophysicists, 1990. – Vol. 1. – P. 75-126.
116. Horai, K. Thermal conductivity of rock-forming minerals // Journal of Geophysical Research, 1971. – Vol. 76. – P. 1278-1308.
117. Keary, P., Brooks, M., and Hill, I. An Introduction to Geophysical Exploration. – 3rd edition. – The united kingdom: Wiley- Blackwell, 2002. – 272 p.
118. Keller, G. V., Frischknecht, F. C. Electrical methods in geophysical prospecting. – Oxford : Pergamon Press, 1966. – 517 p.
119. Koesoemadinata, A. P., McMechan, G. A. Correlations between seismic parameters, EM parameters, and petrophysical: petrological properties for sandstone and carbonate at low water saturations // Geophysics, 2003. – Vol. 68. – № 3. – P. 870-883.
120. Komatina, M. Groundwater protection, hydrogeological investigation III // Applied Hydrogeology. – Beograd: Geozavod, 1990. – P. 337-387.
121. Kroner, E. Bounds for Effective Elastic Module of Disordered Materials // Journal of the Mechanics and Physics of Solids, 1977. – Vol. 25. – P. 137-155.

122. Mellett, J. S. Ground penetrating radar applications in engineering, environmental management, and geology // *Journal of Applied Geophysics*, 1995. – Vol. 33 (1–3). – P. 66-157.
123. Nabighian, M. N. and Macnae, J. C. Time domain electromagnetic prospecting methods // *Electromagnetic methods in applied geophysics*, 1991. – Vol. 2. – P. 427–520.
124. Parasnis, D. S. Principles of applied geophysics. – 5th edn. – London: Chapman and Hall, 1996. – 429 p.
125. Reynolds, J. M. An introduction to applied and environmental geophysics. – 2nd Edition. – The Atrium: John Wiley and Sons, Ltd, 2011. – 712 p.
126. Schon, J. H., Physical Properties of Rocks. Vol. 8: Handbook of Petroleum Exploration and Production. – Great Britain: Elsevier, 2011. – 481 p.
127. Shankland, T. J. Electrical conduction in rocks and minerals: Parameters for interpretation // *Physics Earth Planetary Interiors*, 1975. – Vol. 10. – P. 209-219.
128. Sharma, P. V. Environmental and Engineering Geophysics. – Cambridge: Cambridge University Press, 1997. – 500 p.
129. Sheriff, R. E. and Geldart, L. P. Exploration Seismology. – Cambridge: Cambridge University Press, 1995. – 592 p.
130. Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. and Keys, D. A. Applied Geophysics. – Cambridge: Cambridge University Press, 1990. – 770 p.
131. Trenholm, N. M. and Bentley, L. R. The Use of Ground-Penetrating Radar to Accurately Determine Water Table Depths // *Symposium on the Application of Geophysics to Environmental and Engineering Problems*, 1998. – P. 829-838.
132. Van Overmeeren, R. A. Georadar for hydrogeology // *First Break*, 1994. – Vol. 12. – № 8. – P. 401-408.