

СУБМАРИННЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

В.В. Кулаков

*Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, ул. Дикопольцева 56, г. Хабаровск, 680000;
e-mail: vvkulakov@mail.ru*

Поступила в редакцию 11 декабря 2020 г.

По результатам анализа материалов многолетних региональных геолого-геофизических, нефтепоисковых и гидрогеологических работ, связанных с исследованиями дна морей и океанов, охарактеризованы субмаринные гидрогеологические структуры Охотоморского региона – гидрогеологические массивы, артезианские бассейны и вулканогенные бассейны. Выполнена гидрогеологическая стратификация геологического разреза, согласно которой в артезианских бассейнах выделяются пять водоносных комплексов, формировавшихся в кайнозое. Охарактеризованы особенности химического состава субмаринных подземных вод, минерализация которых уменьшается с глубиной от 27–30 г/дм³ до 14–20 г/дм³. В придонные морские воды по зонам тектонических разломов разгружаются газы (преимущественно метан) и термальные воды, формирующие рудные постройки из сульфидов металлов и нерудных минералов.

Ключевые слова: субмаринные гидрогеологические структуры, гидрогеологическая стратификация, подземные воды, химический состав, разгрузка термальных вод, Охотоморский регион, Россия.

ВВЕДЕНИЕ

В планетарном масштабе гидрогеологические структуры земного шара слагаются из гидрогеологических структур суши континентов, структур дна окраинных и внутренних морей и структур дна Мирового океана [4, 6, 11–13, 15, 17, 19–27, 36–41, 47, 48, 52]. Сопоставление гидрогеологических структур суши континента и дна морей свидетельствуют о том, что, несмотря на некоторое сходство, субмаринная гидрогеология позволяет выделить самостоятельные типы гидрогеологических структур, сходных со структурами континента, но не тождественных им [25–27, 47].

Исследования геологии и гидрогеологии субмаринных территорий Земли от общих теоретических построений все больше склоняются в сторону использования минеральных ресурсов как энергетических, так и рудных [2, 3, 5, 9, 16, 17, 29, 33, 45, 47, 49]. Охотоморский регион привлекает большое внимание широкого круга специалистов в связи с его освоением для добычи углеводородного сырья [2, 3, 16, 17, 46, 49], однако в гидрогеологическом отношении он остается слабоизученным.

Субмаринные осадочные бассейны близки артезианским, но отличаются от них по своему строению

и другим гидрогеологическим особенностям (отсутствие зоны аэрации, толща осадочного чехла состоит из покрова илов с иловыми водами, иная гидродинамика взаимодействия морских и подземных вод).

Гидрогеологические массивы, представляющие трещинно-жильные гидрогеологические структуры, артезианские, рифтовые и вулканогенные бассейны, перекрытые прерывистым покровом осадочных отложений с илами и иловыми водами, насыщены солеными подземными водами.

Охотоморский регион расположен в пределах окраинной переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану. Эта зона включает шельф, материковый склон, материковое подножье, а также структуры ложа моря. Дно Охотского моря представляет мозаику гидрогеологических структур разного типа и разных стадий развития [20, 22]. Эту периферическую зону океана следует рассматривать как зону водообмена суши и моря, взаимопроникновения пресных подземных вод суши и соленых субмаринных подземных вод, зону чрезвычайного их разнообразия по условиям залегания, температуре, составу и генезису [47, 56]. В подземной гидросфере этой зоны происходит как миграция мантийных флю-

идов к поверхности ложа моря, так и генерация нефтегазовых флюидов.

Охотское море можно рассматривать как субмаринную гидрогеологическую область со своей историей развития и характерными особенностями. Геологическое строение, морфологические и морфометрические особенности его территории и других морей рассмотрены Г.С. Гнибиденко [11, 12]. Гидрогеологические особенности их изучены слабо [23].

Основной целью данной работы являлось исследование и анализ современных геолого-геофизических данных для оценки субмаринных гидрогеологических структур Охотоморского региона, условий формирования и разгрузки субмаринных подземных вод в придонные морские воды и их интрузии в пресные подземные воды суши.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

При подготовке настоящей статьи были изучены опубликованные материалы морских экспедиционных гидрологических, геолого-геофизических и гидрогеологических наблюдений, выполненных российскими и международными организациями в период с середины 20-го века, и мониторинг разгрузки субмаринных подземных вод в акватории Охотского моря и других регионах Мирового океана, выполняемый российскими научно-исследовательскими и производственными организациями [2, 3, 5, 8–10, 33–36, 41, 45, 46, 50, 51].

В ходе работы:

- на основе обобщения и анализа информации о результатах геологических, геофизических и гидрогеологических исследований в Охотоморском регионе и других районах Атлантического и Тихого океанов дана характеристика субмаринных гидрогеологических структур и подземных вод, разгружающихся на дне моря;

- выполнены палеогидрогеологические построения по Охотоморскому региону.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Рельеф дна и геоморфология

Дно Охотского моря и прилегающей к Курильским островам части Тихого океана в геоморфологическом и геологическом отношении подразделяется на подводную окраину материка Евразии, переходную зону, представленную здесь островными дугами, и собственно ложе Тихого океана [17, 32, 43, 52]. В свою очередь подводная окраина материка подразделяется на шельф и материковый склон. Вся северная и центральная части дна Охотского моря представляют собой шельф, но в отличие от обычных шельфов глубины здесь достигают значительных отметок – до 1640 м.

В центральной части моря расположена обширная ступень глубокого шельфа с двумя подводными возвышенностями – Академии наук СССР и Института океанологии, которые разделяют котловину Охотского моря на три впадины: Южно-Охотскую (Курильскую) котловину, впадину ТИНРО и впадину Дерюгина, прилегающую к восточному склону Сахалина. Минимальные глубины моря приурочены к возвышенности Института океанологии (860 м) и к возвышенности Академии наук СССР (894 м). Максимальные глубины во впадинах составляют: в Южно-Охотской (Курильской) котловине – 3374 м, во впадине ТИНРО – 991 м и во впадине Дерюгина – 1795 м.

В пределах шельфа выделяются прибрежная отмель и внешний шельф. Прибрежная отмель (до глубины порядка 100–200 м) представляет собой выровненную поверхность абразионно-аккумулятивного происхождения. В пределах внешнего шельфа рельеф дна довольно сложен. Здесь выделяется ряд крупных возвышенностей (например, возвышенность Академии наук СССР, возвышенность Института океанологии) и впадин (впадина ТИНРО, впадина Дерюгина и др.). Это бывшие материковые элементы рельефа, которые и сейчас еще сохранили реликты субаэральных форм – затопленные речные долины, древние береговые линии. Поверхности возвышенностей также выровнены абразией. На карте основная часть шельфа показана как трансгрессивная реликтовая материковая равнина. Во впадинах рельеф дна более выровненный за счет накопления морских осадков. Преобладающий тип рельефа здесь – плоские и пологонаклонные аккумулятивные равнины. Под осадками погребены также уступы тектонического происхождения; на месте таких погребенных уступов сформировались наклонные аккумулятивные равнины.

К Южно-Охотской глубокой впадине Охотского моря, являющейся уже элементом переходной зоны, подводная окраина материка спускается в виде относительно крутого уступа – материкового склона. Последний хорошо выражен у западной и северо-западной окраины впадины, к северо-востоку же он выглаживается и представляет собой, скорее, не уступ, а наклонную равнину, сложенную мощным слоем осадков. На материковом склоне резко выражены линейные формы рельефа – подводные каньоны, которые, вероятно, созданы тектоническими процессами (сбросовая тектоника).

В целом на шельфе преобладают обстановки денудации и транзита, в формировании современного рельефа шельфа эрозионные процессы являются главенствующими.

Геологическое строение

Охотоморский регион среди других окраинных морей выделяется сложным геологическим строением и активными геодинамическими процессами в пределах Курило-Камчатской островодужной системы и Сахалино-Хоккайдского тектонического пояса, для которых характерны высокая сейсмическая активность и современный вулканизм [4, 11–15, 17, 18, 24, 28, 30, 31, 38, 39, 49, 52]. Регион Охотского моря образует литосферную плиту, расположенную между Северо-Американской, Евразийской и Тихоокеанской плитами. Ее границей со стороны Тихого океана является Курило-Камчатский глубоководный желоб, а с континентальной стороны – глубинные разломы, простирающиеся вдоль Сахалина по границе Амурской и Охотской плит (рис. 1).

Мощность земной коры в Охотском море изменяется от 35–40 км под Сахалином и Курильскими островами до 8–10 км под Южно-Охотской котловиной.

Глубинное строение Охотоморского региона отличается от сопредельных континентальных и океанических областей, кора которых характеризуется сравнительно ровным рельефом поверхности Моховичича и мощностью для континента в среднем 35–45 км и океана 6–10 км. Земная кора переходной зоны, в которую входит Охотское море, отличается сильно дифференцированной мощностью от 10 до 40 км, сложным рельефом поверхности Моховичича.

Астеносфера образует диапировые выступы под Южноохотской котловиной и прогибом Татарского пролива, в основании этих структур расположены рифты – спрединговые центры. Подъем астеносферных диапиров к коре обусловил высокий тепловой поток [14], плавление вещества верхней мантии, образование рифтовых структур или спрединговых центров с последующим формированием глубоководных котловин, заполненных кайнозойскими осадками, содержащими углеводородные залежи.

Выделяются складчатые пояса столкновения зон литосферной плиты и зоны субдукции. При этом происходит формирование горноскладчатой островной дуги и окраинных морей, в том числе и Охотского (как краевых зон погруженных платформ), что характерно для западной части Тихого океана (рис. 1).

Наблюдается четкая выраженность трансформных разломов в рельефе дна, что проявляется в наличии приразломных хребтов и глубоких впадин, сбросов и трещин повышенной сейсмичности. Разломы, по-видимому, проникают вплоть до подошвы литосферы (≈ 100 км) и являются зонами, по которым происходит скольжение океанических плит. Крупными геоструктурными и морфологическими элементами

ложка являются впадины, поднятия и своды (вулканические) (рис. 1, 2).

Основную площадь морского дна Охотского моря занимают мезозой-кайнозойские отложения осадочного чехла. Породы складчатого (акустического) фундамента выступают из-под него на отдельных морфоструктурах: банках Кашеварова и Ионы, возвышенностях Института океанологии и Академии наук, на склонах Охотского свода. Они представлены палеозойскими и мезозойскими осадочными, магматическими и метаморфическими породами различного состава.

По возрасту вулканогенные породы подразделяются на позднеюрско-меловые, слагающие фундамент, и кайнозойские, отражающие этапы тектономагматической активизации в период формирования впадины Охотского моря.

Кайнозойские вулканиды, отражающие этапы тектономагматической активизации и рифтогенеза, привели к разрушению континентальной окраины, образованию рифтогенных прогибов, заполненных кайнозойскими осадочными отложениями. Осадочный чехол выполняет глубоководные впадины – осадочно-породные бассейны (рис. 2), мощность его достигает 12 км (впадина Дерюгина). Он сложен в основном осадочными, частично вулканогенно-осадочными породами позднемелового-кайнозойского возраста.

В качестве структур первого порядка Охотоморской плиты выделены осадочно-породные бассейны (рис. 2): Северо-Сахалинский, Южно-Сахалинский, Западно-Камчатский, Магаданский, Шантарский, Дерюгинский, Тинровский, Гольгинский, Южно-Охотский, Срединно-Курильский, а также структуры их обрамления. Структурными элементами осадочных бассейнов являются мегапрогибы, мегаподнятия и антиклинорные структуры, в обрамлении бассейнов обособляются блоковые поднятия, прогибы и грабены.

Тепловой поток и сейсмичность

Сейсмические зоны высокой интенсивности очерчивают главные границы литосферных плит (рис. 1). Границам раздвижения свойственны мелкофокусные землетрясения, в очагах которых регистрируются растяжения поперек простирания этих зон. Границы сближения плит отмечены поясами глубокофокусной сейсмичности с преобладанием компоненты сжатия по падению этих зон [17, 32, 44, 46, 49].

Тепловой поток окраинных морей высокий (80–100 мВт/м²). Среднее значение интенсивности теплового потока в пределах площади Охотского моря [14] в центральной и южной частях составляет 85 мВт/м². Интенсивность теплового потока увеличивается во впадинах Дерюгина, ТИПРО,

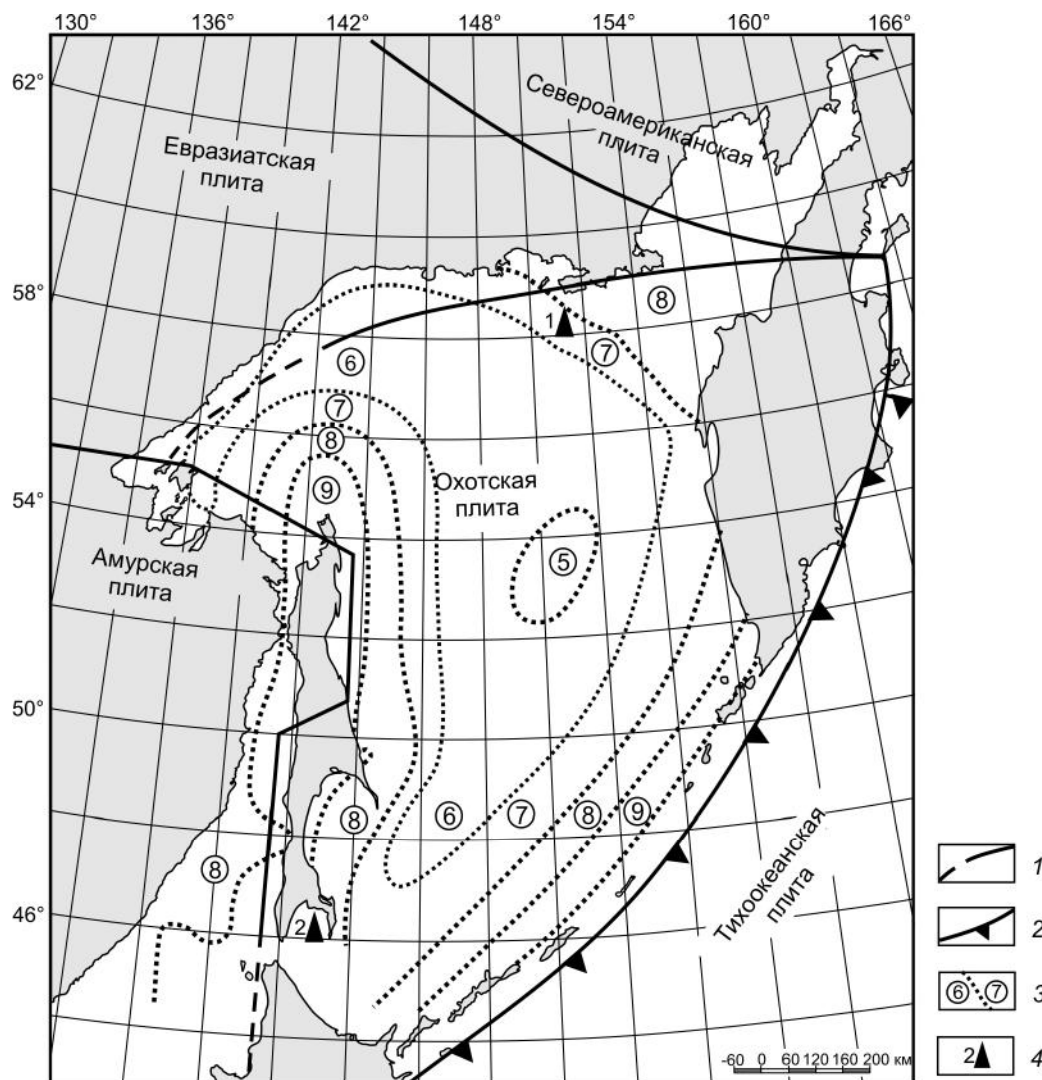


Рис. 1. Охотская литосферная плита [18, 44].

1 – границы литосферных плит; 2 – положение границ плит в зонах субдукции и глубоководных желобов; 3 – зоны интенсивности сейсмических сотрясений в баллах шкалы MSK-64; 4 – параметрические скважины (1 – Магаданская, 2 – Новиковская).

Южно-Охотской котловине (87 и более 100 мВт/м^2). Центрально-Охотское поднятие характеризуется как зона относительно пониженного теплового потока (60 мВт/м^2).

Для областей взаимодействия литосферных плит тепловой поток заметно превышает фоновый окружающих территорий, а зоны взаимодействия плит характеризуются высокой сейсмичностью.

Высокая интенсивность геологических процессов в переходных зонах, отраженная в наличии большого количества действующих надводных и подводных вулканов, частоте проявления сильных землетрясений, повышенных значениях теплового потока, позволяют утверждать, что именно континентальные окраины являются наиболее активными.

Глубинные температуры на границе Мохоровича варьируют от 100°C в Тихом океане до 1000°C под Татарским проливом. Под Южно-Охотской котловиной с тонкой корой они достигают 800°C . Глубина до кровли области частичного плавления, отождествляемой с астеносферным слоем в верхней мантии, колеблется от 15–25 км под глубоководными впадинами до 100 км под Тихим океаном. Область частичного плавления образует несколько астеносферных диапиров под впадинами Дерюгина и Южно-Охотской котловиной, обуславливая активный тектонический режим, проявляющийся в вулканической, сейсмической и гидротермальной деятельности. Кроме того, над астеносферными диапирами в осадочном чехле во впадинах зафиксированы залежи углеводородов, а

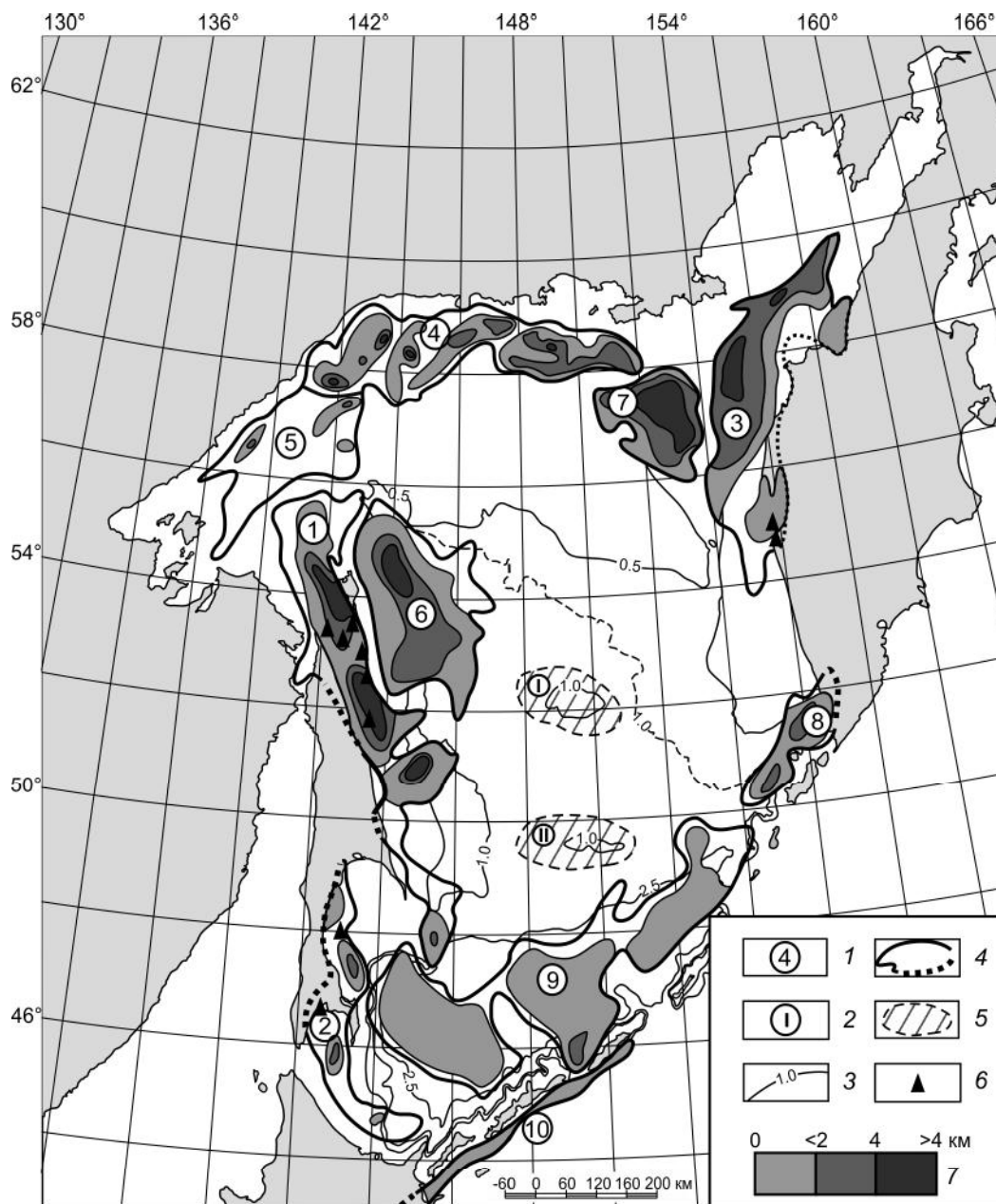


Рис. 2. Схема осадочно-породных бассейнов Охотоморского региона [46].

1 – номер бассейна (1 – Северо-Сахалинский, 2 – Южно-Сахалинский, 3 – Западно-Камчатский, 4 – Магаданский, 5 – Шантарский, 6 – Дерюгинский, 7 – Тинровский, 8 – Гольгинский, 9 – Южно-Охотский, 10 – Срединно-Курильский); 2 – номер поднятия (I – Института океанологии, II – Академии наук); 3 – изобата глубины моря (км); 4 – граница осадочного бассейна, точками показана в пределах суши; 5 – контур возвышенности; 6 – месторождения нефти или газа, 7 – мощность отложений в пределах осадочно-породных бассейнов, км.

на вершинах подводных вулканов установлена сульфидная минерализация [2, 3, 17, 18].

Субмаринные гидрогеологические структуры

В монографии В.А. Кирюхина [27] приведена гидрогеологическая интерпретация геолого-геофизического разреза по линии континент – Тихий океан в районе Охотского моря (рис. 3). Как видно из этого

разреза, строение океанической коры заметно отличается от строения земной коры континента. Геологическое строение дна окраинного Охотского моря сохраняет признаки континентальной коры, характеризующейся наличием «осадочного», «гранитного» и «базальтового» слоев.

Среди субмаринных гидрогеологических структур в пределах Охотоморской плиты выделяются суб-

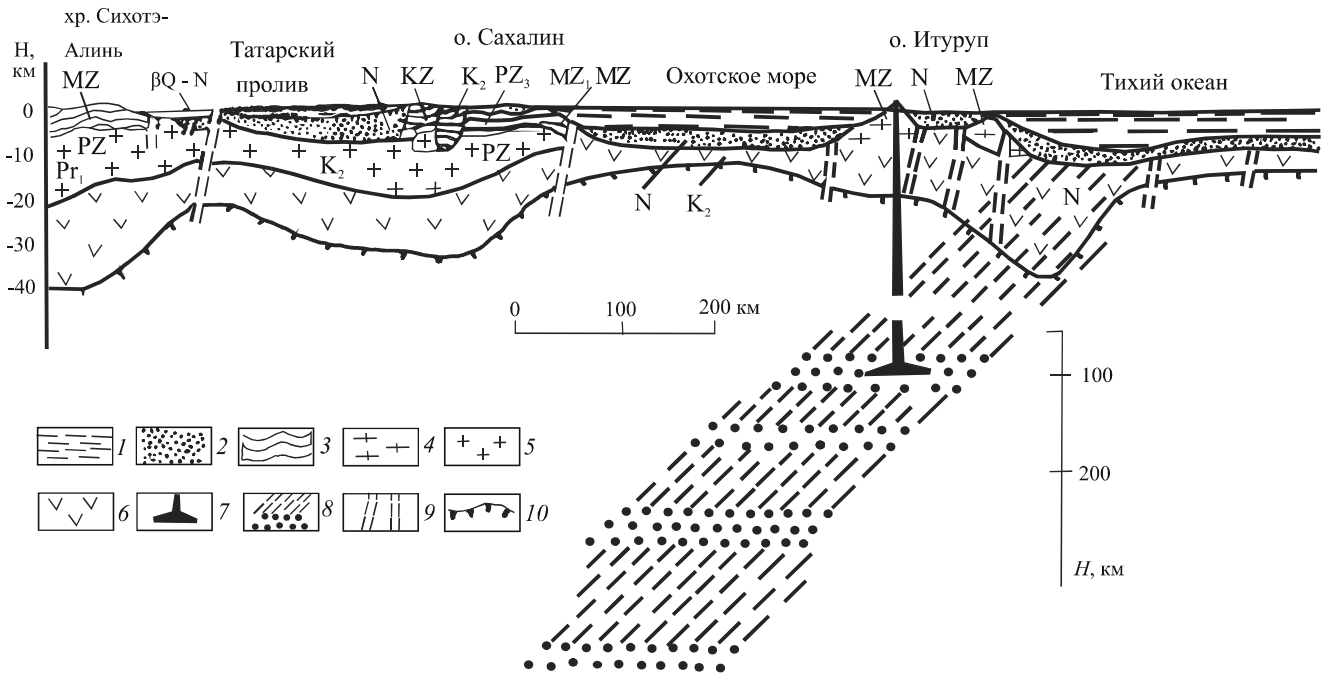


Рис. 3. Гидрогеологическая интерпретация геолого-геофизического разреза хр. Сихотэ-Алигнь – о. Сахалин – Курильские о-ва – Тихий океан по линии континент (суша) – океан [27].

1 – водная толща морей и океанов; 2 – водоносные комплексы с пластово-поровыми и пластово-трещинными водами неоген-четвертичного осадочного слоя; 3 – подземные воды зоны трещиноватости фанерозойских осадочных и осадочно-эффузивных образований; 4 и 5 – подземные воды (трещинные и трещинно-жильные) зоны трещиноватости, соответственно, верхнего и нижнего гранитного слоя; 6 – подземные трещинные (?) воды базальтового слоя; 7 – пароводяной флюид в зонах магматических очагов, магматических каналов и вулканических аппаратов; 8 – пароводяной флюид астеносферного слоя; 9 – трещинно-жильные воды и пароводяной флюид зон разломов; 10 – поверхность Мохоровичича.

маринные массивы трещинных и трещинно-жильных вод (гидрогеологические массивы), субмаринные бассейны осадочного чехла (артезианские бассейны), субмаринные вулканогенные бассейны, подводные и островные (рис. 4).

Субмаринные массивы трещинных вод (гидрогеологические массивы) образуют положительные формы морского дна: валы, хребты и поднятия. Они сложены осадочными, метаморфическими и интрузивными породами.

Субмаринные бассейны осадочного чехла, сложенные терригенными и кремнистыми кайнозойскими осадочными отложениями, различаются по их происхождению (генезису). В Охотоморском регионе выделяются крупные субмаринные артезианские бассейны котловин (Дерюгинский, Южно-Охотский и др.) и менее крупные субмаринные бассейны рифтовых впадин и трансформных разломов в пределах гидрогеологических массивов. Мощность осадочного чехла субмаринных артезианских бассейнов изменяется от 1 до 10 км и более.

Гидрогеологическими структурами первого порядка являются артезианские бассейны – Северо-Са-

халинский, Дерюгинский, Охотско-Шантарский, Южно-Охотский с мощностью осадочного чехла до 10 км (в прогибах) и не показанные на рис. 4 субмаринные гидрогеологические районы – артезианские склоны – Литкинский, Устьямурский, Пришантарский и Охотско-Северосахалинский с мощностью осадочного чехла от 20–50 м до 1 км.

Восточная часть Западно-Камчатского прогиба находится в пределах суши (Камчатский полуостров), в то время как другая часть его располагается в пределах акватории Охотского моря, но в гидрогеодинамическом отношении этот прогиб представляет единое целое.

В составе Северо-Сахалинского артезианского бассейна выделяются субаэральная (территория о. Сахалин) и субмаринная (погруженная ниже уровня моря) зоны, а в пределах первой из них – гидрогеологические районы второго порядка: Западный, Восточный и Пиль-Диановский.

Субмаринные вулканогенные бассейны – это кайнозойские вулканогенные образования, приуроченные к рифтовым бассейнам, к продольным и поперечным разломам. На дне котловин они образуют поднятия

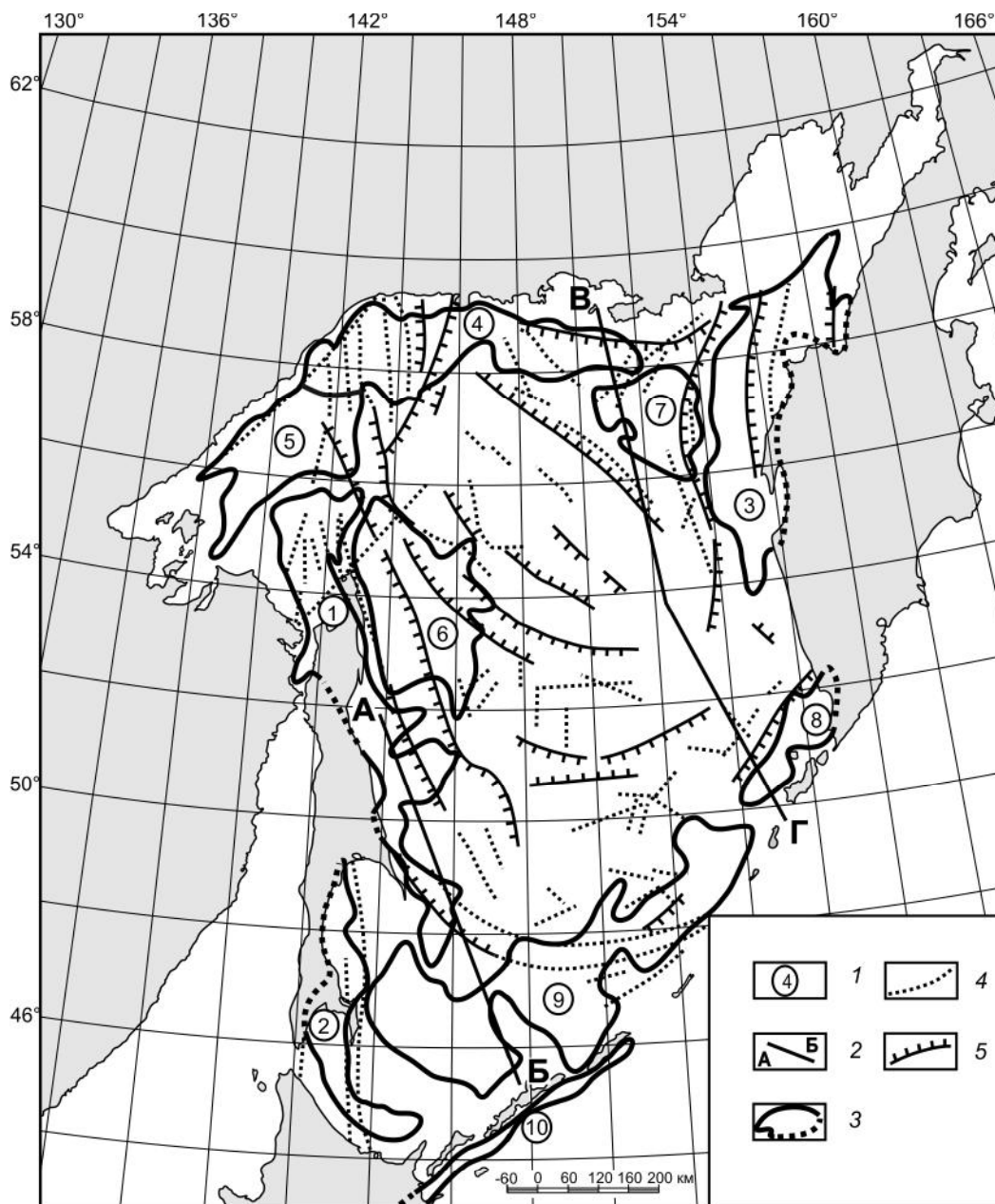


Рис. 4. Схема гидрогеологического районирования Охотоморского региона [17, 51].

1 – субмаринные артезианские бассейны (1 – Северо-Сахалинский, 2 – Южно-Сахалинский, 3 – Западно-Камчатский, 4 – Магаданский, 5 – Шантарский, 6 – Дерюгинский, 7 – Тинровский, 8 – Гольгинский, 9 – Южно-Охотский, 10 – Срединно-Курильский); 2 – линии гидрогеологических разрезов; 3 – контур субмаринного артезианского бассейна, точками – его выход на сушу; 4–5 – гидрогеологические массивы и вулканогенные бассейны (4 – установленные зоны разломов; 5 – границы рифтов).

значительных размеров, вытянутых вдоль разломов на большие расстояния. Эти вулканические постройки располагаются вдоль юго-восточной границы Охотоморского региона, выходя выше уровня моря в виде вулканических островов (Курильские острова).

В пределах субмаринных гидрогеологических массивов и вулканогенных бассейнов, как и на суше,

доминирующее развитие получают трещинно-жильные подземные воды.

Геофизические данные указывают на широкое развитие в нижней части земной коры мощных и протяженных зон трещиноватости и разрывных нарушений, к которым приурочены выходы термальных подземных вод и газов [17, 36, 50].

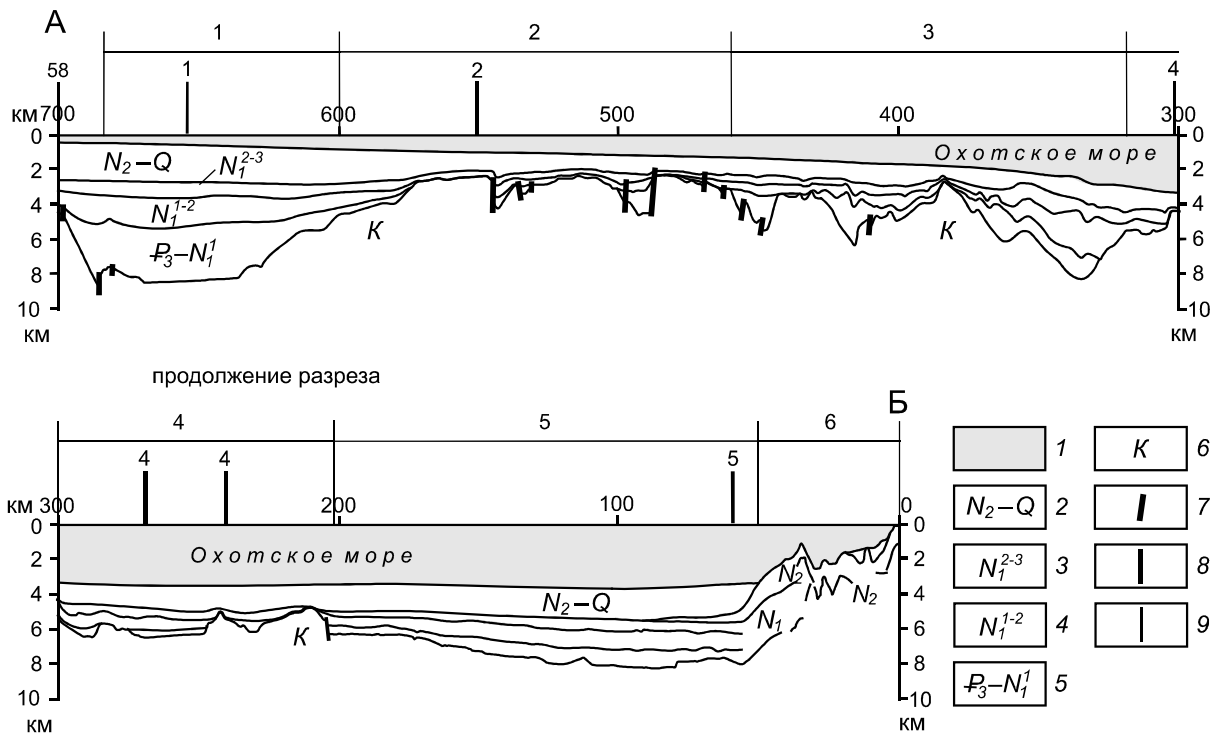


Рис. 5. Гидрогеологический разрез по линии А–Б по сейсмическим данным [46].

1 – Охотское море; 2–5 – водоносные комплексы артезианских бассейнов: 2 – верхнемиоцен-голоценовый; 3 – средне-верхнемиоценовый; 4 – нижне-среднемиоценовый; 5 – олигоцен-нижнемиоценовый; 6 – гидрогеологические массивы и вулканогенные бассейны (палеозойско-мезозойский акустический фундамент); 7 – зоны трансформных разломов – тектонических нарушений; 8 – оси тектонических поднятий; 9 – оси тектонических прогибов. Субмаринные гидрогеологические структуры (номера гидрогеологических структур на разрезах): *артезианские бассейны*: 1 – Северо-Сахалинский (Восточно-Пограничный прогиб), 3 – Северо-Сахалинский (Пограничный – Тюлений прогиб), 4 – присклоновая зона, 5 – Южно-Охотский (Западно-Южно-Охотский прогиб; *гидрогеологические массивы*: 2 – Полевого, 6 – Итурупский.

Гидрогеологическая стратификация геолого-геофизического разреза

В основании осадочного чехла Охотоморского гидрогеологического региона залегает сложно построенная по составу и возрасту толща пород, представляющая акустический фундамент. Поверхность акустического фундамента прослеживается почти повсеместно, за исключением центров наиболее глубоких прогибов (ТИНРО, Дерюгина, Южно-Охотской впадины). Акустический фундамент вскрыт двумя скважинами – Магаданской-1 [28] и Новиковской. На большей части территории акустический фундамент отождествляется с «консолидированной корой», а на участках глубоких прогибов осадочного чехла он представлен кремнисто-глинистыми слабометаморфизованными образованиями вероятно позднемелового–раннепалеогенового возраста.

В пределах Охотоморского гидрогеологического региона верхний гидрогеологический этаж сложен отложениями Охотоморской неоплатформенной плиты [17, 46]. Геолого-литологическая характеристика вы-

деляемых на гидрогеологических разрезах субмаринных водоносных комплексов приведена на рис. 5 и 6.

Доолигоценный ($K_2-P_{1,2}$) региональный сеймо-стратиграфический комплекс (РССК I) распространен по периферии материкового обрамления в пределах современных структур острова Сахалин и Западной Камчатки, в прогибах Охотского моря (ТИНРО, Дерюгина). Мощность комплекса варьируется от полного отсутствия до 3–4 км, а в наиболее погруженных прогибах – до 5 км. В позднемеловое время происходило заложение обширных рифтовых бассейнов, расположенных по окраине существовавшей в то время суши и/или полузатопленной пенепленизированной равнины. В позднемеловых бассейнах (Западно-Камчатский) накапливаются глубоководные вулканогенно-кремнистые отложения, выделенные в алеврито-глинистый кремнистый литофизический комплекс.

Олигоцен-нижнемиоценовый комплекс РССК II ($P_3-N_1^1$) формировался в период трансгрессии, обусловленной интенсивным прогибанием земной коры. Мощность комплекса варьирует от 1 до 3–4 км, имея наибольшее развитие в разрезах западного борта

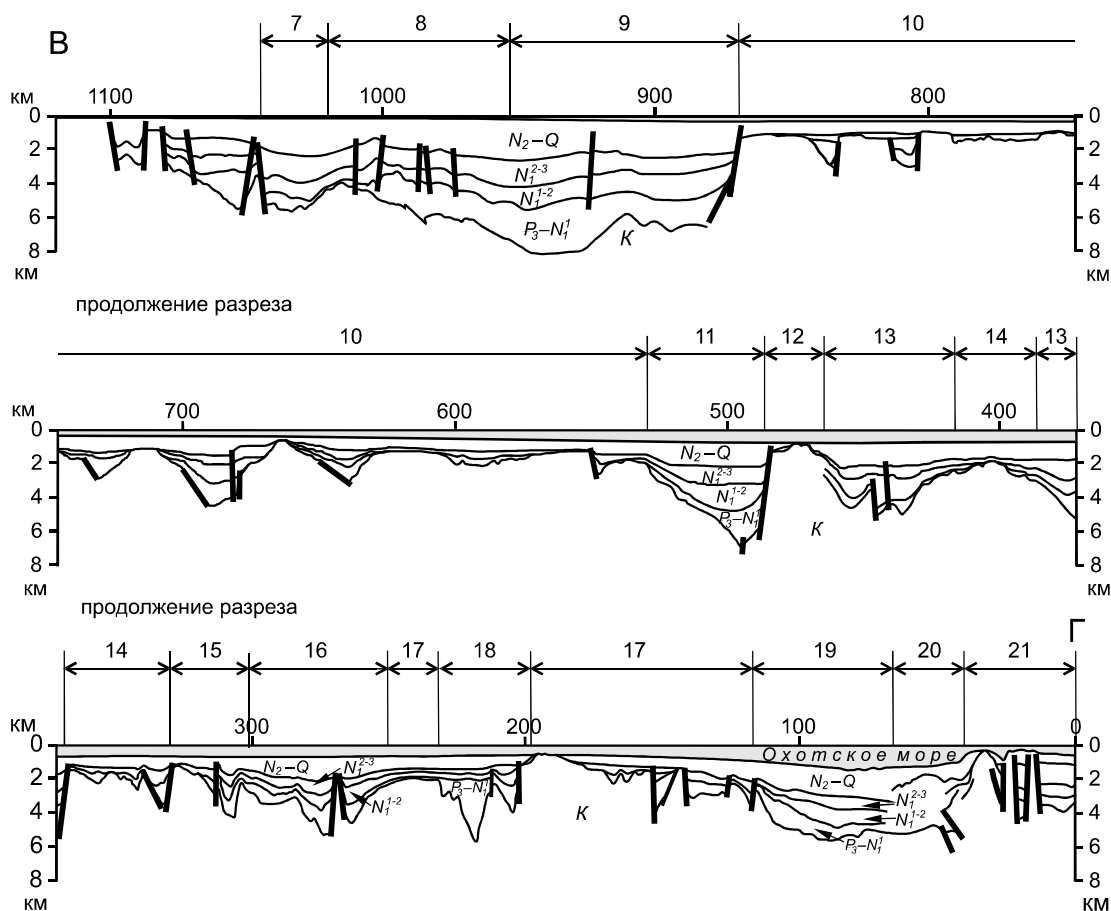


Рис. 6. Гидрогеологический разрез по линии В – Г, по сейсмическим данным [46].

Условные обозначения приведены на рис. 5.

Субмаринные гидрогеологические структуры: **артезианские бассейны**: 7 – Кони, 9 – Центральный Тинровский (Северо-Охотский), 11 – Лебеда, 13 – Центрально-Охотский, 16 – Кольский, 18 – Большерецкий, 19 – Гольгинский, 20 – Четвертого Курильского пролива; **гидрогеологические массивы**: 8 – Северо-Охотский, 10 – Центрально-Охотский, 12 – Лебеда, 14 – Атласовский, 15 – Соболевский, 17 – Большерецкий, 21 – Экарма-Симуширский.

впадины Дерюгина и на шельфе Северного и Северо-Восточного Сахалина. Отличительной чертой РССК II является широкое распространение алевроито-глинистого кремнистого комплекса, в породах которого кремнистый материал имеет биогенную природу. Биогенно-кремнистые отложения накапливаются в морских условиях на морских плато и абиссальных равнинах, в узких прогибах и трогах.

Нижне-среднемиоценовый комплекс РССК III (N_1^{1-2}) формировался в условиях интенсивного погружения. В Прикамчатской системе прогибов он представлен песчано-алеврито-глинистым терригенным и вулканогенным комплексами. В Южно-Охотской системе прогибов унаследованно накапливался алевроито-глинистый кремнистый литофизический комплекс. Отличительной чертой для Присахалинской системы является господство терригенной седиментации и широкое распространение песчано-алеврито-гли-

нистого литофизического комплекса. Этот комплекс является основной промышленной нефтегазоносной толщей на суше Северного Сахалина и его Охотоморского шельфа.

Верхнемиоцен-голоценовый комплекс РССК IV (N_2-Q) распространен повсеместно в пределах Охотоморского региона. Мощность комплекса варьирует от первых метров до 4 км. Формирование комплекса происходило в условиях интенсивного погружения бассейнов. В Прикамчатской системе прогибов трансгрессия привела к накоплению толщи субконтинентальных осадков, выделенных в алевроито-глинисто-песчаный терригенный с углями литофизический комплекс. В Прибрежно-материковой системе продолжилось формирование песчано-алеврито-глинистого вулканогенного литофизического комплекса и алевроито-глинистого кремнистого. В Южно-Охотской системе прогибов сохраняются условия для накопле-

ния алеврито-глинистого кремнистого комплекса. В Присахалинской системе РССК IV представлен алеврито-глинистым кремнистым (в прогибе Дерюгина) и песчано-алевроито-глинистым терригенным.

Отличительной чертой РССК II является широкое распространение биогенно-кремнистых отложений, а РССК III и РССК IV – заметное преобладание терригенных отложений. Выделенные комплексы можно рассматривать как эволюционный ряд самостоятельных структурно-стратиграфических единиц, соответствующих стадиям тектонического развития региона: от рифтогенной (РССК I) и квазиplatformенной (РССК II) до плитной (РССК III и РССК IV).

Наиболее изученным в гидрогеологическом отношении является Северо-Сахалинский субмаринный артезианский бассейн. Он приурочен к инфильтрационной водонапорной системе, начинающейся в субэвальной его части на суше острова Сахалин.

Осадочный чехол Северо-Сахалинского субмаринного артезианского бассейна гидрогеологами-нефтяниками расчленен на пять водоносных комплексов. Они представляют собой литолого-стратиграфические толщи с однородными водными свойствами. Эти комплексы различаются строением резервуаров, фильтрационными характеристиками пород, солесностью вод и гидродинамическим режимом [15, 17, 28, 30, 38, 41, 46].

Мощность и глубина залегания кровли отложений, слагающих водоносные комплексы, существенно изменяются по площади, отражая структурные условия и приобретая максимальные значения в Чайвинской мегасинклинали (8–9 км) и минимальные в пределах Паромайской мегантиклинали (первые десятки метров).

В Северо-Сахалинском субмаринном артезианском бассейне более детально изучены верхние три гидрогеологических комплекса. Суммарная мощность верхних комплексов увеличивается в восточном направлении в связи с возрастанием общей мощности осадочного покрова.

Первый водоносный комплекс представлен рыхлыми песчаными образованиями плиоцена и голоцена с редкими, не выдержанными по площади слоями глин. Наибольшее развитие он находит в Чайвинской мегасинклинали, слагая верхнюю часть ее разреза мощностью свыше 2 км. Водоносными в составе рыхлых отложений I комплекса являются пласты разнотерригенных песков и алевроитов с подчиненными прослоями гравийно-галечников и глин. Глины присутствуют в виде редких и маломощных (первые метры) пластов и линз. В пределах шельфа и вниз по разрезу песчано-алевроитистые разновидности замещаются

диатомовыми глинами и глинистыми алевролитами (помырский горизонт).

Второй водоносный комплекс представлен верхнемиоценовыми отложениями средненутовской подсвиты, сложенной прибрежно-морскими терригенными осадками с преобладанием глин и алевроитов. В разрезе комплекса отдельные слои песков и песчаников, глин и алевроитов прослеживаются по простиранию на значительные расстояния и являются в артезианском бассейне хорошими маркирующими горизонтами. В крыльях Чайвинской мегасинклинали они погружаются на глубину 2–4 км. Здесь они перекрыты мощной толщей рыхлых образований помырского горизонта. В пределах Восточно-Горомайской моноклинали глубина залегания кровли отложений II комплекса изменяется в интервале глубин 500–1500 м, увеличиваясь в восточном направлении. Водоносными являются пласты слабоуплотненных мелкозернистых песков и песчаников, мощностью от 10 до 40 м, а водоупорами служат слои алевроитов, слабоуплотненных аргиллитов и глин, мощность которых в основании комплекса достигает 60 м. Данный комплекс относится к регионально проводящей толще, песчаные породы которого плохо отсортированы и обогащены алевроитовыми частицами.

Третий гидрогеологический комплекс сложен глинисто-песчаными (с преобладанием глин) отложениями нижненутовского подгоризонта и глинами окобыкайского горизонта общей мощностью до 2000 м. Его отложения обнажаются в ядре Горомайской антиклинали (на суше) и погружаются на глубину 4–6 км и более в Чайвинской мегасинклинали. В составе третьего комплекса водоносными породами являются мелкозернистые и глинистые песчаники и пески нижненутовского подгоризонта. Мощность проницаемых пластов в районе Гаромайского участка составляет 5–25, реже 30–60 м. Мощность водоупорных глинистых разделов в основном от 50 до 100 м, реже 5–15 м. В глинистой толще окобыкайской свиты встречаются подземные воды спорадического распространения, приуроченные к маломощным (от 0.5 до 2–3 м) прослоям и линзам песчаника, песка и гравия. Данный комплекс является регионально водоупорной толщей, глинистые породы которого, особенно по мере продвижения в субаквальную часть артезианского бассейна, отличаются лучшими флюидоупорными качествами. А на больших глубинах тысячетметровая толща окобыкайских глин рассматривается как абсолютный флюидоупор.

Параметрическая скв. Магаданская-1 [28], пробуренная глубиной 3175 м на поднятии на южной окраине центральной части Магаданского прогиба,

вскрыла весь разрез кайнозоя и вошла в акустический фундамент на отметке 2910 м. Геологический разрез акустического фундамента представлен сложно дислоцированными измененными вулканогенно-осадочными породами мелового возраста. Выше по разрезу в интервале 2510–2910 м залегает терригенная палеогеновая (эоцен-олигоцен) толща, представленная в нижней части конгломератами с прослоями аргиллитов, линзами и пропластами каменного угля, вверху – переслаиванием аргиллитов, песчаников и конгломератов [16, 20].

Субмаринные подземные воды

По геологическим данным, понижение уровня Охотского моря началось около 100 тыс. лет назад и было вызвано похолоданием климата и ростом ледников на суше в Европе и Северной Америке. [7, 9]. В пределах северо-восточной Евразии в это время установился сухой морозный климат. Наиболее суровые климатические условия существовали около 25–20 тыс. лет назад, когда уровень Мирового океана был ниже современного на 100 м, возможно и более. Установлено, что береговые валы в пределах шельфа северного сегмента Охотского моря прослеживаются на современной глубине моря в 200 м [8, 9]. Климатические, геокриологические и гидрогеологические изменения, перемерзание очагов питания на суше вызвали региональную сработку ресурсов пресных подземных вод, разгружающихся в субмаринные отложения шельфа. Осушение недр осуществлялось за счет как гравитации, так и криогенного напора, возникающего при замерзании водоносных отложений.

Под морскими водами находятся различные толщии пород, которые насыщены различными по фазовому состоянию и степени связанности подземными водами. Основными типами субмаринных подземных вод являются воды иловых отложений, порово-пластовые и трещинно-пластовые воды осадочных пород, трещинные и трещинно-жильные воды эффузивов, метаморфических и интрузивных пород [27].

Эти воды можно разделить на несколько групп, и каждая из них имеет важное значение в геодинамических процессах развития Охотоморского региона.

1. Седиментационные морские воды, накапливающиеся в поровом пространстве в процессе образования осадочных или осадочно-вулканогенных толщ на дне моря.

2. Трещинно-жильные воды, которые под большим давлением проникают в недра по разрывным нарушениям. Возникновение последних связано с вулканической или тектонической деятельностью в ложе Охотского моря. Глубины проникновения трещинно-жильных вод во многом связаны с хрупкостью

земной коры и, в основном, определяются глубиной залегания серпентинитового слоя.

3. С землетрясениями связано формирование трещинных и трещинно-жильных камерных подземных вод. Эти воды, насыщенные кремнезёмом, являются основой формирования кварцевых жил и рудообразования.

4. Субмаринные подземные воды зоны спрединга (флюиды) формируются за счет проникновения морской воды под давлением до 300–400 атм на значительные глубины по зонам тектонических нарушений. В силу низкой вязкости и сжимаемости подземные воды способствуют (особенно при движении по гидроразрывам) кулисообразному залеганию базальтовых и серпентинитовых толщ, что многократно подтверждено при изучении геологических разрезов путем драгирования. Вращение и возможное перемещение блоков (террейнов) осуществляется по субгоризонтальным водонасыщенным (флюидонасыщенным) – астеносферным зонам.

Наибольшее развитие имеют поровые воды донных осадков и отложений. Подчиненным распространением пользуются трещинные воды – в коре выветривания консолидированных пород, и трещинно-жильные воды крупных разрывных нарушений [33].

Осадочный чехол, в котором формируются субмаринные поровые подземные воды седиментационного генезиса, сложен образованиями весьма малой степени литификации, обладающими по сравнению с одновозрастными отложениями, развитыми на континенте, аномально низкой плотностью, высокими пористостью и влажностью. Практическое отсутствие гравитационных вод и весьма неблагоприятные условия дренирования поддонных осадочных толщ отражаются в весьма низкой активности элизионных процессов, о чем можно судить по отсутствию заметного снижения объемной влажности (пористости) с увеличением поддонной глубины. По данным Я.В. Неизвестнова, плотность кремнисто-глинистых отложений средне-позднеэоценового возраста, вскрытых скважиной 163 глубоководного бурения в рудной провинции Кларион-Клиппертон Тихого океана, в поддонном интервале 10–95 м сохранялась примерно одинаковой по разрезу и составляла 1.18–1.25 г/см³ при пористости 80–84 % [33, 53].

По данным В.И. Глотова [9], практически все терригенные породы осадочного чехла с увеличением глубины залегания в разрезе артезианского бассейна теряют поровые емкостные свойства. Однако гидрослюдизация глинистых и глинисто-кремнистых пород, преобразование кремнезема скелета диатомовых водорослей в кристаллические формы делает эти

породы хрупкими и предрасположенными к трещинообразованию. Под воздействием тектонических сил возникают трещинные и каверно-трещинные гидравлически изолированные емкости. Эти емкости могут заполняться флюидами, в том числе и углеводородами, только за счет миграции в режиме молекулярного массопереноса из окружающих фильтрационно непроницаемых толщ по градиенту давления. По мере заполнения емкостей флюидами пластовые давления будут возрастать до выравнивания их с внутривертечными, т.е. от аномально низких до аномально высоких.

Более глубокие горизонты осадочного чехла, вошедшие в стадию регионального метаморфизма, можно рассматривать как своеобразную флюидную метаморфогенную систему с флюидопроницаемостью пластово-трещинной (за счет трещин кливажа) и трещинно-жильной по зонам дизъюнктивных дислокаций [9].

Химический состав субмаринных подземных вод

Общими для всех гидрогеологических подразделений шельфа в акватории Охотского моря являются условия формирования химического состава подземных вод. Они обусловлены захоронением морских хлоридных натриевых вод в толще горных пород в процессе осадконакопления (седиментационные подземные воды). Этому способствует терригенно-осадочный состав кайнозойских отложений. Под осадочным чехлом развиты водоносные зоны трещиноватости пород разновозрастных складчатых комплексов и интрузивных массивов. Неотектоническая активность региона способствовала формированию разломов в голоцене и плейстоцене и обновлению разломов, заложённых на ранних этапах геологического развития территории.

Минерализация современных морских вод находится в пределах 30–34.4 г/дм³, в связи с чем такая же минерализация подземных вод фиксируется в разрезах эоцен-голоценовых субмаринных терригенных водоносных комплексов артезианских бассейнов ложа Охотского моря.

Верхнемиоцен-голоценовый водоносный комплекс (N_2-Q) содержит подземные воды с концентрацией солей 27–30 г/дм³. Ионный состав этих вод хлоридный натриевый.

Для отложений ниже-среднемиоценового водоносного комплекса (N_1^{1-2}) характерна зона солёных вод с минерализацией 20–27 г/дм³. Состав вод преимущественно хлоридный натриевый с коэффициентом метаморфизации ($r_{Na/rCl}$), равным величине 0.93–0.99. Преимущественное развитие имеют хлоридные натриевые подземные воды.

В отложениях олигоцен-нижнемиоценового водоносного комплекса ($P_3-N_1^1$) с гидродинамическими

условиями весьма затруднённого водообмена прослеживается дальнейшее снижение минерализации до 14 г/дм³. В составе этих вод наблюдается снижение концентрации хлоридов (до 7 г/дм³) и сульфатов (до 5–10 г/дм³) и повышение содержания гидрокарбонатов (до 2–3 г/дм³). Для этих седиментогенных вод характерно аномальное отклонение коэффициента метаморфизации в сторону повышения до 1.02–1.20 вплоть до перевода их из хлоридного натриевого в гидрокарбонатный натриевый тип. То есть в подземных водах олигоцен-нижнемиоценового водоносного комплекса наблюдается сдвиг метаморфизации в обратную сторону. Наибольшему изменению в сторону опреснения подверглись подземные воды в пластах, залегающих ниже границы залегания углеводородов (водо-нефтяного контакта). Причем степень опреснения пластовых вод зачастую адекватна величине аномальности элизионного гидродинамического напора.

В Новиковской параметрической скважине № 1 на шельфе Сахалина опробован интервал 1488–1550 м, где вскрыты отложения акустического фундамента мелового возраста (брекчированные, трещиноватые и гидротермально-изменённые породы с зеркалами скольжения и с крутыми углами падения). Пластоиспытателем, установленным на глубине 1491.5 м в акустическом фундаменте, получен приток пластовой подземной воды с растворённым газом и минерализацией 12.45 г/дм³.

Все вскрытые субмаринные подземные воды Охотоморского региона относятся к слабощелочным (рН = 7.1–8.0). Газонасыщенность пластовых подземных вод, как правило, высокая, $P_g/P_v \geq 1.0$.

Йодо-бромные промышленные воды выявлены в пределах Северо-Сахалинского артезианского бассейна. Они вскрываются глубокими скважинами на нефть. Воды имеют минерализацию от 10 до 33 г/дм³. Приурочены промышленные подземные воды к нефтегазоносным или перспективным на нефть и газ площадям. Зона только промышленных концентраций йода приурочена к подземным водам с минерализацией 20–28.3 г/дм³ и характеризуется замедленными условиями водообмена. Средние концентрации йода составляли 27.5–74.0 мг/дм³, а брома – 21–111 мг/дм³.

На шельфе северной части акватории Охотского моря существуют многочисленные локальные участки опреснения морских вод, сопровождаемые повышением концентрации биофильных элементов. Именно данный признак свидетельствует о связи аномальной солёности придонного слоя воды с разгрузкой подземных вод [10]. Большой частью опреснённые придонные воды содержат избыток $P_{\text{общ.}}$, $N_{\text{общ.}}$, Si. Опреснение придонного слоя воды является прямым

показателем современной разгрузки подземных вод суши на шельфе [10].

На дне Охотского моря зафиксированы локальные выходы метана, представленные двумя видами: с образованием «факелов» – гидроакустических аномалий, отражающих потоки газовых пузырей, и без них [34–36, 50, 51]. Локальные выходы могут быть также единичными или образовывать скопления. Большинство факелов расположено в пределах прогибов Охотоморской плиты: Северо-Сахалинского (факелы «Николь», «Миллениум») и Дерюгинского (факелы «Гизелла», «Эрвин»).

Области развития газонасыщенных осадков картированы в Амурском лимане и в южной части Сахалинского залива, в мелководной части северо-восточного Сахалинского шельфа. В Охотском море мощность слоя осадков, содержащих газогидраты, обычно составляет 200–300 м. Газогидраты выявлены только в районах потоков метана, приуроченных к зонам разломов, и где мощность осадочных отложений превышает 1.5–2 км [35]. Газогидраты, возможно, способствуют формированию залежей нефти и газа, так как являются хорошей покрывкой для их сохранения, закупоривая поровое пространство вышележающего пласта [37].

Выходы метана из донных отложений в воду контролируются зоной разломов северо-восточного и северо-западного простирания [29]. Большинство выявленных источников концентрируются вдоль тектонической линии северо-восточного простирания, по видимому играющей преобладающую роль в качестве проводящих каналов флюида. В районе выходов метана на дне формируются холмы и ямы высотой, глубиной и диаметром около 10–20 м (рис. 7). Вместе они образуют изометричные площади нарушенных осадков диаметром 500–1000 м и более. В донных осадках количество метана увеличивается по сравнению с фоновым содержанием в 10 000 раз и более, достигая концентраций 50–500 мг/дм³ [29, 35, 51].

Основной причиной периодического увеличения количества метана в воде в пределах ложа Охотского моря является активизация сеймотектонических процессов в регионе. В зонах разломов повышается тепловой поток, понижается давление, что приводит к разрушению газогидратов и образованию больших количеств метана, который поступает из недр в придонную воду и атмосферу. Кроме того, при активизации тектонических подвижек происходит более интенсивная миграция газа из нефтегазовых залежей и нефтегазоносных пород к поверхности.

Максимальная сейсмоактивность в районе о. Сахалин была зафиксирована в 1995 г. (Нефтегорск) и

2000 г. (Углегорск). Одновременно с повышением сейсмической активности увеличивалось количество метановых источников и повышалась концентрация метана в морской воде. Эти изменения наблюдались сразу после пиков сейсмической активности, т.е. после динамической «встряски» существующей системы тектонических нарушений и раскрытия некоторых разломов [29, 35].

Разгрузка термальных подземных вод в придонные воды моря

В окраинных морях (бассейнах) западной части Тихого океана и других районов Мирового океана обнаружено большое количество плюмов – ореолов рассеяния разгружающихся в придонные слои морей субмаринных подземных вод и газов [2, 3, 6, 27, 29, 33–36, 45, 50, 51]. Гидротермальная разгрузка присутствует на хребтах с любыми скоростями спрединга, а фиксация плюмов является наиболее эффективным средством обнаружения гидротермальной разгрузки. Распространенность гидротермальной разгрузки увеличивается с увеличением скорости спрединга.

Сверхкритические флюиды H₂O и CO₂ принимают неперенное участие в важнейших геологических и гидрогеологических процессах, включая гидротермальное рудообразование. По мнению В.Ю. Абрамова, гидротермальное рудообразование и образование залежей углеводородных систем – это звенья одной цепи – гидротермальных сверхкритических флюидов, где последовательно, по мере уменьшения давления и температуры при движении их к поверхности Земли магматические сверхкритические газы, включая воду, осаждают минералы и углеводороды [1].

Примером современного гидротермального сульфидного рудообразования являются так называемые «черные курильщики» – конусовидные постройки из сульфидов тяжелых металлов, в основном железа. В них источником растворенных тяжелых металлов вследствие резкого уменьшения давления и температуры в точке разгрузки является кислая субкритическая вода, а осадителем металлов в твердую фазу в виде сульфидов является сверхкритический флюид H₂S, не смешивающийся с водой. При этом в жерле постройки «курильщика» образования сульфидов металлов не происходит.

Залежи углеводородных систем являются типичными стратиформными месторождениями нефти, как и залежи стратиформных сульфидов (сульфо-арсенидов) полиметаллов, например, в песчаниках или конгломератах, образовавшихся вследствие декомпрессии (перехода газов через критические точки) рудоносных и нефтеносных сверхкритических гидротермальных систем.

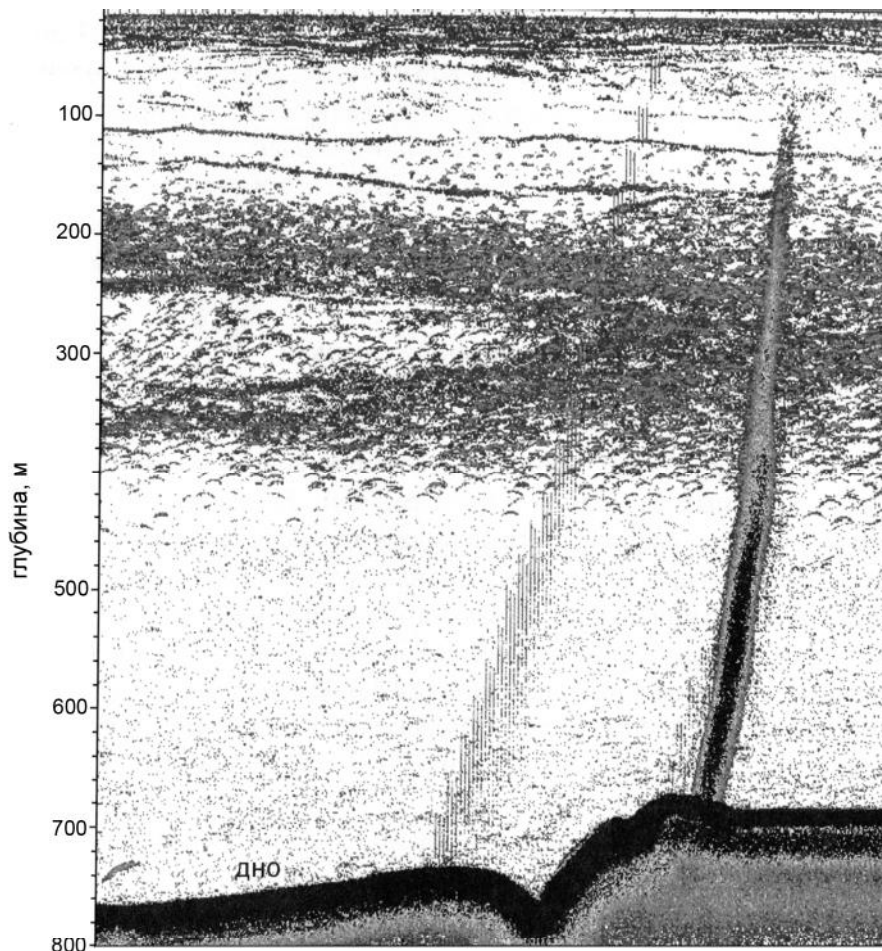


Рис. 7. Газовый (метановый) факел в толще морских вод на северо-восточном склоне острова Сахалин [37].

Образование нефти в многослойных гидрогеологических структурах типа артезианских бассейнов является наложенным процессом внедрения эндогенных рудоносных и нефтеносных газовой-жидких гидротермальных сверхкритических газов и флюидов в пластовые подземные воды.

Проявление гидротермальной деятельности практически всегда соответствует зонам пересечения рифтовых долин с наиболее крупными поперечными разломами.

Во многих точках рифтовых долин в гидрогеологических массивах и вулканогенных бассейнах выявлены рециклинговые гидрогеологические системы, где морские воды по зонам разломов под большим давлением взаимодействуют с горячими вулканическими (лавовыми) камерами, в результате чего образуются на дне Охотского моря выходы воды и рудные постройки, обогащенные сульфидами железа, цинка или свинца (черные «курильщики») или соединения кремния и бария (белые «курильщики»).

Термальные флюиды, поступающие на поверхность морского дна в пределах Срединно-Атлантического хребта в Атлантическом океане, в результате смешения с морской водой образуют в придонных слоях водной толщи комплексные ореолы рассеяния (плюмы), которые характеризуются аномальными гидрофизическими параметрами [45], прежде всего повышенной температурой, мутностью, колебаниями плотности и физико-химических показателей (Eh, pH, концентрации растворенных и взвешенных элементов и соединений), а в ряде случаев и микробиологическими аномалиями (рис. 8).

В большинстве районов в непосредственной близости от источников (черные курильщики) во взвесах преобладают сульфиды железа. В первую очередь это пирротин, за ним по распространенности чаще всего следует халькопирит. Среди нерудных минералов вблизи устьев источников (белые курильщики) обычно преобладает сера, далее следуют ангидрит, барит, иногда тальк. Роль нерудных минералов

во взвешах может быть значительной (опал, ангидрит, барит).

Температура подземных вод, разгружающихся в придонные слои Срединно-Атлантического хребта, по данным замеров в источниках внутри кратеров, изменялась от 334 до 353°C.

Между выходами высокотемпературных растворов наблюдаются многочисленные очаги диффузионного высачивания низкотемпературных гидротермов, которые маркируются скоплениями живых моллюсков (мидии и везикомииды) и бактериальных матов. Неактивные площади покрыты сульфидными или низкотемпературными гидротермальными осадками [45].

Современная гидротермальная разгрузка происходит в отдельных очагах среди большого количества неактивных сульфидных построек, сформировавшихся на предыдущем этапе гидротермальной деятельности.

Наблюдалось выделение из флюида свободной газовой фазы [45]. При анализе проб высокотемпературных (до 353°C) гидротермальных растворов обнаружено высокое содержание газов (в особенности H_2 , CH_4). Растворы характеризуются низкими значениями pH (от 3.5) и меняющейся по площади гидротермальных полей и во времени минерализации (от 0.8 до 1.3 от солености морской воды). Наблюдавшееся в виде крупных пузырей выделение свободных газов в процессе разгрузки высокотемпературных растворов свидетельствует о наличии в недрах системы фазовой дифференциации. Современная гидротермальная разгрузка происходит в отдельных очагах среди большого количества неактивных сульфидных построек, сформировавшихся на предыдущем этапе гидротермальной деятельности.

В субмаринных условиях Охотоморского региона могут быть проявления схожих гидрогеохимических (геотермальных) процессов, выявленных в пределах Срединно-Атлантического хребта [42]. Об этом свидетельствуют рудные постройки, обогащенные сульфидами железа, цинка и свинца (черные «курильщики») или соединения кремния и бария (белые «курильщики») [2, 3, 6, 27, 29, 33–36, 45, 50, 51], а также ореолы рассеяния разгружающихся в придонные слои моря субмаринных подземных вод и газов.

К сожалению, сведений о температуре субмаринных термальных источников в Охотоморском регионе не обнаружено. На суше в пределах Камчатки температура термальных подземных вод в гейзерах составляет 105–115°C, а в скважинах достигает 136°C [7, 42]. По данным А.В. Кирюхина [54], температурное поле флюидного потока на Дачном поле Мутновской гидротермальной системы в скважинах изменяется в пределах 200–290°C, достигая 310°C в зонах разгруз-

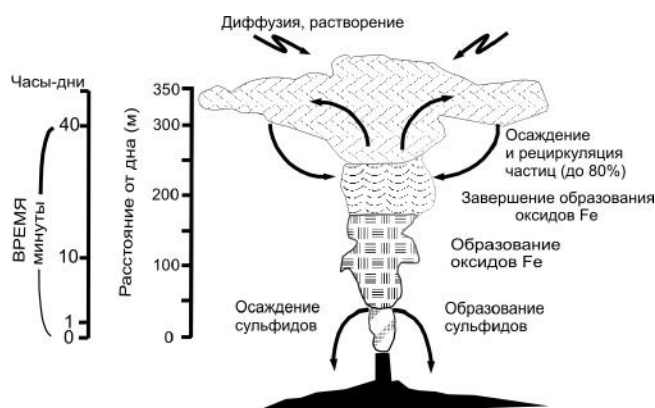


Рис. 8. Схема формирования гидротермального плюма [45].

ки в интервале глубин 800–1200 м. В районах Нижнего и Верхнего гейзеров [55] максимальные расчетные значения геотермометров Na-K и SiO_2 составляют 205–215°C при максимальной зарегистрированной температуре 105.5°C.

Система передачи энергии кондуктивным путем в слоистой среде термодинамически устойчива лишь при относительно малых значениях температурного градиента [33]. При достижении некоторых «критических» величин градиентов температур в системе формируются неоднородности – разрывные нарушения, заполняемые магмой, и происходит перенос энергии конвективным путем с помощью энергоносителя через термальные источники, вулканы центрального и трещинного типов.

Флюидопроявления, фиксирующиеся как в виде обнаруженных субмаринных источников, так и по гидрофизическим и гидрогеохимическим аномалиям, коррелируются с тепловым потоком.

В гидротермальных полях при отсутствии осадочной толщи образование нефтяных углеводородов, возможно, может идти путем абиогенного термокаталитического синтеза [1, 5].

Условия для первично-седиментационного накопления марганца и микроэлементов из морских вод определяются близостью эндогенных источников, поставляющих марганец и другие элементы и формирующих водные плюмы в глубинных водах с их повышенным содержанием; поступлением по разломной зоне элизионных газовых и водных флюидов из осадочных толщ осадочных бассейнов [2, 3].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Общим для всех субмаринных артезианских бассейнов, гидрогеологических массивов и вулканогенных бассейнов Охотоморской неоплатформенной

плиты являются условия формирования состава подземных вод. Они обусловлены захоронением соленых морских хлоридных натриевых вод в толщах горных пород кайнозойского чехла неоплатформенной плиты в процессе осадконакопления.

Причиной увеличения количества метана и других газов в придонных слоях морской воды является периодическая активизация сейсмоструктурных процессов в Охотоморском регионе. В зонах тектонических нарушений повышается тепловой поток, понижается давление, что приводит к разрушению газогидратов и разгрузке метана по зонам разломов в придонные слои моря.

Термальные и промышленные подземные воды приурочены к перспективным на нефть и газ участкам Охотоморского региона. Йодо-бромные подземные воды в Северо-Сахалинском субмаринном артезианском бассейне вскрываются на шельфе глубокими скважинами на нефть.

Исследование процессов, происходящих при спрединге, показали, что на границах литосферных плит создаются условия для активной гидротермальной деятельности, в результате чего образуются рудные полезные ископаемые, прежде всего в виде месторождений массивных сульфидов. Это важно для понимания условий формирования древних континентальных сульфидных руд. Высокотемпературные гидротермальные растворы, разгружающиеся в придонные воды, на протяжении геологической истории являлись источником накопления сульфидных руд на дне океанов и морей, освоение которых в будущем будет иметь большое экономическое значение.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института водных и экологических проблем ДВО РАН.

Благодарности. Автор благодарен рецензентам С.В. Алексееву и А.И. Обжирову, которыми представлены положительные отзывы с конструктивными замечаниями и рекомендациями, что позволило улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов В.Ю., Пятаев А.А. О роли гидротермальных сверхкритических флюидов в формировании залежей углеводородных систем магматического и термометаморфического генезиса // Разведка и охрана недр, 2020, № 5. С. 57–63.
2. Астахов А.С., Астахова Н.В., Саттарова В.В., Свинникова А.И. Гидротермальная минерализация и металлоносные осадки впадины Дерюгина // Дальневосточные моря России в 4 кн. Кн. 3: Геологическое строение и геофизические исследования / отв. ред. Р.Г. Кулинич // ТОИ ДВО РАН. М.: Наука, 2007. С. 240–259.
3. Астахова Н.В. Химический состав и генезис железо-марганцевых образований Охотского моря // Дальневосточные моря России в 4 кн. Кн. 3: Геологическое строение и геофизические исследования / отв. ред. Р.Г. Кулинич // ТОИ ДВО РАН. М.: Наука, 2007. С. 260–267.
4. Атлас структурно-литологических карт кайнозойских осадочных бассейнов Востока СССР. М-6 1:7500000. Ред. В.Г. Варнавский, Г.Л. Кириллова // Хабаровск, 1990. 66 с.
5. Боговлянский В.И., Дзюбло А.Д., Иванов А.Н. и др. Нефтегазоносность кристаллического фундамента шельфа Вьетнама: Белый Тигр и Дракон // Геология нефти и газа, 2016, № 5. С. 102–115.
6. Болдовский Н.В. Подземные воды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса // Владивосток: Дальнаука, 1994. 222 с.
7. Ворожейкина Л.А. Паратунская впадина – супербассейн термальных вод // Матер. Всероссийской научной конференции с международным участием «Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа» (Geothermal Volcanology Workshop 2020). Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2020. С. 120–131.
8. Глотов В.Е. Влияние позднекайнозойских морских трансгрессий и регрессий на формирование подземных вод западного побережья Берингова моря // Тезисы докладов Девятого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока (Всесоюзное совещание по подземным водам Востока СССР) // Иркутск-Петропавловск-Камчатский, 1979. С. 123–124.
9. Глотов В.Е., Глотова Л.П. Флюидогеохимические и органикогеохимические зональности в осадочных бассейнах Североохотоморского шельфа в связи с оценкой их нефтегазоносности // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. М.: ГЕОС, 2012. С. 137–147.
10. Глотов В.Е., Глотова Л.П. Химические показатели подземного водообмена в Североохотоморской прибрежной зоне // Вода: химия и экология, 2014, № 10(76), с. 24–31.
11. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока // М.: Наука, 1979. 163 с.
12. Гнибиденко Г.С. Структура глубоководных желобов Тихого океана (по данным МОВ-ОГТ) // Владивосток: АН СССР ДВО ИМГиГ, 1987. 52 с.
13. Головинский В.И. Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 199 с.
14. Горнов П.Ю. Тепловое поле в различных обстановках зон взаимодействия литосферных плит северо-востока Азии // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Матер. 2 Всероссийской конф. с международным участием, Владивосток, 17–20 сентября 2014 г. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 39–41.
15. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:000 000 (третье поколение). Лист N-54. Объяснительная записка / Шаруева Л.И., Лопатин Б.Г., Роганов Г.В. и др. // СПб: Картогр. фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 477 с.
16. Гревцев А.В., Глотов В.Е., Глотова Л.П., Соинская С.М. Прогнозные ресурсы углеводородного сырья шельфа // Ландшафты, климат и природные ресурсы Тауйской губы Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 477–495.
17. Дальневосточные моря России в 4 кн. Кн. 3: Геологическое

- строение и геофизические исследования / отв. ред. Р.Г. Кулинич // ТОИ ДВО РАН. М.: Наука, 2007. 503 с.
18. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным) // Южно-Сахалинск: Идат-во СахГУ, 2002. 98 с.
 19. Караванов К.П., Болдовский Н.В. Опыт выделения субмаринных подземных водоносных систем на шельфе и прилегающих акваториях // Тезисы докладов Девятого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока (Все-союзное совещание по подземным водам Востока СССР) // Иркутск-Петропавловск-Камчатский, 1979. С. 116–117
 20. Караванов К.П. Гидрогеологические системы Тихоокеанского сегмента Земли. Вып. 1. Геологические факторы формирования подземных вод и распространения гидрогеологических систем // Хабаровск: ИВЭП ХНЦ ДВО РАН, 1998. 125 с.
 21. Караванов К.П. Гидрогеологические системы Тихоокеанского сегмента Земли. Вып. 2. Климатические и геоморфологические факторы формирования подземных вод и распространения гидрогеологических систем // Хабаровск: ИВЭП ХНЦ ДВО РАН, 2000. 132 с.
 22. Караванов К.П. Гидрогеологические системы Тихоокеанского сегмента Земли. Вып. 3. Типизация, картографирование и вертикальные ряды гидрогеологических систем // Хабаровск: ИВЭП ХНЦ ДВО РАН, 2002. 161 с.
 23. Караванов К.П., Кулаков В.В. Гидрогеологические системы Земного шара и подземные воды Тихоокеанского сегмента Земли // Тихоокеан. геология. Т. 27, № 6. 2008. С. 17–30.
 24. Кириллова Г.Л. Типы кайнозойских осадочных бассейнов активной континентальной окраины Восточной Азии // Тихоокеан. геология. Т. 11, № 5. 1992. С. 19–39.
 25. Кирюхин В.А., Толстухин Н.И. Гидрогеология дна Мирового океана // Л.: Ленинградский горный институт, 1988. 104 с.
 26. Кирюхин В.А., Толстухин Н.И. Особенности гидрогеологии Тихого океана // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: Тихоокеанский океанологический институт ДВО АН СССР, 1989. С. 202–209.
 27. Кирюхин В.А. Региональная гидрогеология: Учебник для вузов. Санкт-Петербургский государственный горный институт (технический университет). СПб, 2005. 344 с.
 28. Куликов Н.В., Деревскова Н.А., Мавринский Ю.С. Литология кайнозойских отложений Северо-Охотского осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. Т. 7, № 5. 1988. С. 59–66.
 29. Кулинич Р.Г., Бессонова Е.А., Обжиров А.И. О корреляции метановых эманаций со структурой фундамента северо-восточного шельфа и склона острова Сахалин и сейсмической активностью региона // Дальневосточные моря России в 4 кн. Кн. 3: Геологическое строение и геофизические исследования / отв. ред. Р.Г. Кулинич // ТОИ ДВО РАН. М.: Наука, 2007. С. 277–282.
 30. Литвинова А.В., Рыбак-Франко Ю.В. Особенности строения осадочного чехла Дерюгинского осадочного бассейна // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения: материалы всероссийской конференции, 12-15 сентября 2011. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2011. С. 504–507.
 31. Меланхолина Е.Н. Соотношение поверхностной и глубинной структуры северо-запада Тихого океана // Геотектоника. № 3. 1996. С. 67–81.
 32. Мельниченко Ю.И., Сваричевский А.С., Белоус О.В., Леонова Т.Д. Рельеф дна и морфотектоника Охотского моря // Дальневосточные моря России в 4 кн. Кн. 3: Геологическое строение и геофизические исследования / отв. ред. Р.Г. Кулинич // ТОИ ДВО РАН. М.: Наука, 2007. С. 155–164.
 33. Неизвестнов Я.В., Кондратенко А.В., Козлов С.А. и др. Инженерная геология рудной провинции Клариион-Клипертон в Тихом океане // Тр. ВНИИОкеангеологии, Т. 197. СПб.: Наука, 2004. 281 с.
 34. Обжиров А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов // М.: Наука, 1993. 139 с.
 35. Обжиров А.И. Газогеохимические исследования в Охотском море // Дальневосточные моря России в 4 кн. Кн. 3: Геологическое строение и геофизические исследования / отв. ред. Р.Г. Кулинич // ТОИ ДВО РАН. М.: Наука, 2007. С. 268–282.
 36. Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Комплексные геолого-геофизические исследования газогидратов в Охотском море // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии, вып.4. М.: ГЕОС, 2012. С. 122–136.
 37. Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Источники углеводородных газов, условия формирования газогидратов и их связь с нефтегазовыми залежами в Охотском море в 2 кн. / Гл. ред. В.А. Акуличев, ТОИ ДВО РАН. Кн. 2// Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 149–161.
 38. Осадочные бассейны Востока России / Гл. ред. Ханчук А.И. Т. 1. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна / Авт. колл: Варнавский В.Г., Жаров А.Э, Кирилова Г.Л. и др. / Ред. Кирилова Г.Л. // Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.
 39. Осадочные бассейны Востока России / Гл. ред. Ханчук А.И. Т. 2. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / Авт. колл: Жаров А.Э, Кирилова Г.Л., Маргулис Л.С., и др. / Отв. ред Кирилова Г.Л. // Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
 40. Писарский Б.И. Подземные воды под морями и океанами // Основы гидрогеологии. Том 1. Общая гидрогеология. Отв. Ред. Е.В. Пиннекер // Сиб. отделение издат. «Наука», Новосибирск, 1980. С. 178–188.
 41. Равдоникас О.В. Нефтепоисковая гидрогеология Сахалина // Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 168 с.
 42. Рычкова Т.В., Усачева О.О. Моделирование условий функционирования гейзеров под воздействием Подпрудного озера-2 (Кроноцкий заповедник, Камчатка) // Матер. Всероссийской научной конференции с международным участием «Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа» (Geothermal Volcanology Workshop 2020). Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2020. С. 106–110.
 43. Сваричевский А.С. Рельеф дна и геоморфологическое районирование // Охотское море. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. Т. 9. С. 9–19.
 44. Сейсмическое районирование территории Российской Федерации. Карта масштаба 1:8 000 000 / Гл. редакторы Страхов В.Н., Уломов В.И. // М.: Объед. Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Издат. НПП Текарт, 2000.
 45. Судариков С.М., Каминский Д.В., Наркевский Е.В. Гидротермальные ореолы рассеяния в придонных водах Средин-

- но-Атлантического хребта //СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», 2014. 161 с.
46. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря / Веселов О.В., Ильев А.Я., Кононов В.Э. и др. // Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.
47. Толстихин Н.И. К гидрогеологии дна мирового океана // Тезисы докладов Девятого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока (Всесоюзное совещание по подземным водам Востока СССР). Иркутск-Петропавловск-Камчатский, 1979. С. 113–115.
48. Толстихин Н.И. Проблемы гидрогеологии дна Мирового океана и морей // Гидрогеологические аспекты охраны подземных вод / Записки Лен. горного ин-та им. Г.В.Плеханова, т.ХСІ. Л.: 1982. С. 97–102.
49. Харахинов В.В. Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции // Автореф. Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Оха-на-Сахалине, 1998. 77 с.
50. Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. Морфотектонический контроль потоков метана в Охотском море //Подводные исследования и робототехника, 2009, № 1 (7). С. 31–39.
51. Шакиров Р.Б. Газогеохимические поля окраинных морей Восточной Азии // М.: ГЕОС, 2018. 341 с.
52. http://www.wdcb.ru/sep/lithosphere/Okhotsk_Sea/okhsea.ru.html
53. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project // Wash.: USGPO, 1973. V.16, 949 p.
54. Kiryukhin A.V. High-temperature fluid flows in the Dachny field of the Mutnovsky hydrothermal system, Russia // Geothermics, V. 22, N 1, 1993. P. 49–63.
55. Kiryukhin A. Modeling and observations of geyser activity in relation to catastrophic landslides-mudflows (Kronotsky nature reserve, Kamchatka, Russia) // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 323, 2016. P. 129–147.
56. Zektser I.S., Dzhamalov R.G. Groundwater discharge to the Pacific Ocean / Apports des eaux souterraines à l’Océan Pacifique // Hydrological Sci. J. 2009. V. 26, N 3. P. 271–279. DOI: 10.1080/02626668109490886.

Рекомендована к печати О.В. Чудаевым

после доработки 03.02.2021 г.

принята к печати 27.05.2021 г.

V.V. Kulakov

Submarine hydrogeological structures and underground waters of the Sea of Okhotsk region

The results of multi-year regional geological, geophysical, oil, and hydrogeological exploration related to the study of seas and oceans were used to characterize the submarine hydrogeological structures of the Sea of Okhotsk region - hydrogeological massifs, artesian and volcanogenic basins. The hydrogeological stratification of the geological cross-section was performed, according to which five Cenozoic aquifer systems were distinguished in the artesian basins. The chemical composition of submarine groundwater was characterized, whose mineralization decreases with depth from 27–30 g/dm³ to 14–20 g/dm³. Gases (mainly methane) and thermal waters forming orebodies of metallic sulfides and non-metallic minerals are discharged into the bottom sea waters along zones of tectonic faults.

Key words: submarine hydrogeological structures, hydrogeological stratification, groundwater, chemical composition, thermal water discharge, Sea of Okhotsk region, Russia.