

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СЕВЕРНОЙ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ОХОТСКОГО МОРЯ

В.Е. Глотов, Л.П. Глотова

Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН, г. Магадан

Поступила в редакцию 17 апреля 2007 г.

Выполнено комплексное описание основных факторов формирования, условий залегания и состава подземных вод, изложены мерзлотные и гидрогеологические особенности береговой зоны Охотского моря от устья р. Урак на западе до п-ова Тайгонос на востоке. Показано, что при общем сходстве климата по всему побережью решающее влияние на становление мерзлотных и гидрогеологических условий береговой зоны оказывают геологические отличия внутренней и внешней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Наиболее благоприятны условия для развития активного водообмена во внутренней зоне этого пояса. В формировании гидрогеохимической зональности в осадочном чехле артезианских бассейнов, а также в образовании зоны хлоридных солоноватых и соленых трещинных и трещинно-жильных вод прибрежных гидрогеологических структур основную роль сыграли региональное глубокое дренирование недр в позднеплейстоценовый криохрон, последующее глобальное потепление и трансгрессия Охотского моря в начале голоцена. Получены новые данные, свидетельствующие о геоэкологической значимости выявленных закономерностей.

Ключевые слова: береговая зона, многолетнемерзлые породы, подземные воды, геоэкология, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Северная береговая зона Охотского моря протягивается примерно на 2000 км от устья р. Урак на западе до п-ова Тайгонос на востоке. Ширину этой зоны мы определяем в 40–45 км, исходя из наибольшей удаленности от современной морской береговой линии тех участков суши, подземные воды которых формировались в плейстоцен-голоценовую эпоху под влиянием моря. В настоящее время эта зона привлекает к себе внимание как возможная база нефтегазодобывающих и нефтегазоперерабатывающих промышленных предприятий с связи с планируемой отработкой углеводородных ресурсов Северо-Охотоморского шельфа [13]. Отметим, что перспективы хозяйственного освоения природных богатств характеризуемого района Северо-Востока России весьма велики и связаны не только с отработкой скоплений углеводородов на шельфе. Здесь функционируют и будут расширяться предприятия по добыче, переработке и воспроизводству биологических ресурсов суши и моря, выявлены месторождения золота, молибдена, меди, бурых углей, торфа, строительных материалов и др. Все это требует активизации гидрогеологических исследований, изучения особеннос-

тей питания рек в зимнее время для обоснования экономически рациональных и экологически безопасных способов удовлетворения возможных новых потребностей хозяйственно-питьевого водоснабжения, поддержания и расширения существующих и создания новых нерестилищ ценных видов лососевых рыб, для оценки уровня экологических рисков, связанных с отработкой природных ресурсов, для предотвращения негативных последствий техногенного воздействия на окружающую среду. Исследования должны развиваться с учетом знания закономерностей формирования и распространения подземных вод. Поэтому мы сформулировали задачу – собрать и проанализировать имеющиеся разрозненные данные о подземных водах, установить общие закономерности их формирования и распространения в пределах своеобразного района Северо-Востока России. Накопленные материалы, в получении которых авторы статьи принимали непосредственное участие, позволяют решить поставленную задачу.

Гидрогеологическая изученность выделяемого района неравномерна. Комплексные мерзлотно-гидрогеологические работы выполнены при разведке буругольных месторождений (Кухтуйского, Мареканс-

кого, Ланковского, Авековского). Глубина исследований не превышала 250 м. При поисках источников водоснабжения населенных пунктов и рыбопроизводных предприятий осуществлялось бурение и опробование скважин на воду практически по всему морскому побережью. Однако изучались в основном днища речных долин в нижнем течении рек, морские террасы и бары при глубине опробования до 40 м. Столь же незначительна была глубина исследований при изучении площадей под сельскохозяйственное освоение, при инженерно-геологических изысканиях для различного вида строительства. Скважины глубиной до 1200 м пробурены в окрестностях г. Магадана и в районе пос. Ола, в бассейнах рек Кава и Тауй при поисках и разведке месторождений пресных подземных вод в целях централизованного водоснабжения, в процессе гидрогеологической съемки территории листов О-56-I, II, при разведке Мотыклейского и Таватумского месторождений термальных вод и параметрическом бурении в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности Кавинской впадины Ямско-Тауйского осадочного бассейна (ОБ).

ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Для объяснения установленных особенностей формирования и распространения подземных вод большое значение имеют закономерности площадных изменений таких природных факторов, как географические, геоморфологические, климатические, геологические, геокриологические и структурно-гидрогеологические.

В числе *географических* отметим своеобразное очертание береговой линии северного сектора Охотского моря. Оно проявляется в том, что на участке от устья р. Урак (143°10' в. д., 59°21' с. ш.) до побережья Ямской губы (165°12' в. д., 59° с. ш.) береговая зона имеет субширотную протяженность, располагаясь примерно в пределах полосы между 59° и 60° с. ш. В дальнейшем продолжение ее меняется на субмеридиональное в соответствии с очертанием берегов залива Шелихова. Вершина этого обширного залива в районе устья р. Гижига достигает 62°01' с. ш., т.е. примерно на 3° севернее входа в залив. В палеогеографическом отношении морское побережье сформировано только в голоцене около 4 тыс. лет назад. В течение всего кайнозоя, по некоторым данным с начала мелового периода, море находилось южнее описываемого участка. Даже в верхнем плейстоцене береговая линия проходила в районе Тауйской губы примерно на 180 км южнее современного берега [19].

Из *геоморфологических* факторов отметим общую гористость района. При этом на субширотном

отрезке береговой зоны (побережье открытого моря) значительную по площади территорию занимают равнины, приуроченные к кайнозойским и мезозойско-кайнозойским впадинам. На субмеридиональном отрезке вдоль линии берега залива Шелихова суммарная площадь таких равнин снижается примерно до 20 % от общей площади этого отрезка. Поверхность равнин слабохолмистая, с абс. отметками до 100–150 м, часто заболочена. Широко развиты тундра и лесотундра. По долинам рек сформированы леса из даурской лиственницы, тополя, чозении. Горы относятся к низким, только отдельные вершины достигают 1500 м, но есть и среднегорье с альпинотипным обликом. На горных склонах повсеместно произрастает кедровый стланик, реже – редкостойная светлохвойная тайга. Выше 500 м (иногда и ниже) располагаются горная тундра и гольцы.

Геоморфологические типы морских берегов в пределах субширотной береговой зоны – аккумулятивные на участках кайнозойских впадин и абразионные на гористых побережьях. В пределах залива Шелихова берега абразионно-денудационные и абразионные. Здесь даже на участке кайнозойских, открытых в море впадин аккумулятивные берега не развиты.

Климатические факторы по всей береговой зоне как на субширотном, так и субмеридиональном отрезках принципиальных отличий не имеют. Климат морской, умеренно холодный. Среднегодовая температура воздуха до –5.2°C, по мере удаления от берега вглубь континента примерно на 10 км и более она понижается до –7.2°C (табл. 1). Эти факты объясняются тем, что климатические особенности обусловлены прохождением субмеридиональных тепло-влажносущих циклонов из акватории Тихого океана, а также привнесом тепла Западно-Камчатским течением. Все это выравнивает климатические условия прибрежно-морских участков на разных широтах.

По указанным причинам субширотная климатическая зональность слабо выражена и проявлена только в уменьшении суммарной солнечной радиации от умеренных широт к более высоким. На побережье дальневосточных морей в пределах широт 55°–63° указанный показатель в теплое время года (май – сентябрь) сокращается на 26,1 кВт·час/м² при перемещении к северу на 1 градус [18].

На основе изучения споро-пыльцевых спектров достаточно обоснованно можно сказать, что в период зырянского (74–60 тыс. лет назад) и сартанского (27.4–12.4 тыс. лет назад) криохронов климат был более холодным и континентальным, чем современный. Господствовала лесотундровая и тундровая рас-

Таблица 1. Среднеголетние значения климатических параметров по метеопостам северной береговой зоны Охотского моря (по данным наблюдений Колымского управления Гидрометеослужбы СССР).

Климатические параметры	Метеостанции, их координаты с.ш.; в.д.)							
	Субширотный отрезок				Субмеридиональный отрезок			
	Охотск 59°22'; 143°12'	Балаганное 59°38'; 149°07'	Талон 59°46'; 148°38'	Ола 59°34'; 151°17'	Ямск 60°; 154°16'	Наяхан 61°55'; 158°59'	Гижига 62°04'; 160°29'	Каменское 62°27'; 166°10'
Среднегодовая температура воздуха (°С) до 1960 года	-5.3	-5.3	-7.6	-4.7	-5.2	-4.9	-5.8	н.с.
То же за период 1961–1987 гг.	-4.6	-4.6	-7.2	-3.8	-4.6	-4.5	-5.2	-6.5
Среднегодовое количество осадков (мм) до 1960 года	358	553	358	359	519	411	318	н.с.
То же за период 1961–1987 гг.	н.с.	593	668	376	588	463	346	342

Примечание. н.с. – нет сведений.

тельность с криоксерофитными сообществами [1]. В каргинский интерстадиал (60–27.4 тыс. лет назад) климат временами соответствовал современному, но в целом – более холодному. Можно заключить, что не менее 70 тыс. лет назад на территории современной береговой зоны северного сектора Охотского моря климат способствовал становлению сплошной криолитозоны. В каргинское межледниковье, возможно, существовали условия для образования сквозных таликов, но площадного оттаивания толщи многолетнемерзлых пород не было. Этот период не сопровождался подъемом уровня моря и, видимо, проявлялся не повсеместно. В наступивший сартанский криохрон господствовали более сухие и холодные, чем современные, климатические условия. В это время глубина промерзания, видимо, достигла 400–450 м, поскольку в Ольской впадине были вскрыты блоки многолетнемерзлых пород мощностью около 400 м [14], имеющие температуры в основании яруса годовых теплооборотов (ЯГТО) не выше – 2°С. На промерзание до этой глубины указывают и линзы глубокозалегающих рассолов в толще континентальных пород, о чем будет сказано ниже.

Геокриологические условия в современный период характеризуются прерывистым распространением толщи многолетнемерзлых пород (ТММП), что уточняет существующие представления о характере криолитозоны в североохотоморской береговой зоне [3, 6, 20]. Это уточнение сделано на основе мерзлотно-гидрогеологических исследований, сопровождаемых бурением скважин на побережье Тауйской губы, и обобщения результатов разведочных на уголь и подземные воды работ на других участках береговой зоны.

Широтное уменьшение такого климатического параметра как суммарная солнечная радиация в теплое время года сказывается на некотором сокращении общей площади сквозных таликов. Если на побе-

режье Тауйской губы суммарная площадь ТММП оценивается в пределах 60–70 %, то на побережье Гижигинской губы она возрастает до 75–80 % от общей площади береговой зоны.

В пределах субширотного отрезка береговой зоны талики, развитые в долинах как крупных рек, так и ручьев 2-го порядка (по Р. Хортону), сквозные. Сквозные водопоглощающие талики распространены также на горных склонах и выположенных водоразделах при наличии водопроницаемых пород в зонах разломов. Мощность ТММП на участках развития слабопроницаемых грунтов до 365 м (Ольская впадина) и до 150 м во внутриконтинентальных замкнутых межгорных впадинах на участках развития гравийно-галечниковых отложений. В Усть-Арманской впадине в 3 км от берега моря подошва ТММП вскрыта на глубине 142 м [10]. На площадях низкогогорного рельефа мощность ТММП от нескольких метров у подножия склонов до 120–160 м на водоразделах, а на среднегорных массивах, возможно, до 300–350 м. На большей части площади субширотного отрезка береговой зоны мощность ТММП меньше, чем в зоне региональной (гипергенной) трещиноватости.

На субмеридиональном отрезке береговой зоны, омываемой водами залива Шелихова, сквозные талики тяготеют к руслам и поймам водотоков 3-го и большего порядка (по Р. Хортону), на горных склонах и водоразделах сквозные талики не выявлены. Мощность ТММП во впадинах обычно до 150–160 м, на площадях гористого рельефа – до 380 м (Сопка Кварцевая). Замечено, однако, что к долинам водотоков 2-го и больших порядков эта мощность сокращается, поэтому в нижних частях склонов она меньше мощности зоны гипергенной трещиноватости.

Субширотная зональность проявлена и в характере распространения сезонно-талого слоя (СТС),

который в пределах побережья Тауйской губы на горных склонах южной экспозиции достигает 3.5 м. Сезонное промерзание его продолжается до марта. Средняя глубина сезонного оттаивания во впадинах достигает 1.8 м, чаще всего 1.0 м. СТС полностью промерзает в январе, оттайка его начинается в первых числах мая.

На субмеридиональном отрезке береговой зоны в направлении к северу мощность СТС сокращается до 1.5–2 м на горных склонах и до 0.8–1.2 м во впадинах. Полное перемерзание его происходит в конце декабря – первой половине января, начало оттайки – в первой декаде мая.

Геологическое строение береговой зоны определяется ее принадлежностью к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу (ОЧВП). В соответствии с представлениями В.Ф. Белого [2], здесь выделяются внутренняя и внешняя зоны. Внутренняя делится на унаследованную и новообразованную подзоны. По границе внешней и внутренней зон ОЧВП располагаются впадины кайнозойского и мезокайнозойского возраста: Охотско-Кухтуйская, открытая в море, заложена на площади Охотского срединного массива; Ямско-Тауйская система впадин, выделяемых в составе единого осадочного бассейна (ОБ), который приурочен к зоне рифта; Гижигинская впадина является наземным продолжением одноименного ОБ, продолжающегося в акватории Гижигинского залива. Кроме того, имеется ряд впадин, заложенных в валанжинское время [4]. Мощность мезокайнозойского чехла во впадинах – от первых сотен метров до, возможно, 5–7 км.

В состав ОЧВП включены также крупные массивы гранитоидов и выходы структур основания в эрозионных окнах, остаточных и крупных магматогенных поднятиях.

Гидрогеологические структуры береговой зоны (рис.), т.е. геологически однородные объекты, содержащие воду в порах и/или кавернах, и/или трещинах, по Н.В. Болдовскому [3], мы разделяем на вулканогенные массивы и бассейны трещинных и трещинно-жильных вод, гидрогеологические массивы трещинных и трещинно-жильных вод, приуроченные к интрузивным поднятиям и дорифейским выступам глубоко метаморфизованных пород, а также артезианские бассейны (АБ) мезо-кайнозойских и кайнозойских осадочных бассейнов (ОБ).

Считаем целесообразным выделение специфической гидрогеологической структуры, наложенной на все вышеназванные, – потоки грунтовых вод в скоплениях рыхлых четвертичных отложений аллювиального, морского или ледникового генезиса. Воды СТС генетически связаны с пото-

ками грунтовых, но входят в гидрогеологическую стратификацию той структуры, на площади которой они развиты.

Гидрогеологические обстановки. *Подземные воды потоков в рыхлых четвертичных отложениях* приурочены к днищам речных долин, подножиям горных склонов. Они выделяются в виде пласт – полосы шириной от 0.35 до 3.5 км. Водоносны галечно-гравийные отложения с песчаным, супесчаным и суглинистым заполнителем. Вблизи русел водотоков содержание глинистых частиц меньше. Мощность водоносных горизонтов от 3–7 до 40 м. Воды безнапорные, глубина залегания от 1–1.5 м в поймах до 3.5–5.5 м на террасах. Подземные воды гидравлически связаны с поверхностными водотоками и водоемами. Водообильность обычно высокая, удельные дебиты скважин до 17 л/с·м, чаще 1.5–2 л/с·м.

На береговой зоне открытого моря (субширотный отрезок) в пределах участков развития абразионных и абразионно-денудационных типов берегов в колебаниях химического состава подземных вод сказывается влияние моря, особенно в приливы с высотой до 4 м. Так, по данным многолетних режимных наблюдений, выполненных П.И. Лыгиным, Л.Ф. Каменской и другими в 1966–1990 гг., в устье р. Дукча (водоток 4-го порядка) в 300 м от морской береговой линии минерализация грунтовых вод в аллювиальных отложениях меняется от 0.45 г/дм³ в прилив до 0.13 г/дм³ в отлив, состав – от хлоридного натриево-кальциевого до гидрокарбонатно-хлоридного кальциево-натриевого. Уровень воды колеблется с амплитудой до 0.5 м в сутки в летнее время. Аналогичные результаты получены в долинах других водотоков независимо от их водосборной площади.

Видимо, это связано не с расходом потока подрусловых вод, а с гидростатическим напором, который, как известно, отражает уровень потенциальной энергии подземных вод в точке замера. Так, в долине руч. Корейский (водоток 2-го порядка), в 2 км западнее Нагаевского морпорта, в 80 м от морского берега скважина глубиной 10 м вскрыла обводненные валунно-галечные отложения с гравийно-супесчаным заполнителем. Вода сульфатно-гидрокарбонатная натриевая с минерализацией 0.1 г/дм³. Уровень ее летом свободный и переходит в напорный после образования слоя сезонного промерзания. Связи химического состава грунтовых вод с суточными изменениями уровня моря не установлено. О значительной потенциальной энергии грунтовых вод свидетельствует такой факт. Для расширения длины причала Нагаевского морпорта в 1964 г. была сооружена стена свай и металлических листов, выд-

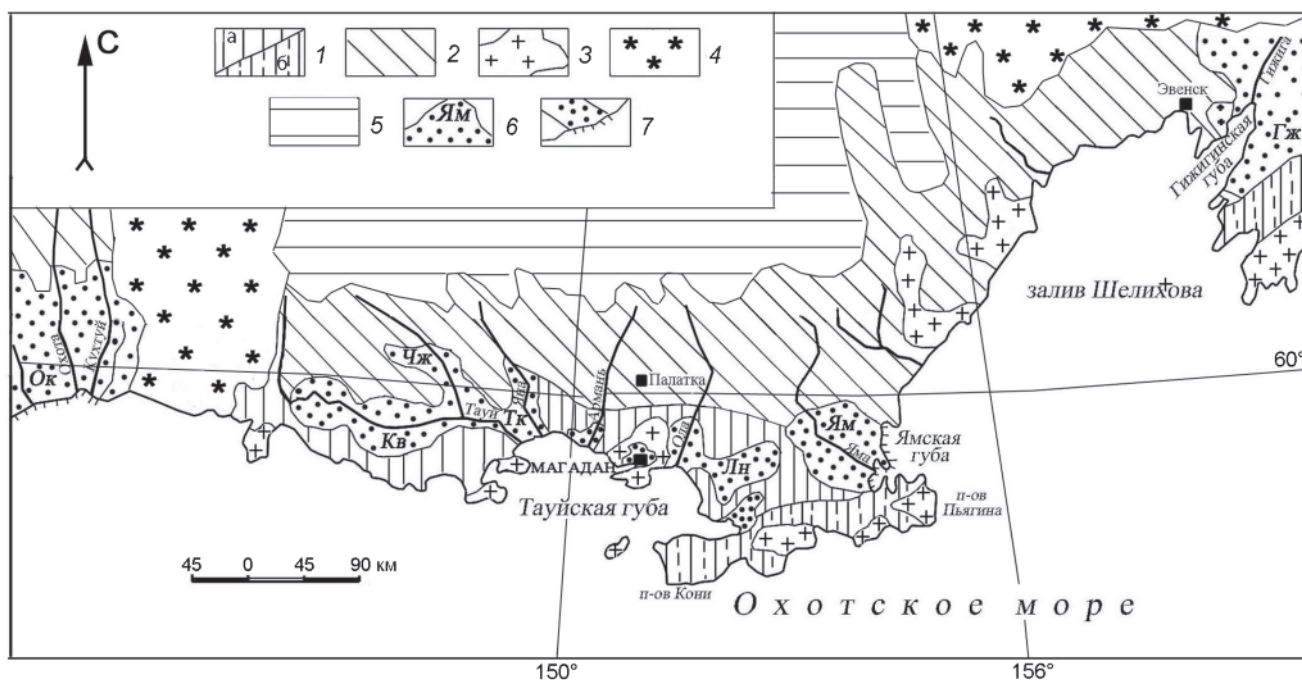
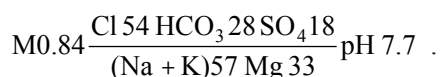


Рис. Структурно-гидрогеологическая схема североохотоморской береговой зоны (тектоническая основа по[2]).

1–2 – система вулканогенных массивов и бассейнов трещинных и трещинно-жильных вод, приуроченных к внутренней зоне (ОЧВП) (1), в том числе к подзоне а – унаследованной, б – регенерированной; и к внешней зоне ОЧВП (2); 3–4 – гидрогеологические массивы трещинных и трещинно-жильных вод, приуроченных к интрузивным массивам (3), и к дорифейским срединным массивам (4); 5 – Яно-Колымская гидрогеологическая складчатая область; 6 – артезианские бассейны с мезозойско-кайнозойским и кайнозойским осадочным чехлом с порово-, порово-трещинными и трещинно-пластовыми водами, в том числе: Ок – Охотско-Кухтуйский, Кв – Кавинский, Чж – Челомджинский, Тк – Тауйский, Лн – Ланковский, Ям – Ямский, Гж – Гижигинский; 7 – типы берегов: аккумулятивные (с бергштрихами), абразионные и абразионно-денудационные.

винутая в море примерно на 10 м. Промежуток между стеной и берегом засыпан гравийно-галечной и щебенчато-дресвяной смесью. Во время сооружения насыпь была насыщена морскими водами. В мае 1978 г. в пределах ее пройдена скважина глубиной 18 м, вскрывшая водоносные насыпные грунты и современные рыхлые морские отложения. Уровень воды в насыпных грунтах, по И.Н. Климову (1978 г.), примерно на 0.85 м выше наибольшего приливного, амплитуда внутрисуточных колебаний около 2 м. Химический состав воды постоянен и выражается формулой



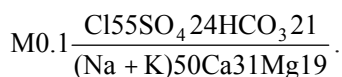
Следовательно, на этом участке потенциальная энергия потока грунтовых вод даже в начале теплого периода года достаточна для вытеснения морских из искусственных насыпных грунтов. Это связано с подтоком воды из трещиноватого гранодиоритового массива, у подножия которого расположен морпорт.

В границах контакта моря с кайнозойскими и мезокайнозойскими впадинами на рассматриваемом побережье открытого моря развиты берега аккумулятивного типа. На морских косах, отделяющих лагуны от моря, пресные грунтовые воды не выявлены. Даже на наиболее крупной косе Атарганской в Тауйской губе скважины вскрывали хлоридные натриево-кальциевые воды, минимальная минерализация которых составляла 19.3 г/дм³. Но на барах, отделяющих равнины от моря, а также в долинах водотоков всех уровней развиты грунтовые пресные воды, минерализация которых относительно постоянна во времени; при эксплуатации возможно подтягивание соленых вод. Подобный случай описал И.А. Зуев в 1958 г. в районе п. Охотск. Тем не менее, воды могут использоваться для водоснабжения объектов с потребностью до 30 м³/сутки. По данным Н.И. Панасюка, изучавшего в 1981 г. грунтовые воды на побережье Амахтонского залива, амплитуда суточных колебаний их уровня вблизи моря при эксплуатации водозаборов может достигать 2 м. Минерализация воды –

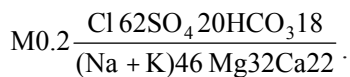
от 0.21 до 1.36 г/дм³ при хлоридном натриевом составе.

Приливно-отливные колебания уровней грунтовых вод в пойме без изменения качественного состава проявляются в прирусловых полосах пойм крупных рек 6–7-го порядков: Охота, Кухтуй, Тауй на расстоянии до 17 км от моря. В малых водотоках со значительными уклонами русел это влияние прослеживается не далее 0.5 км (рр. Дукча, Магаданка и др.).

На побережье залива Шелихова потенциальная энергия грунтовых потоков уменьшается по мере продвижения береговой линии к северу. Это связано с сокращением площади сквозных таликов, выполаживанием зеркала грунтовых вод. Здесь, в нижних течениях рр. Гижига и Чайбуха (водотоки 4-го и 5-го порядка) в современных аллювиальных отложениях в приустьевых участках грунтовые воды хлоридные натриевые. Как показывает В.И. Михеев, который изучал гидрогеологию данных площадей в 1969 г., режим вод контролируется приливами и отливами. Вблизи побережья воды хлоридные магниевые-натриевые с минерализацией в прилив 17.3 г/дм³, в отлив – 1 г/дм³. По мере удаления от моря на 1.2–1.5 км в долине руч. Ветренный подземные воды имеют минерализацию не более 6 г/дм³, состав хлоридный кальциево-натриевый, а на расстоянии 1.7 км в долине того же ручья воды сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией 1.7 г/дм³. Потенциальной энергии грунтовых вод на этом участке достаточно только для вытеснения морских непосредственно под руслами указанных рек. В устье р. Чайбуха в сентябре 1967 г. с глубины 11.5 м ниже дна реки получена пресная вода, химический облик которой выражен формулой



В устье р. Гижига на глубине 8 м ниже речного дна в октябре 1968 г. установлена пресная вода следующего состава



Подземные трещинные и локально-трещинные воды гидрогеологических массивов вулканогенных и интрузивных поднятий, вулканогенных адмассивов описаны совместно, поскольку фактический материал пока не позволяет дать их отдельную характеристику.

На прибрежных участках субширотного простирания практически повсеместно до глубин около 50 м и более ниже современного уровня моря под-

земные воды пресные гидрокарбонатно-хлоридные, гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные с минерализацией 0.15–0.3 г/дм³. Они были вскрыты в окрестностях г. Магадан, пп. Охотск, Армань, Балаганное. Водообильность магматогенных пород в зоне гипергенной трещиноватости и в зонах разломов достаточно высокая – в среднем удельные дебиты в пределах 0.2–0.6 л/с·м. Исключение составляет массив трещиноватых гранодиоритов, изученный в районе устья р. Тауй. Трещины в интервале 15–100 м закальматированы глиной и илом, удельный дебит скважины, по данным В.И. Аржановской (1986 г.), равен 0.006 л/с·м. Минерализация подземной воды 11.5 г/дм³, состав хлоридный натриевый.

Воды повсеместно напорные в нижних частях горных склонов и в речных долинах и со свободным уровнем на склонах и вершинах выположенных водоразделов. Сходными гидрогеологическими характеристиками обладают магматогенные структуры и в удалении от морского побережья.

В питании подземных вод и создании напоров большую роль играют сквозные водопоглощающие талики в зонах разломов на приподнятых элементах рельефа. Потенциальная энергия трещинных и трещинно-жильных вод, накопленная в гидрогеологических структурах, граничащих с морской акваторией, позволяет формировать субмаринные очаги разгрузки в пределах шельфа. Такие очаги выявлены нами в заливах Ушки, Шельтинга, в Ейринейской губе. Морфологически это воронкообразные понижения, дно которых выстлано галечниками. Минерализация придонных вод в них меньше, а температура воды выше, чем в вышележащих водных слоях. Например, в подобной воронке в заливе Ушки на глубине 119 м в августе минерализация была 32.5 г/дм³, а температура 1.5°C. На уровне дна залива (-27 м) они составили, соответственно, 33.5 г/дм³ и 1.04°C.

Подземные воды рассматриваемых структур на субмеридиональном отрезке береговой зоны обычно подмерзлотные трещинные и трещинно-жильные. Возрастание мощности и сплошности ТММП ограничивает развитие водопоглощающих таликов преимущественно руслами водотоков 3-го и большего порядков. В совокупности это приводит к снижению потенциальной энергии подземных трещинных и трещинно-жильных вод, что проявляется в повышении их минерализации в прибрежно-морских участках за счет примеси морских. Такие воды были вскрыты на побережье Гижигинской губы в гипергенно-трещиноватых кварцевых диоритах. Воды напорные, однако уровни их не поднимаются выше отметки максимального морского прилива. Водоупорная кровля – заглиниз-

рованная кора выветривания. Удельные дебиты скважин 0.13 л/с-м и меньше. Минерализация обычно более 1 г/дм³, состав хлоридный натриевый.

С подземными водами данного типа гидрогеологических структур связаны воды термальных источников Литорального, Беренджинского, Мотыклейского, Березового, Широкинского, Хиим, Таватумского. Эти источники описаны ранее в ряде работ [7, 9, 12, 15]. Учитывая это обстоятельство, отметим, что все источники выходят в днищах долин ручьев или рек. В геологическом отношении они приурочены к зонам трещиноватости на контакте гранитных интрузий с эффузивными или туфогенно-эффузивными образованиями. Состав воды хлоридный натриевый и кальциево-натриевый. Наиболее высокую минерализацию имеют воды Таватумского источника, состав которых отражает формула

$$M17.8 \frac{Cl85}{(Na + K)53Ca44}$$

Температура воды 58.5°C. Из хлоридных вод наименее минерализованы воды Березового источника, имеющие состав

$$M1.6 \frac{Cl96}{(Na + K)48Ca44}$$

температура 22°C. В бальнеологическом отношении ценными являются воды Мотыклейского источника, состав их

$$M5.1 \frac{Cl99}{Ca67(Na + K)32}$$

температура воды 43°C.

При обследовании Литорального, Беренджинского, Мотыклейского источников термоминеральных вод в 1970 г. нами были взяты пробы газов, свободных и растворенных. Аналогичные опробования проведены и на других источниках [7]. Выяснилось, что газы повсеместно содержат азот – от 95.1 до 100 объемных %. Исключение составляет газ Беренджинского источника, имеющий состав (в объемных %): CO₂ – 1.4; CH₄ – 38; N₂ – 55.2; He – 0.021; Ar – 1.218; O₂ – 4.1 (анализы выполнены в Институте газа АН СССР). Вполне вероятно, что метан генерируется на участке разгрузки термальных вод, но не исключена возможность примеси его из недр субмаринного Североохотоморского осадочного бассейна.

Аномально высокое содержание гелия может быть связано с повышенной радиоактивностью приконтактных зон гранитных интрузий. Радиоактив-

ность кислых интрузивных массивов в данном районе установлена С.С. Юдиным.

Подземные пластовые поровые, порово-трещинные и трещинные воды свойственны мезокайнозойским и кайнозойским ОБ, которые с гидрогеологических позиций являются типичными артезианскими бассейнами (АБ). По геолого-структурным признакам выделяем три вида АБ, получивших развитие в пределах североохотоморской береговой зоны:

Охотско-Кухтуйский АБ относится к аэральному фрагменту обширного субмаринного Североохотоморского АБ.

Ямско-Тауйский АБ первого порядка состоит из комплекса впадин (АБ второго порядка), частично сливающихся, частично изолированных межгорных (Кавинская, Челомджинская, Янская, Арманская, Магаданская, Ольская, Ланковская, Мелководненская – открытые в Тауйскую губу; Ямская, Иретская – открытые в Ямскую губу залива Шелихова). Из замкнутых впадин в этот комплекс входят Балахапчанская, Горгычанская, Верхне-Ойринская, сформированные в зоне окраинно-континентального рифта [4].

Гижигинский АБ приурочен к аэральному фрагменту субмаринного Гижигинского АБ.

В Охотско-Кухтуйском АБ осадочный чехол сложен миоценовыми угленосными отложениями и четвертичными аллювиальными и ледниковыми образованиями. По данным бурения на Кухтуйском и Мареканском буроугольных месторождениях, воды, в том числе подмерзлотные, в удалении от моря на 4 км до изученной глубины в 100 м – пресные гидрокарбонатные натриевые. Под региональным глинистым водоупором ранне-среднемиоценового возраста вскрыты солоноватые воды, состав которых вы-

$$\text{ражается формулой } M6 \frac{Cl98}{(Na + K)62 Ca38} \text{ рН } 7.4.$$

В Ямско-Тауйском АБ по комплексу геологических показателей в осадочном чехле выделено два водоносных комплекса. Нижний – в объеме от раннего мела до палеоцен-эоцена. Осадочные породы угленосные, сформировались в условиях континентального гумидного климата. Степень катагенетической преобразованности до средних градаций мезокатагенеза и выше. Ожидаемый характер коллекторов – трещинно-порово-пластовый, трещинно-пластовый, пластово- и локально-трещинный. Верхний комплекс (в объеме от эоцена до четвертичного возраста) сформирован в таких же условиях гумидного континентального климата. Катагенетическая преобразованность пород не превышает начальной стадии мезока-

тагенеза. Коллекторские слои – с порово-пластовой, порово-трещинно-пластовой водопроницаемостью.

Подземные воды нижнего комплекса изучены у северного борта структуры за пределами береговой зоны при разведке Хасынского и Челомджинского месторождений угля. Трещинно-пластовые воды напорные в речных долинах и со свободным уровнем на водоразделах. Коэффициенты фильтрации водоносных песчаников, углей, трещиноватых алевролитов – 0.5-0.6 м/сутки. Удельные дебиты скважин при откачках – в пределах 0.21-0.42 л/с·м. Химический состав воды чаще всего характеризуется формулой:

$$M0.1 - 0.25 \frac{(CO_3 + HCO_3)82 - 95SO_4^3 - 12}{(Na + K)63 - 78Ca18 - 23Mg4 - 19} pH7 - 7.8.$$

Подземные воды верхнего комплекса изучались при разведке бурогоугольного месторождения Ланковского, а также при поисках источников водоснабжения населенных пунктов, при структурно-параметрическом бурении.

Анализ имеющегося фактического материала показывает, что в верхнем комплексе осадочного чехла наиболее распространены воды гидрокарбонатные или карбонатно-гидрокарбонатные натриевые или кальциево-натриевые пресные. В виде линз или блоков в слабопроницаемых отложениях залегают соленоватые хлоридные кальциево-натриевые воды. На берегу моря можно встретить и слабые рассолы в пластах, подстилающих отложения с пресными водами (табл. 2).

Для раскрытия особенностей формирования гидрогеохимических зональностей в Ямско-Тауйском АБ дополнительно приведем данные, полученные при бурении и опробовании параметрической скважины К-2 в Кавинском АБ 2-го порядка. Она пройдена на междуречье Кавы и Челомджи, опробована в процессе бурения в 1970 г. Данные анализов проб воды приведены в табл. 2. Структурной особенностью этого АБ является наличие выступа интрузивных пород между устьями рек Тауй и Яна. Этот выступ перекрыт слоем рыхлых четвертичных отложений мощностью до 60 м и отделяет Кавинский и Челомджинский АБ от морской акватории. В них развиты мощные пачки глинистых отложений, являющихся региональными водоупорами. Все это в совокупности с распространением ТММП затрудняет водообмен в недрах рассматриваемых АБ, поэтому здесь существуют благоприятные условия для накопления и сохранения элизионных вод, определяющих уменьшение минерализации подземных с глубиной залегания [11].

В Гижигинском АБ по геологическим признакам выделено также два водоносных комплекса:

нижний – палеоцен-эоценовый эффузивно-туфогенный и верхний – олигоцен-плиоценовый угленосный.

Нижний комплекс представлен чередованием слоев туфопесчаников, туфоконгломератов, туфолав с базальтами. Подземные воды вскрыты скважинами ниже подошвы ТММП на глубине от 16 до 93 м в приустьевом участке р. Чайбуха и на удалении до 4 км от побережья. Воды напорные, гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные с минерализацией 0.2–0.5 г/дм³. Водообильность вскрытого разреза незначительна. Удельные дебиты скважин, по В.И. Михееву и др. (1969 г.), не превышают 0.1 л/с·м. По геофизическим данным, минерализация воды с глубиной возрастает и на глубине более 100 м она, видимо, близка к минерализации морской воды.

Верхний водоносный комплекс изучен ниже подошвы ТММП на морском побережье и до 1.5 км вглубь суши, а в поймах рек Гижига и Чайбуха – под слоем талых рыхлых четвертичных отложений. Глубина вскрытия до 80 м. Воды обладают напором до 53 м, статические уровни, как правило, выше уровня моря. Однако в этом районе встречены криогенно изолированные линзы с аномально низкими статическими уровнями – с отметками от 5 до 20 м ниже современного уровня моря. Водоносные свойства комплекса низкие, удельные дебиты, по данным И.В. Героя (1960 г.), находятся в пределах 0.03–0.05 л/с·м, за исключением единичных скважин, удельный дебит которых достигал 0.83 л/с·м. Химический состав подземных вод вблизи русел рек в зонах сквозных таликов хлоридный натриевый, минерализация 0.4–0.5 г/дм³; по мере удаления от реки на 1.2–1.5 км минерализация увеличивается до 4.2–5.4 г/дм³. Следовательно, в нижнем течении рр. Гижига, Чайбуха, Авекова и др. наиболее активный водообмен осуществляется не по всей площади пласта, а в пределах сквозных таликов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАБОТ

Анализируя изложенный материал, можно заметить, что активность гидрогеологических обменных процессов, потенциальная энергия потоков подземных вод, в том числе грунтовых, в пределах субширотного отрезка береговой зоны значительно выше, чем на субмеридиональном. Этот факт показывает, что при сходстве климатических обстановок гидрогеологические различия определяются геологическими причинами. Для распространения подземных вод важно то, что во внутренней зоне ОЧВП преобладают эффузивные и эффузивно-туфовые образования основного состава, а интрузии представлены гранодиоритами. Во внешней зоне развиты преимущественно изверженные породы среднего и кислого

Таблица 2. Химический состав подземных вод олигоцен-четвертичных отложений Ямско-Тауйского артезианского бассейна (по материалам Л.А. Анкудинова, 1971 г.; В.И. Аржановской и др., 1979 г.; А.Л. Банкова и др., 1968 г.; В.Я. Зинченко, 1972 г.; В.И. Михеева, В.М. Иванова, 1969 г.; В.В. Осинцева и др., 1981 г.; И.П. Шелудько, 1973 г.).

Скважины, общие сведения, дата опробования	Ин- тервал опро- бова- ния, м	Основные макрокомпоненты, мг/дм ³							Формула химического состава
		Na+K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ольский артезианский бассейн 2-го порядка									
Скважина на берегу Тауйской губы, в 2,6 км восточнее устья р. Ола. Отметка устья 2,7 м. Глубина 400 м. Вскрыт миоцен. VI.1989 г. Удельный дебит скважины 0,11 л/с·м	166– 269	15179	3487	1823	33692	2792	25	65	M57 $\frac{Cl_{194}}{Na_{65}Ca_{19}Mg_{16}}$ Содержание К – 1528 мг/дм ³ ; SiO ₂ – 6 мг/дм ³
Скважина в долине р.Сердых, в 40 км от берега моря. Отметка устья 153,9 м. Глубина 401,5 м. Ольская впадина. Вскрыт миоцен. X.1988 г. Удельный дебит скважины 13,9 л/с·м	365– 397	34.4	1.6	0.1	3.6	10	-	80.5	M0.1 $\frac{HCO_3 81 SO_4 13}{(Na + K) 91}$ pH = 8
Скважина в нижнем течении р. Ола. Отметка устья 16 м. Глубина 350 м. Вскрыт неоген (N ₁) X.1978 г. Удельный дебит скважины 0,02 л/с·м	240– 320	773.7	470. 1	14.1	2058	10	-	24.4	M3.4 $\frac{Cl_{199}}{(Na + K) 57 Ca_{40}}$ pH=7,2; Feобщ.-0
Уптарский артезианский бассейн 2-го порядка									
Скважина в месте слияния рр. Уптар и Хасын. Отметка устья 114,6 м. Глубина 210 м. Хасын-Уптарская впадина. Вскрыт миоцен. VIII.1987	109– 210	74.3	6	1.2	53.6	35	-	85.4	M0.2 $\frac{Cl_{141} HCO_3 39 SO_4 20}{(Na + K) 89}$
Скважина в пойме р. Уптар, у одноименного поселка. Отметка устья 200 м. Глубина 317,6 м. Вскрыт неоген (N). VIII.1972 г.	159– 318	145.8	11.8	нет	176.6	65	-	36.6	M0.46 $\frac{Cl_{172} SO_4 19}{(Na + K) 91}$ pH = 6,6
Магаданский артезианский бассейн 2-го порядка									
Скважина в пойме р. Магаданка, в черте города. Отметка устья 25 м. Глубина 390 м. Магаданская впадина. Вскрыт миоцен (N ₁). XI-XII.1970 г.	50– 390	35.2	25	2.5	92.1	-	-	103.7	M0.24 $\frac{Cl_{164} HCO_3 24}{(Na + K) 36 Ca_{29} Fe_{27}}$ pH = 8; Fe ²⁺ – 30 мг/дм ³
Там же. Отметка устья 25 м. Глубина 380 м. Вскрыт миоцен (N ₁)	177– 258	213.4	93	8.8	480	14.4	-	51.2	M0.63 $\frac{Cl_{192}}{(Na + K) 41 Ca_{32} Fe_{11}}$ pH = 8; Fe - 30 мг/дм ³
Кавинский артезианский бассейн 2-го порядка									
Скв. К-2. Отметка устья 85 м, глубина 1403 м.	765– 815	1076	5.2	0	130	10	516	1.9	M 2.0 $\frac{CO_3 86 Cl_{113}}{(Na + K) 98}$ pH 8
	888– 910	529	4.8	0	81.1	6	241.2	206.2	M1.0 $\frac{(CO_3 + HCO_3) 82 Cl_{116}}{(Na + K) 98}$
	942– 989	391.5	4.3	0	83.8	8	229.4	282.1	M0.7 $\frac{pH = 7,6}{(CO_3 + HCO_3) 74 Cl_{121}}$ (Na + K) 97

состава (андезиты, липариты, дациты и др.), среди интрузивных – граниты. Как известно, основные породы, особенно базальты, устойчивы к выветриванию по сравнению со средними и кислыми разностями. По этой причине в зоне гипергенеза они более водообильны. Наглядно это можно продемонстрировать данными многолетних гидрологических наблюдений за среднемесячными расходами воды в начале зимней межени в реках со сходными климатическими и геоморфологическими условиями, но дренирующими разные зоны ОЧВП (табл. 3).

Хорошо известно, что первые месяцы холодного периода года после прекращения выпадения дождей водооток почти на 80% питаются водами СТС и надмерзлотных таликов притоков 2-го, 3-го порядков (по Р. Хортону). В конце декабря – январе СТС в основном перемерзает, надмерзлотные талики горных ручьев полностью осушаются, реки вступают в критический водный период своего существования [15]. Из табл. 3 видно, что во внутренней зоне питания рек в зимнее время более благоприятно, чем во внешней. Следовательно, в этой зоне подземные воды, грунтовые и СТС, оказывают влияние на режим зимнего стока рек в 2–3 раза большее, чем во внешней зоне ОЧВП. Это подтверждает высказанное выше мнение о гидрогеологической значимости геологических зональностей ОЧВП. Различия проявляются в большей водообильности подмерзлотных зон разломов и трещиноватых приподошвенных горизонтов зоны гипергенеза, в большей прерывистости криолитозоны, уменьшении мощности ТММП на водоразделах, возрастании потенциальной энергии подземных вод в зоне активного водообмена. Последнее способствует возникновению субквальных очагов разгрузки пресных вод, зафиксированных у морского побережья открытого моря, но отсутствующих у берегов залива Шелихова. Таким образом, с

геологических позиций можно достаточно убедительно объяснить общие гидрогеологические особенности североохотоморской береговой зоны.

Возникает вопрос о природе солоноватых и соленых хлоридных кальциевых вод в АБ, осадочный чехол которых образовался и существовал в континентальных условиях, а также о наличии зоны соленых хлоридных вод в магматогенных гидрогеологических структурах. Нуждается в объяснении и механизм формирования хлоридных вод термальных источников в обстановках, когда потенциальная энергия пресных подземных вод превышает энергию морских.

Ранее мы увязали процесс формирования подземных хлоридных кальциево-натриевых и натриево-кальциевых вод со становлением толщи многолетнемерзлых пород в позднем плейстоцене [8]. Климатические, геокриологические и гидрологические изменения в это время вызвали региональную сработку ресурсов подземных вод. Осушение недр осуществлялось за счет сил гравитации и криогенного отжатия, возникающего при замерзании водоносных отложений. О длительности региональной сработки ресурсов подземных вод можно судить ориентировочно, исходя из времени начала снижения уровня Мирового океана и до его подъема, но в любом случае оно продолжалось не менее 50–60 тыс. лет. В течение этих лет пьезометрическая поверхность подземных вод опустилась до отметок подошвы мерзлой зоны, т.е. глубины не менее 400–450 м. С началом потепления климата, подъем уровня моря, обусловленный таянием ледников, происходил быстрее, чем формирование сквозных таликов на суше. Под накачиваемым морем оттаивание шло интенсивнее, в том числе по той причине, что соленые морские воды способны к инфильтрации в отрицательнотемпературные породы. В связи с этим, по зонам разломов

Таблица 3. Среднемесячные расходы воды в реках за многолетний период наблюдений в начале зимней межени во внешней и внутренней зонах ОЧВП [16].

№ пп	Река, пост, водосборная площадь (км ²)	Гидрологические показатели: числ. – расход, м ³ /с; знамен. – модуль стока, л/с·км ²		
		м е с я ц ы		
		октябрь	ноябрь	декабрь
Внешняя зона ОЧВП				
1	Левая Яна, пос. Яна, 1170	6.07/5.2	1.55/1.3	0.69/0.6
2	Хасын, по. Стекольный, 682	6.46/9.5	1.52/2.2	0.65/1.0
3	Туромча, 5 км выше устья, 188 (за 1975-1979 гг.)	3.08/16.4	0.8/4.3	0.59/3.1
Внутренняя зона ОЧВП				
1	Дукча, устье, 330	5.49/16.6	2.74/8.3	1.9/5.8
2	Магаданка, г. Магадан, 155 (за 1938-1957 гг.)	3.66/23.6	1.77/11.4	1.06/6.8
3	Каменушка, 3,3 км выше плотины, 58,8	1.11/18.9	0.53/9.0	0.38/6.5

магматогенных и метаморфогенных образований и водопроницаемым слоям осадочных пород морские воды внедрялись в осушенные недра. Таким образом, на границе верхнего плейстоцена и раннего голоцена произошла своеобразная подземная ингрессия в прибрежную сушу. В позднем голоцене, когда мерзлая зона из сплошной превратилась в прерывистую и на всех элементах рельефа возникли сплошные талики, начался процесс вытеснения соленых морских вод, состав которых изменился за счет обменной адсорбции, приняв облик хлоркальциевых. К настоящему времени воды подземной ингрессии сохранились в разбавленном виде в пределах осадочного чехла с относительно затрудненным водообменом. Такой водообмен, видимо, свойственен подмерзлотным водам Гижигинского АБ, а также слабопроточным линзам в Ольском АБ.

Вывод о существовании подземной ингрессии морских вод в конце позднего плейстоцена – начале голоцена подтверждается результатами изотопного анализа подземных солоноватых вод, вскрытых на глубине 80–200 м в долине р. Ланкучан, примерно в 20 км севернее побережья Охотского моря на площади Ольского АБ. Химический состав их выражается

формулой $M5.7 \frac{Cl98}{Ca73Na26}$. Изотопный состав воды

определен в Институте ВСЕГИНГЕО [17]. По полученным данным, солоноватые воды по значению $\delta^{18}O$, равному минус 15.3‰, не отличаются от вод зоны активного водообмена и значительно облегчены по сравнению с современными морскими, даже с учетом разбавления. Этот факт объясняется тем, что подъем уровня моря в позднем плейстоцене происходил за счет таяния изотопно облегченных ледово-снежных накоплений на суше. Принимая во внимание изолированность Охотского моря, можно полагать, что в сдренированные недра суши инфильтровалась изотопно легкая, в сравнении с современной, морская вода. Не исключено, что и минерализация ее была ниже современной. Без учета этих особенностей невозможно объяснить происхождение хлоркальциевых вод в позднекайнозойских континентальных отложениях и в магматических образованиях.

В гидрогеологических структурах трещинных и трещинно-жильных вод в зонах сейсмической активности инфильтрующиеся морские воды достигали локальных прогретых зон, приобретая дополнительную энергию за счет повышения температуры. Это позволяет талассогенным водам разгружаться в долинах водотоков по зонам открытой трещиноватости на контакте интрузий с другими породами в современный период. Разбавляющее влияние хо-

лодных метеогенных вод сказывается в том, что с уменьшением минерализации падает и температура термальных вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые выполненное комплексное описание гидрогеологических обстановок североохотоморской береговой зоны позволило раскрыть не только общие характеристики условий формирования ресурсов пресных вод, но и установить некоторые ранее неизвестные региональные закономерности.

Прежде всего, выявлены различия в распространении подземных вод во внутренней и внешней зонах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, проявившиеся во всех типах гидрогеологических структур. Наиболее благоприятны предпосылки формирования ресурсов пресных подземных вод во внутренней зоне ОЧВП. Этот вывод интересен как с позиций поисков месторождений пресных подземных вод, так и общих экологических оценок. Известно, например, что нерестилища горбуши могут размещаться на участках надмерзлотных таликов, а более ценные виды лососевых (кета, кижуч, нерка) устраивают нерестилища на участках сквозных водовыводящих таликов. Следовательно, потенциально площади внутренней зоны ОЧВП более перспективны для искусственного увеличения стада ценных лососей.

Интересные данные для оценки экологической значимости гидрогеологических различий получены при бактериологических исследованиях тихоокеанских лососей, нерестящихся в реках североохотоморского побережья. Выяснилось, что в 1994–2003 гг. рыбы в водотоках, дренирующих вулканогенные поля внешней зоны (рр. Иреть, Широкая, Тахтояма), были заражены бактериями вида *Aeromonas hydrophila* почти в 2 раза чаще, чем рыбы в реках внутренней зоны ОЧВП (рр. Яна, Ланковая, Тауй) [5]. Этот факт мы связываем с тем, что геохимическая специализация внешней зоны ОЧВП, в отличие от внутренней, предопределяет развитие золотосеребряного оруденения, сопровождаемое распространением ореолов рассеяния токсичных микроэлементов – мышьяка, сурьмы, кадмия. Эти элементы ослабляют организм рыб, что способствует большей их подверженности инфекционным заболеваниям.

Таким образом, дальнейшее изучение гидрогеологических закономерностей береговой зоны северной части Охотского моря представляет комплексный геоэкологический интерес.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андерсон П.М., Ложкин А.В. Позднечетвертичные растительность и климаты Сибири и Дальнего Востока (пали-

- нологическая и радиоуглеродная база данных). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2002. 369 с.
2. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
 3. Болдовский Н.В. Гидрогеологические системы Восточно-Азиатского окраинно-континентального пояса: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 2003. 48 с.
 4. Вашилов Ю.Я., Глотов В.Е., Гревцев А.В. Геолого-гидрогеологические особенности впадин северного побережья Охотского моря в связи с оценкой их нефтегазоносности // Геодинамика, магматизм и минерагения континент. окраин Севера Пацифики: материалы Всерос. совещ. в 3-х т. Т. 2. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 20–24.
 5. Витомская Е.А., Видишев Ю.А. Бактериологические исследования тихоокеанских лососей северной части бассейна Охотского моря // Северо-Восток России: прошлое, настоящее, будущее: материалы II регион. науч.-практ. конф. в 3-х т. Магадан, 27-28.11.2003 г. Т. II. Магадан: Кордис, 2004. С. 28–29.
 6. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 513 с.
 7. Гидрогеология СССР. Т. 26. Северо-Восток СССР / Ред. О.Н. Толстихин. М.: Недра, 1972. 297 с.
 8. Глотов В.Е., Глотова Л.П. К проблеме формирования и геоэкологической значимости хлоркальциевых вод северного побережья Охотского моря // Колыма. 2000. № 3. С. 20–25 с.
 9. Глотов В.Е., Глотова Л.П. Бальнеологические ресурсы недр Северо-Востока России // Наука Северо-Востока России начало века: материалы Всерос. науч. конф., посвящ. памяти акад. К.В. Симакова. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. С. 451–456.
 10. Глотов В.Е., Глотова Л.П., Вашилов Ю.Я. Гидрогеологические и геолого-геофизические условия Нижне-Арманской равнины // Геология, география и биологическое разнообразие Северо-Востока России: материалы регион. конф., посвящ. памяти А.П. Васьяковского. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 101–104.
 11. Глотов В.Е., Иванов В.В. Характер гидрогеохимической зональности в разнотипных осадочных бассейнах Северо-Востока СССР // Геология нефти и газа. 1982. № 4. С. 35–39.
 12. Гольдтман В.Г. К вопросу формирования береговых терм Северо-Востока СССР // Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1967. С. 81–87.
 13. Гончаров В.И., Глотов В.Е., Гревцев А.В. Топливо-энергетический потенциал Северо-Востока России // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 20, № 4. С. 35–46.
 14. Зуев И.А. Геокриологические, геотермические и сейсмические особенности Приохотской рифтовой зоны в районе Тауйской губы // Колыма. 1995. № 9–10. С. 8–15.
 15. Калабин А.И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР // Труды ВНИИ-1. 1960. Т. 28. 470 с.
 16. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. РСФСР. // Бассейны Колымы и рек Магаданской области. Л.: Гидрометеиздат, 1985. Вып. 19. 429 с.
 17. Сержников А.И. Изотопный состав водорода и кислорода и процессы формирования природных вод Примагаданской территории // Колыма. 1994. № 11–12. С. 6–12.
 18. Справочник по климату. Суммарная радиация. Вып. 1-34. Л.: Гидрометеиздат, 1964–1975.
 19. Структурно-генетическая карта рельефа окраины континента и шельфа морей Востока СССР. 1:1 500 000 / Гл. ред Л.И. Красный, В.Г. Ульст. Л.: ВСЕГЕИ, 1979.
 20. Фотиев С.М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М.: Наука, 1978. 236 с.

V.E. Glotov, L.P. Glotova

Hydrogeology of the northern coastal zone of the Sea of Okhotsk

For the first time a complex description of major factors of formation, conditions of occurrences and ground water composition has been provided. Permafrost and hydrogeologic peculiarities of the Sea of Okhotsk coast from the Urak River on the west to Taigonos Peninsula on the east are outlined. It is shown that in generally similar climatic environments over the whole coastal zone, the geologic distinctions between the inner and the outer zone of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt affect substantially the recognition of permafrost and hydrogeologic conditions in the coastal zone. The most favorable conditions for the development of active water exchange are in the inner zone of the belt. The regional deep drainage of the ground in the Late Pleistocene cryochrome, subsequent global warming and transgression of the Sea of Okhotsk at the beginning of the Holocene played a major role in the formation of hydrogeochemical zoning in the sedimentary covers of artesian basins, and also in the formation of the zone of chloride salty and salt-like fracture and fracture-veined waters of the coastal hydrogeologic structures. New data that give evidence of geoecological implications of the identified regularities were obtained.

Key words: coastal zone, permafrost rocks, groundwater, geoecology, the Sea of Okhotsk.