

### **К проблеме формирования инверсий гидрогеохимической зональности**

Рассматриваются условия образования гидрохимических инверсионных разрезов в низах осадочного чехла Западной Сибири и шельфа Южного Вьетнама. Обосновывается значительная роль эндогенных флюидов в формировании химического состава маломинерализованных гидрокарбонатно-натриевых вод. Увеличение бор-бромного отношения принимается в качестве основного критерия поступления высокотемпературных эндогенных вод в нижние горизонты осадочного чехла.

Ключевые слова: гидрокарбонатно-натриевые воды, инверсия, эндогенный флюид, бор, бром.

It is considered conditions of forming hydrochemical inversion in sedimentary cover of Western Siberia and Southern Vietnam shelf. It is proved, that there is the important role of endogenic fluid in forming low mineralized hydrocarbonate sodium water chemistry. Boron bromine rate increase is the main criterion of high-temperature endogenic water seepage in low layers of sedimentary cover.

Mots key: hydrocarbonate sodium water, inversion, endogenic fluid, boron, bromine.

\* \_\_\_\_\_ \*

1. Кафедра гидрогеологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, заведующий кафедрой, профессор, докт. геол.-минерал. н., e-mail:hydro@geol.msu.ru
2. Кафедра гидрогеологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, ст. науч. сотр., канд. геол.-минерал. н., e-mail:TA\_Kireeva@mail.ru

### **Введение**

Инверсионные типы вертикальной гидрогеохимической зональности, для которых характерны хорошо выраженное уменьшение минерализации подземных вод с увеличением глубины залегания водоносных горизонтов и соответствующие изменения их химического состава, установлены в настоящее время для гидрогеологических районов разного типа.

Воды пониженной минерализации (по сравнению с вышезалегающими) и с преобладанием гидрокарбоната натрия в солевом составе были описаны В.А. Сулиным еще в 30-х гг XX в. Однако до сих пор среди исследователей нет единого мнения о причинах формирования инверсионных гидрогеохимических разрезов. Вместе с тем установление генезиса глубоких маломинерализованных гидрокарбонатно-натриевых вод имеет не только научное, но и важное практическое значение, так как эмпирически давно установлена связь между инверсионными водами и нефтеносностью, что позволяет считать наличие инверсионных вод одним из поисковых критериев нефтегазоносности.

### **История вопроса**

В настоящее время существуют три основные гипотезы образования инверсионных вод: 1) Поступление эндогенных флюидов, содержащих  $\text{CO}_2$ , в зоны седиментационных рассолов нижних частей артезианских бассейнов (В.А. Кротова, И.А. Лагунова, Ю.А. Ежов); 2) Переход связанной воды в свободное состояние в результате процессов уплотнение осадочных пород и прекристаллизации глинистых минералов (элизионно-дегидрационная гипотеза) (Л.Н. Капченко, А.А. Карцев, В.М. Матусевич); 3) Дистилляция и конденсация водоуглеводородных парогазовых смесей, сопровождающие процесс формирования углеводородных (УВ) скоплений (В.В. Коллодий, Б.Н. Султанов).

Последнее предположение основано на некотором сходстве маломинерализованных (минерализация обычно  $< 1,0$  г/л) конденсационных вод, которые часто подстилают УВ залежи, а также образуются при эксплуатации скважин в результате снижения пластового давления. Однако по ряду показателей конденсационные воды существенно отличаются от инверсионных. Так, в частности, в конденсационных водах резко понижено содержание брома (обычно  $\sim 1$  мг/л) и йода (как правило  $\sim 0,5$  мг/л), в то время как в инверсионных водах содержание брома и йода обычно не менее 25–65 и 10–20 мг/л соответственно. Кроме того, пока еще нет оценок масштабов этого явления и трудно предположить, что формирование маломинерализованной «оторочки» вокруг УВ залежей способно вызвать изменение химического состава пластовых вод в пределах водоносного горизонта в целом, в том числе и на участках, непосредственно не связанных с залежами УВ.

В настоящее время широкое распространение глубоких инверсионных вод установлено главным образом для центральной части Западно-Сибирского артезианского бассейна, где они связаны с отложениями юрского и частично нижнемелового водоносных комплексов.

Абсолютное большинство геологов-нефтяников отдают предпочтение элизионно–дегидрационной гипотезе формирования инверсионных вод [Капченко, 1983; Карцев и др. 1986, Назаров, 2003, Нелюбин, 1985]. Для Западной Сибири это утверждение было подкреплено работами Л.Н. Капченко, который на большом фактическом материале показал связь опреснения с глинистостью разреза [Капченко, 1983]. По его данным наибольшее опреснение подземных вод наблюдалось при увеличении глинистости. Однако полученные данные можно трактовать и иначе: возможно, увеличение глинистости улучшает флюидоупорные свойства пород и

способствует задержанию и «сохранению» в породах маломинерализованных глубинных флюидов, поступающих от фундамента.

Гипотеза образования опресненных вод в результате дегидратации глинистых минералов и элизионного отжима вызывает ряд существенных возражений.

Дегидратация глинистых минералов и преобразование рассеянного органического вещества (ОВ) пород, в результате чего появляются «возрожденные» воды – это катагенный процесс, который должен проявляться латерально в разрезе осадочных пород при достижении определенных значений пластовой температуры ( $T_{пл}$ ) и давления ( $P_{пл}$ ). Максимальное же проявление этого процесса должно соответствовать  $T_{пл} \sim 80-100^\circ\text{C}$  и глубинам  $\sim 1500-2000$  м, т.е. главной фазе нефтеобразования. Однако, как неоднократно подчеркивалось многими исследователями, опреснение инверсионных вод прогрессивно увеличивается с глубиной, т.е. с увеличением  $T_{пл}$  и  $P_{пл}$ . В частности Т.С. Строгановой [Строганова, 2003] по материалам исследования более 200 скважин нескольких месторождений Сургутского свода Западной Сибири установлено, что для однотипных в фациальном плане пород, на одних и тех же глубинах в пределах одного месторождения присутствуют воды разной минерализации и разного геохимического типа. Еще более резко проявляются эти различия при сравнении подземных вод юрских отложений Сургутского свода и западной части Томской области [Назаров, 2003].

Кроме того, отделение литогенных вод представляет собой медленный процесс, происходящий в масштабах геологического времени, т.е. являющийся по сути квазистационарным. Поэтому отделяющиеся воды, которые в момент своего образования являются практически дистиллированными, должны сразу же реагировать с вмещающими горными породами, растворяя их. Другими словами, минерализация литогенных вод, при их относительной агрессивности в связи с повышенными

значениями температуры, должна увеличиваться с той же скоростью, с какой они образуются. Это в определенной мере подтверждают данные З.А Кривошеевой, которая по результатам анализа водных вытяжек из глинистых пород выделила участки разреза, где происходило наиболее интенсивное отделение «возрожденных» вод. В результате было установлено, что в этих интервалах минерализация поровых вод не уменьшалась, а наоборот, возрастала [Кривошеева, 1974]

### **Постановка задачи**

С позиций определения генезиса инверсионных вод представляется важным рассмотреть содержание и соотношение в них некоторых типичных микрокомпонентов. При этом для такого анализа наиболее целесообразно воспользоваться бор-бромным (В/Br) отношением исходя из особенностей геохимии этих элементов.

Высокая растворимость соединений брома, превышающая растворимость хлоридов, приводит к непрерывному увеличению содержания брома в растворе по мере концентрирования последнего. Поэтому, как показал еще М.Г. Валяшко, содержание брома в природных водах является функцией их минерализации. При этом бром в незначительном количестве переносится высокотемпературными гидротермами и в виде газопаровых смесей, о чем свидетельствует его крайне низкое содержание в конденсатогенных водах, не превышающее 1–2 мг/л, а также в современных гидротермах, в которых его содержание колеблется в пределах 0,2–0,5 мг/л, редко достигая 4–5 мг/л [Карпов, 2006], что более чем на порядок меньше его среднего содержания в океанической воде, равного 65 мг/л.

Растворимость большинства соединений бора, в отличие от бромидов, резко увеличивается с ростом температуры, поэтому постоянно отмечается повышенное содержание бора в высокотемпературных ( $T > 100^{\circ}\text{C}$ ) гидротермах. Так, в перегретых

хлоридно-натриевых термах с минерализацией 2–4 г/л, содержание бора в среднем составляет 150–250 мг/л [Пилипенко, 1974].

Анализ литературных данных показывает, что «первоначальное» В/Вг отношение равно 0,15–0,30 и характеризующее среднее соотношение бора и брома в океанской воде, сохраняется и в процессе концентрирования и метаморфизма седиментогенных рассолов. Так, рассчитанное Т.А. Киреевой отношение В/Вг для рассолов древних платформ, изменяется от 0,13 до 0,36 (табл. 1), что практически равно данному отношению для морской воды (0,08–0,18), несмотря на то, что эти рассолы имеют минерализацию более 100 г/л, что характеризует высокую степень их метаморфизма. Таким образом, значения В/Вг коэффициента приближающиеся к 1 или превышающие это значение, должны свидетельствовать о резком увеличении температуры питающего раствора, т.е. о поступлении эндогенных флюидов.

Проанализируем с этой точки зрения В/Вг отношение для подземных вод осадочного чехла Сургутского свода Западной Сибири и шельфа Южного Вьетнама (месторождение Белый Тигр)

**Анализ фактических данных по структуре Сургутского свода (Западная Сибирь).**

В разрезе этой структуры четко фиксируются два различающихся гидрохимических интервала: апат-сеноманский и юрско-неокомский. [Розин, 1977; Строганова, 2003]. В подземных водах апт-сеноманских отложений минерализация примерно постоянна (фон равен 18–19 г/л), с небольшим диапазоном значений (16–22 г/л). Вниз по разрезу, в водах неокомских и юрских отложений, минерализация уменьшается в среднем до 14–16 г/л, с минимумами до 5–8 г/л. Одновременно в водах уменьшается содержание хлор-иона, но значительно увеличивается содержание гидрокарбонат-иона (табл. 2).

Содержание гидрокарбонат-иона до глубины около 1800 м остается примерно постоянным, не превышая 200–300 мг/л, а затем в юрско-неокомских отложениях начинает закономерно увеличиваться с глубиной, достигая в ряде случаев значений >3000 мг/л (до 4800 мг/л в единичных случаях) [Строганова, 2003]. Увеличение содержания гидрокарбонатов в солевом комплексе подземных вод приводит к изменению их типа с хлор-кальциевого на гидрокарбонатно-натриевый (по классификации В.А. Сулина) примерно с глубины 2000-2300 м, о чем свидетельствует увеличение отношения  $r_{Na/rCl}$  от 0,85–0,95, что характерно для вод апт-сеноманских отложений, до 1,0–1,16 для вод юрско-неокомских отложений (табл. 2).

Содержание бора (в виде  $HBO_3$ ) по месторождениям также чаще всего увеличивается с глубиной, но при этом прослеживается явный парагенезис  $HCO_3^-$ – $HBO_3$ , что объясняется увеличением растворимости боратов в присутствии гидрокарбонат-иона. Так, в водах хлор-кальциевого состава содержание бора составляет 7–70 мг/л, при отношении  $B/Br$ , равном 0,04–0,90, среднее 0,53 (табл. 3). В водах гидрокарбонатно-натриевого состава содержание бора резко возрастает до 25–100 мг/л, при одновременном увеличении  $B/Br$  отношения в некоторых случаях до 1,92, при среднем 0,95 (табл. 3). Подобное резкое увеличение абсолютного содержания бора и, особенно, увеличение отношения  $B/Br$ , невозможно объяснить поступлением бора из вмещающих пород, так как апт-сеноманские и юрско-неокомские породы представляют собой достаточно однотипные в литологическом отношении песчано-глинистые отложения. В связи с этим наиболее вероятно, что наблюдаемые значения концентрации бора и величины отношения  $B/Br$  связаны с поступлением глубинных маломинерализованных термальных флюидов, насыщенных  $CO_2$ , чем и определяется широкое распространение инверсионных вод в нижней части разреза осадочных отложений Сургутского свода.

Подобный вывод достаточно хорошо соответствует представлениям о гидрогеодинамике нижних водоносных комплексов осадочных отложений Сургутского свода, для которых характерно проявление пластово-блоковой системы с преобладающей субвертикальной (восходящей) фильтрацией подземных вод [Дюнин, 2000; Строганова, 2003]. Различием удельных (на единицу площади) величин субвертикального притока глубинных флюидов закономерно определяются наблюдаемые различия минерализации и химического состава подземных вод в соседних блоках пластовой системы. В то же время наличие в соседнем районе (Васюганское Приобье) в нижних водоносных комплексах слабых Cl–Na–Ca-рассолов свидетельствует, что в этом случае из пород фундамента поступают воды существенно другого химического состава [Назаров, 2003]. Эти различия, по-видимому, заключаются в условиях формирования эндогенной составляющей подземных вод.

Магматогенные воды разломных зон областей современной или недавней тектонической активности, по С.И. Набоко [Набоко, 1974], представляют собой растворенный в подземных водах конденсат эндогенного флюида. При движении перегретых вод к поверхности земли они вскипают и дегазируются с последующей конденсацией отделившегося пара. Конденсаты газовой составляющей представляют собой практически пресные воды с повышенным содержанием бора, аммония и углекислоты. Хлоридно-натриево-кальциевые растворы с минерализацией от 2–5 г/л и выше представляют собой наиболее минерализованную, менее подвижную часть эндогенного флюида, сохраняющуюся в более глубоких частях земной коры. По мнению А.А. Розина [Розин, 1977] именно такое происхождение имеют рассолы, локально распространенные в фундаменте и низах осадочного чехла Западной Сибири. Впрочем, генезис хлоридных рассолов кристаллических пород и низов осадочного чехла до сих пор является предметом дискуссий.

Таким образом, состав вод, образующихся при смешении пластовых растворов с эндогенным флюидом, зависит в основном не от состава фундамента, а от термобарических условий формирования подземных вод.

Как было сказано выше, закономерности формирования глубоких инверсионных вод рассматривались в последние годы в основном для отложений Западной Сибири, где происходило широкомасштабное глубинное бурение, связанное с поисками и разработкой залежей УВ. В результате предполагаемые закономерности формирования инверсионных вод этого региона принимались в некотором роде в качестве эталонных. В частности, представления об относительном опреснении подземных вод, происходящем в интервале глубин 2000–2600 м данного региона (что приблизительно соответствует «главной фазе нефтеобразования»), которое в большинстве случаев связывалось с проявлением элизионно-дегидратационных процессов, переносилось и на другие районы.

Однако сравнение двух значительно отличающихся в геологическом отношении районов: Сургутского свода Западной Сибири и месторождения Белый Тигр шельфа Южного Вьетнама, где в осадочном чехле Т.А. Киреевой также выявлены инверсионные воды, заставляет усомниться в правильности этой концепции.

#### **Анализ фактических данных по структуре Белый Тигр (Южный Вьетнам).**

Месторождение Белый Тигр расположено в средней части центрального поднятия Меконгской впадины, стратиграфический разрез которой включает докайнозойский кристаллический фундамент и перекрывающие его терригенные отложения олигоцена, миоцена и плиоцен-четвертичного возраста. Мощность кайнозойского осадочного чехла меняется от 3000 м на локальных поднятиях до 8000 м в депрессиях. В палеогене в результате блоковых движений континентальной литосферы сформировались отдельные структуры – выступы кристаллического

фундамента. Один из таких выступов – Белый Тигр – представляет собой горстообразную структуру, протянувшуюся в северо-восточном направлении в соответствии с общим структурно-тектоническим планом этого участка южно-вьетнамского шельфа. В строении месторождения Белый Тигр также выделяются два структурных этажа: докайнозойский кристаллический фундамент и кайнозойский осадочный терригенный комплекс. По кровле фундамента месторождение Белый Тигр представляет собой трехвершинную морфоструктуру, состоящую из Южного, Центрального и Северного сводов. Гипсометрически самый высокий – Центральный свод, а наиболее погруженный – Северный, в пределах которого представлен наиболее полный разрез осадочных пород (рисунок).

В пределах структуры Белый Тигр по литолого-фациальному составу, гидродинамике, а также по физико-химическим свойствам подземных вод выделяются три водоносных комплекса: нижнемиоценовый, верхнеолигоценовый, нижнеолигоценовый [Тьен, 1998]. Породы всех трех водоносных комплексов достаточно однотипны в литологическом отношении и представлены чередованием пластов разномеристых песчаников и глинистых прослоев со значительной долей мелководных лагунных фаций.

Нижнемиоценовый водоносный комплекс вскрывается на глубине около 2100 м и имеет мощность от 400 до 900 м. Пластовая температура изменяется от 125°C над выступами фундамента до 83°C в периферических частях структуры. Общая минерализация вод возрастает от 3,2–12,9 (при средней 5,9 г/л) на Северном своде до 17–18 г/л на Центральном своде (табл. 4) В этом же направлении изменяется тип вод с гидрокарбонатно-натриевого на хлоркальциевый (по классификации В.А. Сулина). Величина коэффициента  $r_{Na}/r_{Cl}$  пластовых вод на Северном своде составляет 1,1, на Центральном–0,72 (табл. 4).

Породы водоносного комплекса верхнего олигоцена имеют мощность 100–600 м и расположены на глубине от 3200 до 3700 м. Общая минерализация пластовых вод составляет 4,25–5,78 г/л (при средней 4,56 г/л), тип вод – гидрокарбонатно-натриевый (табл. 4).

Кровля нижнеолигоценового водоносного комплекса вскрывается на глубине около 3700 м. В зависимости от структурной приуроченности мощность нижнеолигоценового водоносного комплекса изменяется от 100–150 м над куполом Северного свода до 700–800 м в опущенных частях структуры. В пределах Центрального свода нижнеолигоценовые отложения отсутствуют. *T<sub>пл.</sub>* составляет 142–147°С, общая минерализация вод низкая: от 1,2 до 5,6 г/л, при средней 3,2 г/л (табл. 4), тип вод – гидрокарбонатно-натриевый.

Таким образом, видно, что минерализация пластовых вод осадочного чехла уменьшается сверху вниз по разрезу, а также в направлении от Центрального свода к Северному, т.е. ровно в противоположном направлении, чем следовало бы ожидать в «нормальном» разрезе осадочного чехла. Подобную направленность изменения минерализации нельзя объяснить структурными особенностями, так как Северный свод более погружен, чем Центральный, а также особенностями осадконакопления, так как песчаники во всех водоносных горизонтах представлены достаточно однообразными плохосортированными мелководными фациями.

Одновременно с уменьшением минерализации наблюдается абсолютное и относительное увеличение содержания гидрокарбонат-иона: от 3,3 экв.-% в водах нижнего миоцена Центрального свода до 19,1–21,8 экв.-% в водах олигоценовых отложений Северного свода.

Очевидно, что в данном случае также наблюдается проявление инверсионного разреза и, вероятно, также связанное с поступлением по разломам фундамента,

переходящим в осадочный чехол, маломинерализованных гидрокарбонатно-натриевых вод. Это подтверждается тем, что в распределении глинистых минералов по разрезу осадочных пород, изученное Ф.А. Киреевым [Киреев, 2003], выявлено полное исчезновение монтмориллонита в олигоценовых отложениях (табл.5). Таким образом, прогрессирующее опреснение подземных вод, продолжающееся в нижнеолигоценовых отложениях, где на глубине около 4300 м зафиксированы воды с минерализацией 1,2 г/л, невозможно связать с гидрослюдизацией монтмориллонита, что многие геологи (А.А. Карцев, Л.Н. Капченко) считают основной причиной появления опресненных вод на больших глубинах.

Таким образом, в интервале глубин, для которых по существующим представлениям должно быть характерно наиболее интенсивное проявление элизионно-дегидратационных процессов и связанное с этим «распреснение» подземных вод (нижнемиоценовый комплекс) уровень минерализации подземных вод значительно превышает ее значения в залегающих ниже олигоценовых отложениях.

Высказанные предположения о формировании пластовых вод осадочного чехла Северного свода в результате смешения седиментогенных вод со значительной долей маломинерализованных глубинных гидрокарбонатно-натриевых флюидов подтверждается данными о содержании в них микроэлементов (табл. 6) Так, для вод олигоценовых отложений содержание бора практически равно содержанию брома, что не характерно для глубинных пластовых вод, в которых содержание последнего обычно более чем на порядок превышает содержание бора. И только для инверсионных вод отмечается равное или даже повышенное содержание бора по отношению к брому [Лагунова, 1979]. При этом в водах нижнего миоцена Северного свода отношение В/Вг изменяется в пределах 0,06–0,13, при среднем 0,1; в водах верхнеолигоценовых

отложений этот коэффициент увеличивается до 0,33–0,69, (среднее 0,42); а в водах нижнего олигоцена среднее значение этого отношения увеличивается до 1,16 (табл. 6).

В пользу глубинного гидротермального генезиса инверсионных вод месторождения Белый Тигр свидетельствует также их локальное расположение, так как в латеральном направлении они не выдержаны даже в разрезе этой геологической структуры, имеющей размеры всего 28x7 км. Так, инверсионные гидрокарбонатно-натриевые воды, развитые в северной части месторождения, в южном направлении сменяются хлор-кальциевыми водами, имеющими минерализацию 16–22 г/л.

### **Обсуждение результатов.**

Сравнение инверсионных вод осадочного чехла месторождения Белый Тигр шельфа Южного Вьетнама и Сургутского свода Западной Сибири позволяет отметить общие закономерности формирования этих вод, которые проявляются, несмотря на литологические и возрастные различия этих структур. Их геохимические разрезы как бы дополняют друг друга, действительно, минимальная минерализация равная 8,3 г/л, отмечаемая на глубине 2690 м в юрских отложениях Сургутского свода, приблизительно соответствует минерализации «верхов» инверсионного разреза месторождения Белый Тигр (средняя минерализация вод нижнего миоцена Северного свода 5,9 г/л). Затем наблюдается прогрессирующее опреснение вод вниз по разрезу осадочного чехла, вплоть до минимального значений 1,2 г/л отмеченного на глубине около 4300 м.

Эти данные полностью подтверждают предположение Ю.А. Ежова [Ежов, 1978] о том, что формирование инверсионных вод является региональной закономерностью, связанной с поступлением от фундамента маломинерализованных гидрокарбонатно-натриевых флюидов, насыщенных  $\text{CO}_2$ .

## Выводы

1. Гидрокарбонатно-натриевые воды, пониженной минерализации по сравнению с вышележающими (инверсионные воды), выявленные на территории Сургутского свода Западной Сибири и месторождения Белый Тигр шельфа Южного Вьетнама, обнаруживают сходство условий локализации и химического состава. В обоих случаях воды имеют локальное распространение в приразломных зонах и характеризуются повышенным отношением бор-бромного коэффициента.

2. Сопоставление геохимических разрезов отложений осадочного чехла Сургутского свода и месторождения Белый Тигр выявило прогрессирующее опреснение подземных вод с глубиной, при этом минимальное значение минерализации (1,2 г/л) зафиксировано на глубине около 4300 м.

3. Локальное расположение инверсионных вод, а также увеличение степени опреснения в зависимости от глубины, а не от глинистости разреза, позволяют связать их образование с поступлением эндогенных, а не элизионных вод.

4. Результаты исследований убедительно показывают, что наличие инверсионных относительно маломинерализованных гидрокарбонатно-натриевых подземных вод в нижних частях осадочного разреза эоценовых и более молодых нефтегазоносных бассейнов, безусловно связаны с поступлением глубинных флюидов из пород фундамента.

## Список литературы

- Ежов Ю.А.* О химической инверсии в подземной гидросфере// Сов. геология. 1978. № 12. с. 132–136.
- Дюнин В.М.* Гидрогеодинамика глубоких водоносных горизонтов, М., Научный мир, 2000.
- Капченко Л.Н.* Гидрогеологические основы теории нефтегазонакопления., Л.,:Недра, 1983.
- Карпов Г.А., Ильин В.А.* Онтогенез гидротермального процесса. Владивосток, : Дальнаука, 2006.
- Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич В.М.* Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов. М., : Недра. 1986.
- Киреев Ф.А.* Глинистые минералы в нижнемiocеновых и олигоценых отложениях месторождения Белый Тигр.// Мат-лы научн. конф., посвященной 25-ти летию Вьетнамского института нефти и газа. Ханой, 2003. с. 59–63
- Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М.* Геохимия подземных вод. М., : Наука, 2004.
- Кривошеева З.А., Бирюкова О.Н.* Изменение с глубиной состава и минерализации поровых вод глинистых пород центральной части Московской синеклизы.// Влияние поровых вод на физико-механические свойства пород. Киев, Наукова думка, 1974. с. 137–138.
- Лагунова И.А.* Условия проявления и особенности формирования вод пониженной минерализации в глубоких зонах осадочных бассейнов.// Сов. геология. 1979. № 2, с. 48–62.

*Набоко С.И.* Химические типы вулканических вод. // Состав и генезис минералообразующих гидротермальных растворов областей активного вулканизма. Новосибирск,: Наука, 1974. с. 8–14.

*Назаров А.Д.* Нефтегазовая гидрогеохимия Юго-Восточной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Иркутск,:Идея – Пресс, 2003.

*Нелюбин В.В.* Гидрогеохимия Западносибирского мегабассейна.// Гидрогеология Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Л.,: Недра, 1985. с. 79–85.

*Пилипенко Г.Ф.* Гидротермы кальдеры Узон.// Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск,: Наука, 1974. с.24–31.

*Розин А.А.* Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование. Новосибирск,: Наука, 1977.

*Строганова Т.С.* Гидрогеодинамика глубоких горизонтов центральной части Западно-Сибирского артезианского бассейна.: Автореферат канд. дис. М., 2003.

*Тьен Х.Д.* Гидрогеологические условия месторождения Белый Тигр// Тез. докл. Второй конференции НИПИ морнефтегаз, г. Вунгтау, Вьетсовпетро, 1998. с. 103–119.

Таблица 1.

Химический состав и бор-бромное отношение в подземных водах древних платформ и в океанской воде.

Компоненты (мг/л) и показатели химического состава	* Оренбургская обл., P <sub>1</sub> k, H 4663–4706	* Мичиганский бассейн (США), H 1700	Тимано-Печорская провинция, C <sub>2+3</sub> , H 2345–2368	Средний состав океанской воды
К	7502	29070	710	387,5
Na	9150	11783	32647,6	10764
Mg	79825	12868	2492,8	1297
Ca	2380	97541	5750	408
Cl	254785	268736	68586	19353
Br	3820	3760	281	66
I	24	52	19,7	0,05
SO <sub>4</sub>	1098	52	164,6	2701
HCO <sub>3</sub>	2616	-	183	143
B	1384	491	49	5–12
Минерализация, мг/л	362743	428850	110,70	35,50
Формула ионного состава	$\frac{\text{Cl}98 \text{HCO}_3 1,5}{\text{Mg}90 \text{Na}5 \text{K}3 \text{Ca}2}$	$\frac{\text{Cl}99,4}{\text{Ca}65 (\text{Na}+\text{K})21 \text{Mg}14}$	$\frac{\text{Cl}99,6}{(\text{Na}+\text{K})74 \text{Ca}15 \text{Mg}11}$	$\frac{\text{Cl}90 \text{SO}_4 99}{(\text{Na}+\text{K})79 \text{Mg}17 \text{Ca}4}$
B/Br	0,36	0,13	0,17	0,08–0,18

\* Данные химического состава по [Крайнов, 2004]. H – глубина, м.

Таблица 2.

Химический состав подземных вод осадочного чехла Сургутского свода.

Объект	Глубина, м	М., г/л	Формула ионного состава	Пределы изменения ионного состава	rNa/rCl	Тип воды по В.А. Сулину
Апт-сеноманские отложения	1150 - 2150	18,4	$\text{Cl}_{99} \text{HCO}_3 \text{1}$ $\text{Na}_{90} \text{Ca}_7 \text{Mg}_3$	$\text{Cl}(98-99) \text{HCO}_3 (1-2)$ $\text{Na}(85-95) \text{Ca}(5-10) \text{Mg}(1-4)$	0,86–0,95	Хлоридно-кальциевые
Юрско-неокомские отложения	2300 - 2800	14,8	$\text{Cl}_{94} \text{HCO}_3 \text{6}$ $\text{Na}_{95} \text{Ca}_4 \text{Mg}_1$	$\text{Cl}(77-99) \text{HCO}_3 (1-23)$ $\text{Na}(89-99) \text{Ca}(1-8) \text{Mg}(0-2)$	1,0–1,16	Гидрокарбонатно-натриевые

Таблица 3.

Содержание бора и брома в подземных водах осадочных отложений ряда месторождений Сургутского свода.

Объект	Содержание микрокомпонентов, мг/л*		В/Br	Тип воды по В.А. Сулину
	Br	B		
Апт-сеноманские отложения	<u>24–168</u> 71,2	<u>7–70</u> 38,4	<u>0,04–0,90</u> 0,53	Хлор-кальциевый
Юрско-неокомские отложения	<u>31–86</u> 52,6	<u>18–100</u> 50,1	<u>0,19–1,92</u> 0,95	Гидрокарбонатно-натриевый

\* Над чертой – разброс значений, под чертой – среднее.

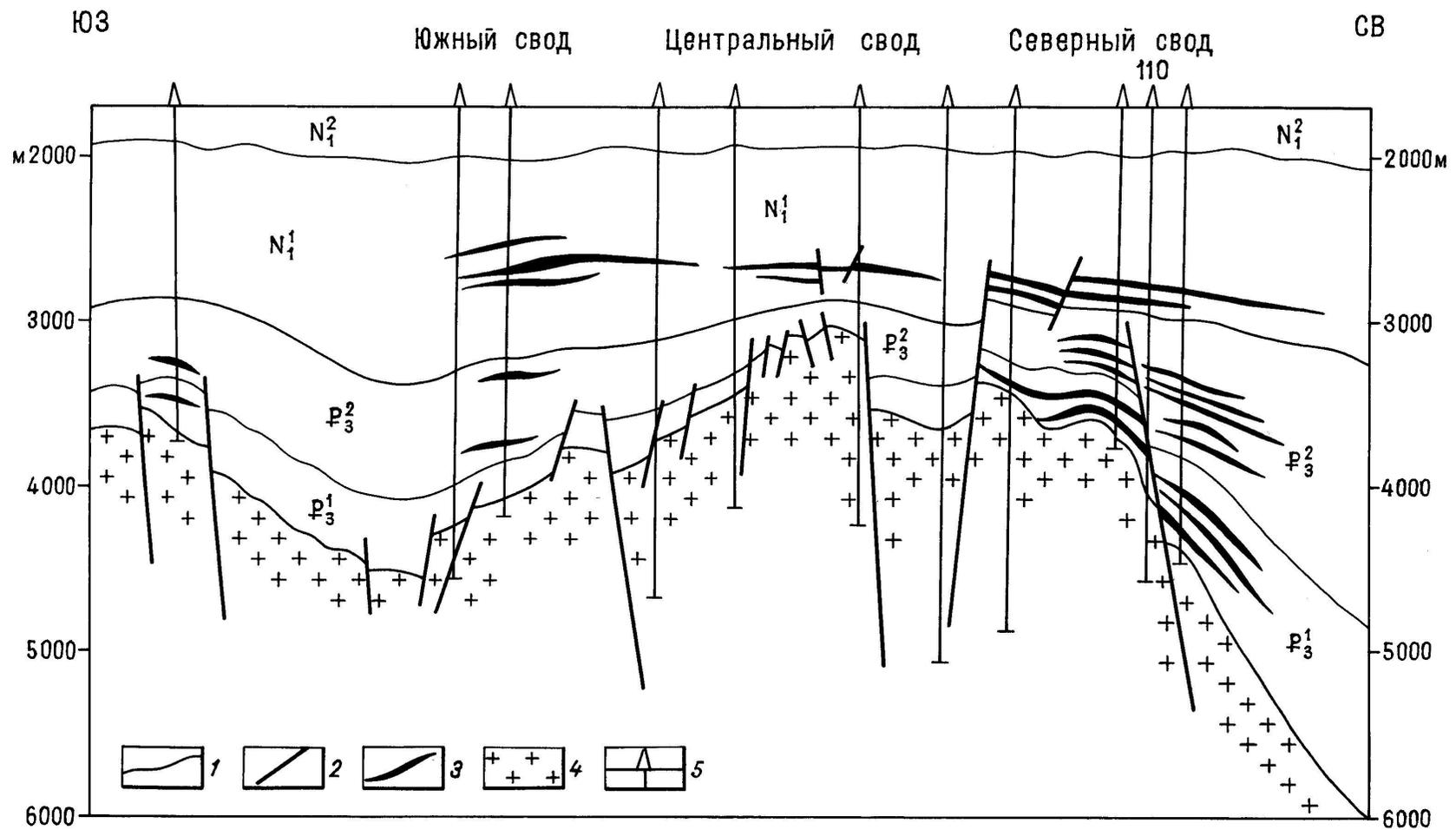


Рис.1. Продольный разрез месторождения Белый Тигр, (по [Тиен,1998] с дополнениями): 1–Границы водоносных комплексов; 2–Разрывные нарушения; 3–Скопления нефти; 4–Кристаллические породы фундамента; 5–Пробуренные скважины

Таблица 4

Химический состав подземных вод осадочного чехла месторождения Белый Тигр.

Объект	Глубина, м	М, г/л	Формула ионного состава	Пределы изменения ионного состава	rNa/rCl	Тип воды по В.А. Сулину
Нижний миоцен, Центральный свод	2100–2900	15,4	$\text{Cl } 96 \text{ HCO}_3 \text{ 3,3 SO}_4 \text{ 0,7}$ (Na+K)67,8 Ca 31,5 Mg 0,6	$\text{Cl}(94-98) \text{ HCO}_3 (1,8-5,7) \text{ SO}_4(0,2-0,9)$ (Na+K)(62,8–79,8) Ca(20,2–37,4) Mg(0,3–1,5)	0,72	Хлоридно-кальциевый
Нижний миоцен Северный свод	2500–3400	5,9	$\text{Cl } 84 \text{ HCO}_3 \text{ 14,5 SO}_4 \text{ 1,7}$ (Na+K) 90,6 Ca 8,2 Mg 1,2	$\text{Cl}(63-87) \text{ HCO}_3 (6-16,6) \text{ SO}_4(1,3-2,4)$ (Na+K) (78,7–97) Ca(3–18,1) Mg(0–3,2)	1,11	Гидрокарбонатно-натриевый
Верхний олигоцен, Северный свод	3200–3700	4,6	$\text{Cl } 73,7 \text{ HCO}_3 \text{ 21,8 SO}_4 \text{ 4,5}$ (Na+K)88,6 Ca 7,1 Mg 4,3	$\text{Cl}(70,1-76,3) \text{ HCO}_3(16,1-25,8) \text{ SO}_4(3,8-9,8)$ (Na+K)(81,5–90,2) Ca(5,6–10,8) Mg(0,5–6,5)	1,14	Гидрокарбонатно-натриевый
Нижний олигоцен, Северный свод	3900–4400	3,2	$\text{Cl } 70,4 \text{ HCO}_3 \text{ 19,1 SO}_4 \text{ 10,5}$ (Na+K)85,3 Ca 11,2 Mg 3,4	$\text{Cl}(66,9-75,6) \text{ HCO}_3(11,2-24,2) \text{ SO}_4(9,8-12,9)$ (Na+K)(73,7–92,5) Ca(7,5–19,0) Mg(0,1–7,3)	1,30	Гидрокарбонатно-натриевый

Таблица 5

Состав глинистой фракции пород осадочного чехла месторождения Белый Тигр, по [Киреев, 2003]..

Объект	Глубина, м	Содержание глинистых минералов, %
Отложения нижнего миоцена	2700–2900	Монтмориллонит 25 Каолинит 48 Гидролюда 11 Хлорит 11 Смешанослойные 5
Отложения верхнего олигоцена	3300–3700	Каолинит 3 Гидролюда 36 Хлорит 49 Смешанослойные 10
Отложения нижнего олигоцена	3900–4400	Каолинит 2 Гидролюда 26 Хлорит 50 Смешанослойные 6

Таблица 6.

Содержание бора и брома в подземных водах осадочных отложений месторождения Белый Тигр.

Объект	Содержание микрокомпонентов, мг/л*		В/Вг	Тип воды по В.А. Сулину
	Вг	В		
Отложения нижнего миоцена	<u>13,5–45,9</u> 22,5	<u>1,10–9,10</u> <u>3,73</u>	<u>0,02–0,67</u> 0,19	Хлор-кальциевый, гидрокарбонатно-натриевый
Отложения верхнего олигоцен	<u>12,6–57,9</u> 41,7	<u>8,72–24,04</u> 18,6	<u>0,41–0,69</u> 0,51	Гидрокарбонатно-натриевый
Отложения нижнего олигоцена	<u>10,0–58,4</u> 25,7	<u>3,3–24,0</u> 12,4	<u>0,87–1,28</u> 1,16	Гидрокарбонатно-натриевый

\* См. примечания к табл. 3

Опубликовано: Вестник МГУ, сер. 4 Геология. №5. 2009. С. 19-25.