

- максимально эффективно использовать тепловой потенциал термальной воды путем снижения температуры отработанной воды до 35 °С и ниже, что приведет к улучшению технико-экономических показателей геотермального производства;
- определить оптимальные режимы эксплуатации геотехнологического комплекса на основе термодинамических, гидродинамических, физико-химических процессов, протекающих в комплексе и в его отдельных узлах, и получить новые знания, необходимые для дальнейшего более эффективного освоения геотермальной энергии.

Литература

1. Алхасов А.Б., Раджабов Р.И. Повышение эффективности использования геотермального тепла / Теплоэнергетика, № 3, 2003. С. 52 -54.
2. Доброхотов В.И., Поваров О.А. Использование геотермальных ресурсов в энергетике России / Теплоэнергетика, № 1, 2003. С. 2 -11.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕНЕЗИСА ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

О.А. Маммаев

Махачкала, Институт проблем геотермии ДНЦ РАН, E-mail musa@dinet.ru.

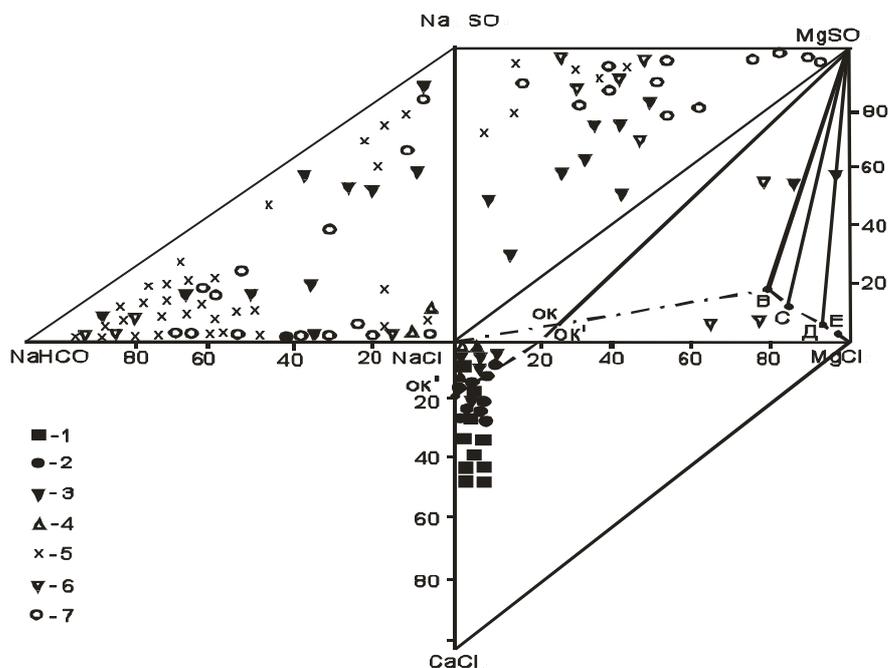
Вопросы геохимии и генезиса термоминеральных вод мезо-кайнозойских отложений Восточного Предкавказья изучены еще недостаточно полно. Среди большинства гидрогеологов, изучающих пластовые воды этого региона, распространена точка зрения о преимущественно седиментационном генезисе термальных вод мезозойских отложений и о смешанном седиментационно-инфильтрационном генезисе термоминеральных вод кайнозойских отложений.

Представляет большой интерес для выяснения вопросов формирования химического состава и генезиса пластовых термоминеральных вод их сравнительный анализ с экспериментальными данными графиков сгущения морских вод. Для этого применяются соотношения характерных пар элементов (геохимические критерии): $Br \cdot 10^3 / Cl$, $\varepsilon Mg / \varepsilon Cl$, $\varepsilon Na / \varepsilon Cl$, $K \cdot 10^3 / Cl$, K / Br , $J \cdot 10^4 / Cl$, J / Br , $B \cdot 10^4 / Cl$, $hi \cdot 10^4 / Cl$, $Rb \cdot 10^3 / Cl$.

Исследованиями ряда авторов [1, 9, 10] и других установлено, что океаническая вода ниже глубины 500 м весьма однородна по химическому и изотопному составу и, по крайней мере, на протяжении последних 250-300 млн. лет оставалась стабильной. Такому возрасту соответствуют мезозойские отложения Восточного Предкавказья, пластовые воды которых проанализированы по характерным соотношениям пар элементов. Экспериментальные графики сгущения морских вод нами заимствованы из исследований М. Валяшко с сотрудниками [2, 3, 4], которые проводили экспериментальные работы по сгущению в естественных условиях вод залива Сасык-Сиваш на Черном море.

Нами построены графики с нанесением фигуративных точек, соответствующих пластовым водам мезо-кайнозойских отложений Восточного Предкавказья, на графики сгущения морской (океанической) воды. Фигуративные точки химического состава вод различных водоносных комплексов на объединенной квадрат-треугольной диаграмме (рис. 1.) наглядно показывают распространенность отдельных генетических типов вод, как по площади артезианского бассейна, так и по разрезу мезо-кайнозойских отложений.

В породах-коллекторах пермо-триасового водоносного комплекса распространены высокоминерализованные (100-150 г/л) воды хлоркальциевого типа. Расположение фигуративных точек вод этого комплекса на графиках изменения отношений характерных пар элементов в процессе сгущения морской воды позволяет сделать вывод о том, что исходные воды древних морских бассейнов претерпели глубокую прямую метаморфизацию за период своего участия в геологической истории региона.

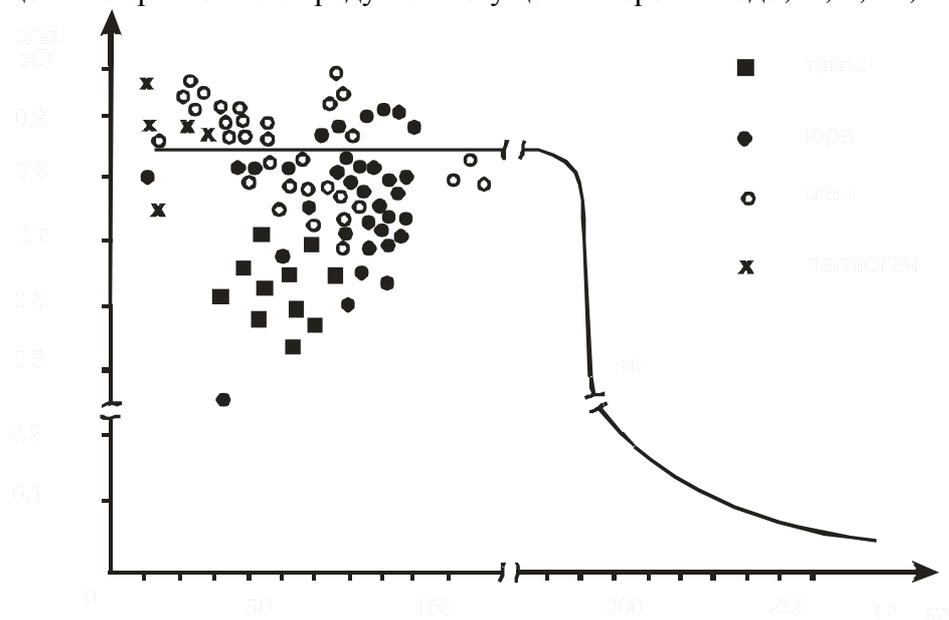


Подземные воды отложений: 1 – триасовых в зоне глубокого погружения; 2 – юрских в зоне глубокого погружения; 3 – меловых в зоне глубокого погружения; 4 – миоценовых; 5 – плиоцен-четвертичных; 6 – юрских в зоне раскрытого залегания; 7 – меловых в зоне раскрытого залегания. ОК В СДЕ – линия сгущения океанической воды и ОК¹-ОК¹¹ – метаморфизации океанической воды.

Рис. 1. Объединенная квадрат-треугольная диаграмма химических типов подземных вод Восточного Предкавказья (Дагестан).

А именно, первоначальная морская вода утратила ион SO_4^{2-} и в ней произошла замена растворенного в воде Mg^{2+} на Ca^{2+} вмещающих пород, а также Na^+ обменялся на Ca^{2+} глинистых терригенных и карбонатных пород. Коэффициент метаморфизации $K_I(эNa/эCl)$ изменяется в среднем в пределах 0,61-0,75, а $K_{III}(MgCl_2/CaCl_2)$, характеризующий степень метаморфизации хлоридного типа вод, изменяется в пределах 0,1-0,2. Значения Eh низкие отрицательные, характерные для резко восстановительной геохимической среды. Значение pH находятся в основном в пределах 5,0-7,0.

Значительный интерес представляют механизмы обогащения пластовых вод мезо-кайнозойских отложений редкими и щелочноземельными элементами. Используемые нами графики расположения фигуративных точек (рис. 2, 3, 4, 5) позволяют показать, что данные воды обогащены по сравнению с продуктами сгущения морских вод J, Li, B, Rb, Br .



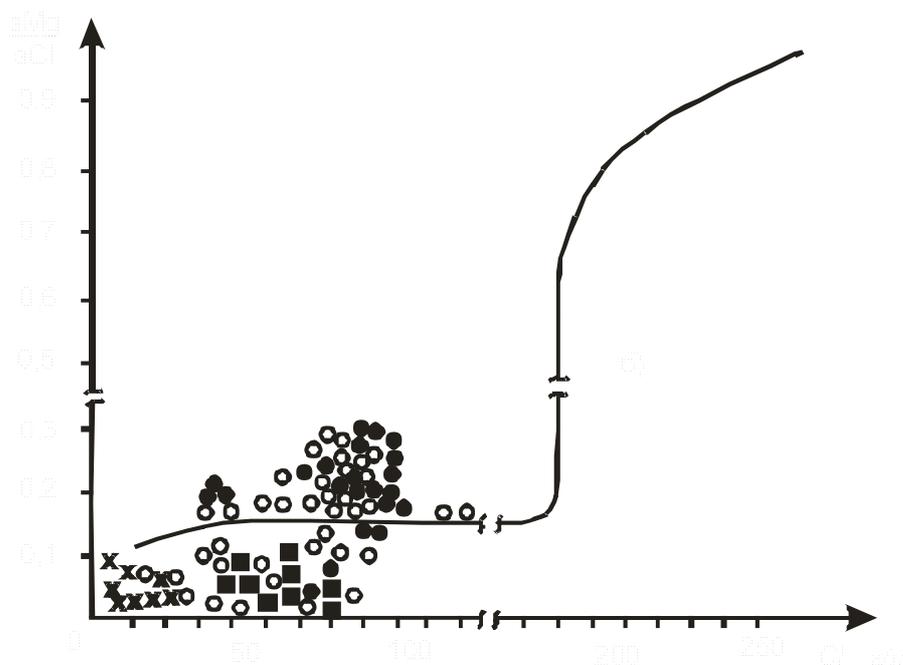


Рис.2. Положение фигуративных точек вод мезо-кайнозойских отложений Восточного предкавказья на графиках изменения натрий-хлорного (а) и магний-хлорного (б) коэффициентов в процессе сгущения морской воды.

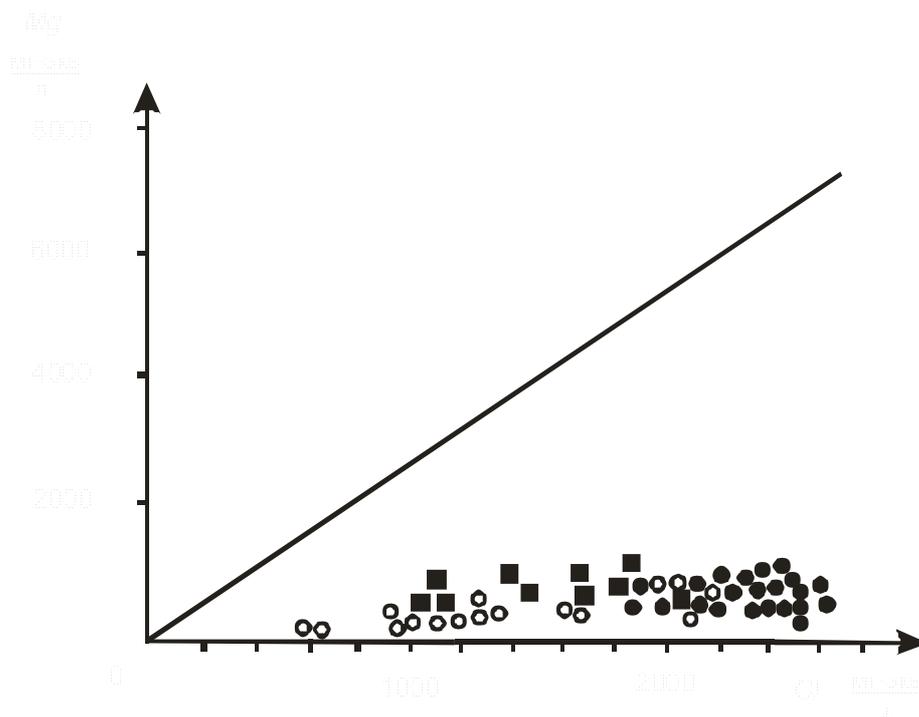


Рис. 3. Фигуративные точки пластовых вод Восточного Предкавказья на графиках зависимости Mg от Cl в процессе сгущения морской воды.

Содержание редких и щелочно-земельных элементов в водах пермо-триасового комплекса (табл. 1.) составляет (мг/л): лития 27-48, рубидия 1,7-4, цезия 1,9-3,0 (Сухокумск, Граничная), стронция 410-935, в пределах 4-21. В концентрациях йода не прослеживается никакой закономерности в зависимости от стратиграфических горизонтов или минерализации пластовых вод. Концентрация брома встречается в пределах 180-580 мг/л, причем максимальные содержания - на глубинах 4460-4660 м (пл. Сев. Кочубеевская), где минерализация составляет 160-175 мг/л. Бор в водах триасового комплекса находится в составе борной кислоты и достигает концентраций 30-60 мг/л.

Таблица 1. Содержание редких и щелочных элементов в пластовых водах Восточного Предкавказья [6]

Водоносные комплексы	Содержание элементов в мг/л.						
	Li	Rb	Cs	Sr	J	Br	B
Пермо-триасовый	27-48	1.7-4.0	0.7-3.0	410-935	4-21	180-580	30-60
Нижнеюрский	26-43	2.8-6	0.2-0.8	431-830	3.0-10.6	190-426	30-95
Среднеюрский	35-200	2.2-11.0	0.4-3.0	1000-1600	1-5.0	600-900	20-60.9
Верхнеюрский	40-87	1.5-6.6	0.47-2.2	400-800	8-21	200-400	70-170
Нижнемеловой	15-75	1-5.4	0.2-0.7	200-750	5-13	100-300	61-130
(в том числе VIII-IX неоком.)	(36-75)	(4.3-5.4)	(0.6-0.7)	500-750	–	–	–
Верхнемеловой	1.2-6	0.1-0.6	0.05-0.1	30-64			
Среднемиоценовый					3.2-1.2	27-108	17-181

К нижнеюрским отложениям приурочены хлоридные воды с минерализацией в среднем 100-135 г/л. Основной солевой состав этих вод представлен также хлоридами натрия, кальция и магния. Сульфат- и гидрокарбонат-ионы встречаются в незначительных количествах - 0,01-0,1% экв. Большинство фигуративных точек химического состава вод юрских отложений лежат ниже линии $OK^I - OK^{II}$ и смещены, как и рассмотренных выше вод, к полюсу $CaCl_2$ (рис. 1.).

На графике изменения отношения ($\varepsilon Mg/\varepsilon Cl$) фигуративные точки этих вод расположены выше кривой, отражающей процесс сгущения морской воды. На графике, отражающем зависимость между магнием-ионом и хлор-ионом в процессе испарения морской воды, фигуративные точки этих вод расположены ниже экспериментальной кривой. Воды нижнеюрского и юрского комплексов обеднены магнием по сравнению с продуктами сгущения морской воды.

Натрий-хлорные отношения, соответствующие составу этих вод, находятся, как правило, ниже экспериментальной кривой сгущения морской воды, что свидетельствует об обедненности их натрием. Рассмотрение характерных геохимических соотношений, характеризующих эти воды ($K \cdot 10^3/Cl$, S/Br , $Br \cdot 10^3/Cl$), позволяет считать их существенно преобразованными процессами прямой метаморфизации, а также взаимодействием с вмещающими породами морскими водами. Содержание редких элементов в них также значительно (табл. 1.), геохимическая обстановка в пластах нижнеюрского водоносного комплекса резко восстановительная. Коэффициент метаморфизации ($\varepsilon Na/\varepsilon Cl$) изменяется в пределах 0,60-0,81, а коэффициент $K_{III}(MgCl_2/CaCl_2)$, характеризующий глубину метаморфизации хлоридных вод, составляет в среднем 0,14-0,27, что выше чем в пермо-триасовом комплексе.

Воды юрских отложений в районе их выхода на дневную поверхность в горно-складчатой части Восточного Предкавказья, где они вовлечены в зону активного водообмена, относятся к пресным водам гидрокарбонатного и сульфат-натриевого типов. Воды терригенных отложений средней и верхней юры по химическому составу и минерализации идентичны. В основном минерализация таких вод составляет 130-140 г/л. Типы вод хлоридно-натриевый и хлоридно-кальциевый. Сульфат-ион и гидрокарбонат-ион обнаружены соответственно в пределах (0,1-2,6% экв.) и (0,7-1,4% экв.). Отношение ($\varepsilon Na/\varepsilon Cl$) изменяется в пределах 0,71-0,88, а коэффициент $K_{III} = 0,1-0,25$. Значение Eh достигает величины – 450 мв (скв. Тарумовская), а величина рН меняется в пределах 4-6,5. Эти воды также содержат аномальные концентрации редких щелочных элементов. Причем для площадей, где юрские отложения более погружены (Тарумовская, Кочубей, Комсомольская), наблюдается рост общей минерализации рассолов и

содержаний в них редких элементов [6, 7]. Фигуративные точки химического состава вод отложений средней и верхней юры расположены в хлоркальциевом треугольнике и преимущественно ниже линии $OK^I - OK^{II}$. Натрий-хлорные отношения, соответствующие этим рассолам расположены как правило ниже линии сгущения морской воды, а магний-хлорные – выше такой линии.

По сравнению с продуктами сгущения морской воды (седиментации) эти рассолы обеднены натрием и обогащены кальцием, редкими и щелочными элементами.

Совокупность рассмотренных геохимических критериев совместно с гидрогеологическими и геологоструктурными условиями залегания, позволяют отнести описываемые воды к морским захороненным водам, существенно претерпевшим изменения первоначального химического состава в процессе диагенеза и метаморфизации.

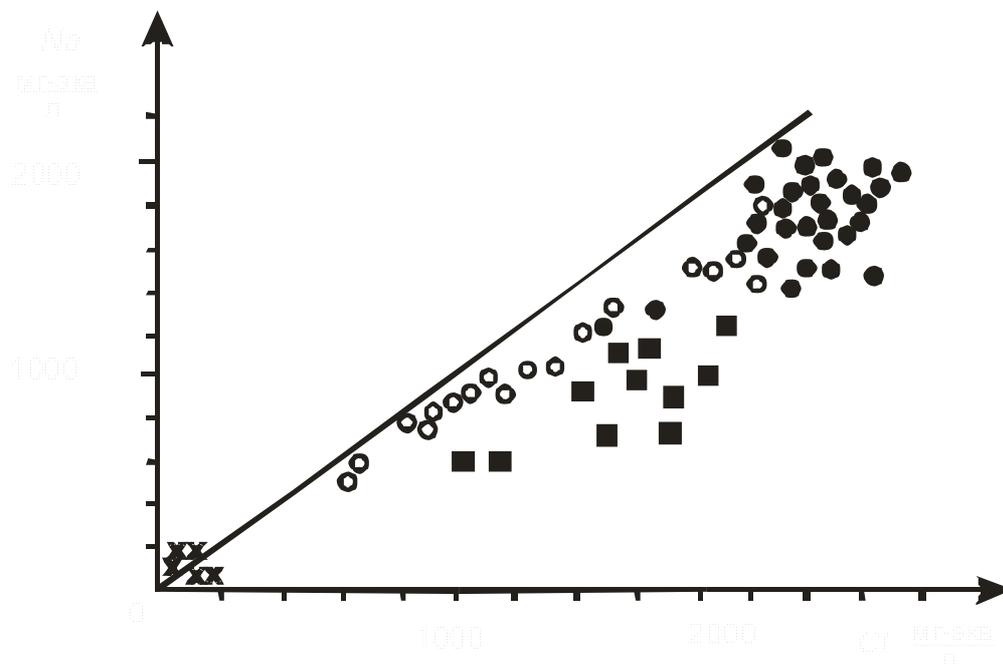
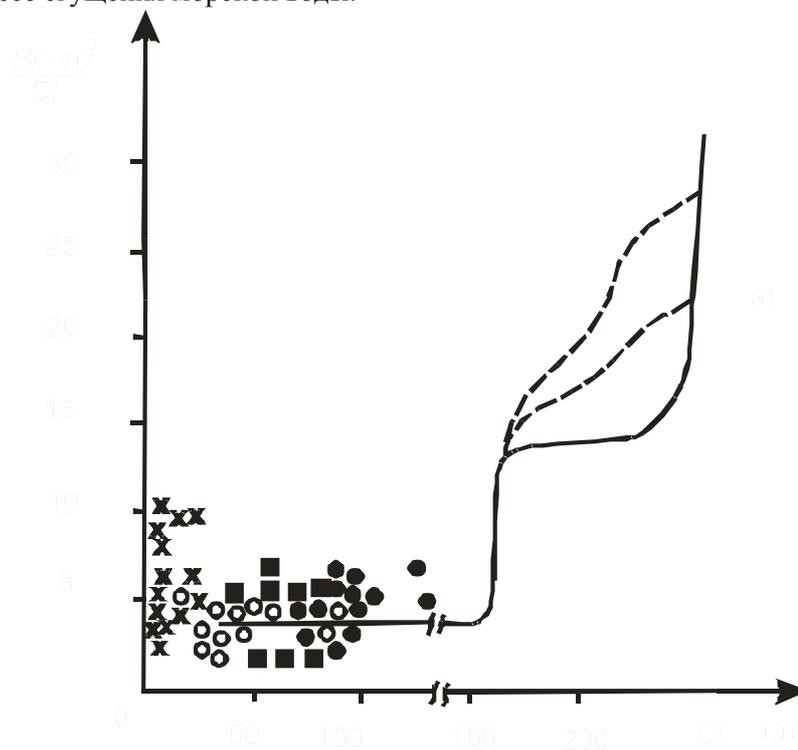


Рис. 4. Фигуративные точки пластовых вод Восточного Предкавказья на графиках зависимости Na от Cl в процессе сгущения морской воды.



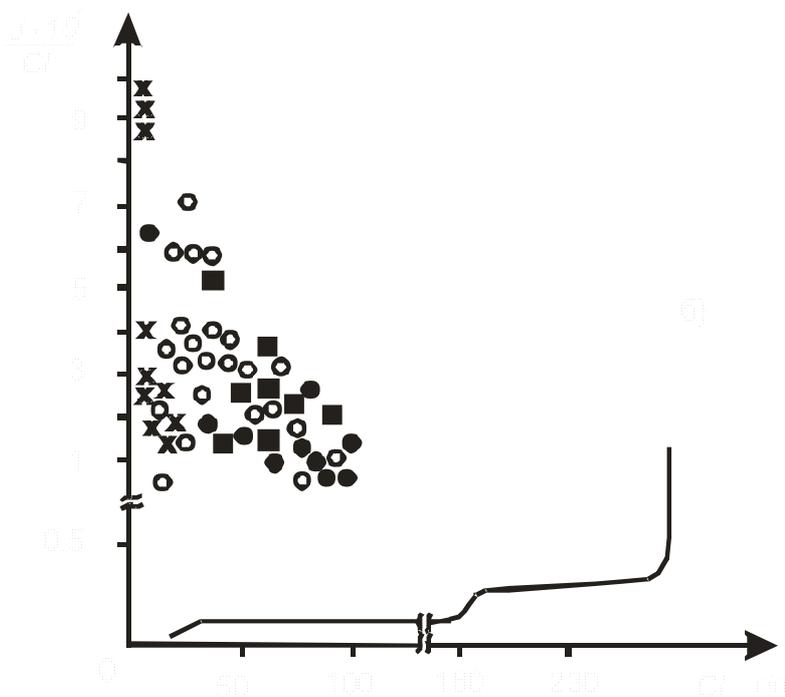


Рис. 5. Положение фигуративных точек пластовых вод Восточного Предкавказья на графиках изменения бром-хлорного (а) и йод-хлорного (б) отношений в процессе сгущения морской воды.

Появление высокоминерализованных хлоридных рассолов в терригенных глинистых отложениях средней юры, отвечающие гипсовой и карбонатной стадиям сгущения морской воды, позволяет заключить, что эти рассолы опустились в результате вертикальной струйной миграции из верхнеюрских отложений. В разрезе верхнеюрских карбонатных отложений Прикумской зоны встречаются гипсово-ангидритовые прослои и доломиты, что также подтверждает это предположение.

Нижнемеловой водоносный комплекс отличается от юрского резким уменьшением минерализации (до 50-80 г/л); лишь для более погруженных участков (Сухокумская) сохраняется минерализация 110-125 г/л. Общий химический состав вод определяется преобладанием хлоридов натрия, а содержание кальция составляет в среднем 6-16,5% экв., уменьшается также содержание магния до 1-3 % экв. Содержание хлора повсеместно для этих вод составляет величину 98-100% экв.; сульфат-ионы содержатся в незначительных количествах - от следов до 3 мг-экв/л., гидрокарбонаты не превышают 10-15 мг-экв. Коэффициент метаморфизации ($\varepsilon_{Na/\varepsilon_{Cl}}$) меняется в пределах 0,75-0,93, а коэффициент K_{III} варьирует в диапазоне 0,04-0,22. Наблюдается общая тенденция снижения концентрации редких щелочных элементов.

Наиболее полно изучено содержание редких элементов в водах VIII-IX неокомского водоносного горизонта. На графике химических типов фигуративные точки этих вод в большинстве случаев расположены выше линии $OK^I - OK^{II}$, вдоль стороны $NaCl - CaCl_2$ ближе к полюсу $NaCl$, а значения pH меняются в диапазоне 5,5-6,8. Натрий-хлорные и магний-хлорные отношения состава этих вод располагаются по обе стороны от кривой сгущения морской воды. Причем для группы вод, фигуративные точки которых на объединенной диаграмме располагаются ближе к полюсу $NaCl$, характерны повышенные значения коэффициентов $\varepsilon_{Na/\varepsilon_{Cl}}$ и пониженные - $\varepsilon_{Mg/\varepsilon_{Cl}}$, по сравнению с продуктами сгущения морской воды. На графиках зависимостей ε_{Mg} и ε_{Na} от ε_{Cl} точки состава этих вод расположены ниже линии сгущения морской воды в левой части. Отношения $K: 10^3/Cl$ и K/Vr расположены также по обе стороны от линии сгущения морской воды, что в среднем соответствует значениям этих коэффициентов в продуктах сгущения морской воды.

Если проанализировать значения отношений: $\text{Br} \cdot 10^3/\text{Cl}$, $\text{J} \cdot 10^4/\text{Cl}$, J/Br , $\text{B} \cdot 10^4/\text{Cl}$, то они, за исключением первого, значительно выше, чем в продуктах сгущения морской воды. Относительно продуктов сгущения морской воды эти рассолы также обогащены литием и рубидием. Приведенный анализ геохимических показателей позволяет сделать следующий вывод, что воды нижнемеловых отложений являются также метаморфизованными рассолами морского генезиса.

Можно предположить, что воды, фигуративные точки которых расположены правее линии $\text{OK}^{\text{I}} - \text{OK}^{\text{II}}$ (рис. 1.), образовались путем прямой метаморфизации первоначальной морской воды, а воды, фигуративные точки которых расположены левее этой линии - вследствие смешения инфильтрационных вод карбонатного типа из верхнего гидрогеологического этажа с седиментационными рассолами по схеме:



По этой же схеме могут меняться захороненные (поровые) морские воды, когда они вовлекаются в зону активного водообмена в районах выхода таких отложений на дневную поверхность.

Верхнемеловой водоносный комплекс на рассматриваемой территории содержит хлоридно-натриевые воды с минерализацией в среднем 30-65 г/л.

Ионы кальция содержатся в пределах 1-5,8 % экв., что значительно ниже, чем для водоносных комплексов юры и пермо-триаса. Ионы магния также содержатся в пределах 1-5% экв., что относительно выше, чем в рассмотренных выше рассолах. Гидрокарбонат-ион содержится до 30 мг-экв./л, а сульфат-ион - до 14 мг-экв./л, т. е. выше, чем в рассолах юрского и нижнемелового комплексов. В отличие от последних, для этих вод коэффициент метаморфизации ($\text{эNa}/\text{эCl}$) близок к единице (0,9-1), а коэффициент глубины метаморфизации хлоридных вод K_{III} (0,3-0,4) также возрастает. Значения Eh для этих вод возрастают до + 100 мв, а значения pH равны (6-7,5). Концентрации редких и щелочных элементов более низкие чем для вод нижнемелового комплекса. Фигуративные точки химического состава этих вод на диаграмме расположены как правило выше линии $\text{OK}^{\text{I}} - \text{OK}^{\text{II}}$ (рис. 1.).

Натрий-хлорные отношения в этих водах группируются в самой верхней части от линии сгущения морской воды, а магний-хлорные - смещены вниз в левой части от линии сгущения морских вод. Такое расположение точек и других характерных показателей, за исключением $\text{Br} \cdot 10^3/\text{Cl}$, $\text{J} \cdot 10^4/\text{Cl}$, J/BR , $\text{B} \cdot 10^4/\text{Cl}$, $\text{hi} \cdot 10^4/\text{Cl}$, $\text{Rb} \cdot 10^3/\text{Cl}$, значения которых выше по отношению к продуктам сгущения морской воды, указывает на длительное взаимодействие с вмещающими породами и выщелачивание редких и щелочных элементов из них.

В целом подземные воды верхнемелового карбонатного комплекса, судя по анализу геохимических показателей, являются смешанными с более опресненными отжатыми поровыми и дегидратационными водами майкопской толщи, а также с водами карбонатного типа верхних гидрогеологических горизонтов.

Подземные воды верхнемеловых отложений в горноскладчатой части, вовлеченные в зону активного водообмена, как и воды нижнемеловых отложений, представляют собой весьма пресные (0,3-0,4 г/л) воды карбонатного и сульфат-натриевого типов.

Подземные воды среднемиоценовых отложений, приуроченные к песчаным пачкам, залегающие на глубинах от нескольких сот метров до 2-3 км, относятся в большинстве своем к хлоридному и реже карбонатному типам. Минерализация этих вод изменяется от 2-3 г/л до 40-60 г/л. Химический состав вод чокракского и караганского горизонтов формируется в основном ионами (% экв.): натрия 90-96, гидрокарбоната - до 20, хлора - до 94, сульфат-иона - до 3-4, кальция - до 20-25. Коэффициент метаморфизации ($\text{эNa}/\text{эCl}$) для хлоридных вод находится в пределах 0,95-1,2. Фигуративные точки химического состава этих вод на диаграмме (рис. 1.) расположены вблизи полюса NaCl и вдоль стороны $\text{NaHCO}_3 - \text{NaCl}$. Некоторые минеральные источники среднемиоценовых отложений предгорной части относятся к сульфатному типу (Зурамакент и др.).

Анализ характерных геохимических показателей и гидрогеологических условий района позволяют предположить возможный путь формирования химического состава подземных вод среднего миоцена за счет смешения пресных инфильтрационных вод плиоцен-четвертичных отложений с хлоридными рассолами мезозойского водоносного комплекса.

Воды плиоцен-четвертичного гидрогеологического этажа относятся, как правило, к карбонатному типу вод с максимальной минерализацией не более 2-3 г/л. Значения Eh положительные - до + 300 мв, что характеризует окислительную геохимическую обстановку, рН в основном 7-7,5. Фигуративные точки этих вод на диаграмме химических типов расположены в карбонатном треугольнике. Основной ионный состав в этих водах определяется ионами: Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , HCO^- .

Заключая анализ геохимических критериев и других данных подземных термоминеральных вод Восточного Предкавказья, можно отметить, воды мезозойских отложений генетически соответствуют седиментационным водам карбонатной и гипсовой стадии сгущения морской воды. Химический состав их сформировался в результате процессов прямой метаморфизации первоначальной морской воды. Среди хлоркальциевых рассолов можно выделить, с учетом степени метаморфизации и особенностей химического состава, воды двух групп: одна группа обогащена ионами натрия ($M = 30-100$ г/л) и их фигуративные точки располагаются на диаграмме (рис. 1.) ближе к полюсу NaCl; другая - ионами кальция (M примерно 100-140 г/л) и их фигуративные точки смещены от линии $\text{OK}^{\text{I}} - \text{OK}^{\text{II}}$ к полюсу CaCl_2 . Расположение фигуративных точек на графиках химических типов вод и характерные геохимические отношения пар элементов позволяют отнести термоминеральные рассолы мезозойских отложений в зонах затрудненного гидродинамического режима к седиментационным и глубоко метаморфизованным морским водам. Обогащение кальцием этих вод произошло не только в процессе замены магния раствора на кальций пород, но и вследствие дополнительного катионного обмена кальция на натрий раствора на контакте с песчано-глинистыми отложениями. Анализ геохимических показателей позволяет также предположить, что воды мезозойских отложений с $M = 40-75$ г/л, содержащие большое количество ионов натрия, сформировались путем обратной метаморфизации отжатых опресненных поровых вод майкопской толщи. Анализ изотопного состава термальных вод Восточного Предкавказья, проведенный автором [9,12], дополнительно подтверждает такие выводы.

Литература

1. Виноградов А.П. Избранные труды. Геохимия океана. – М., Наука, 1989, 220 с.
2. Валяшко М.Г. Основы геохимии природных вод. Геохимия, № 11, 1967, С.1395–1407.
3. М.Г. Валяшко, А.И. Поливанова, Б.И. Меттих и др. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. – М., Наука, 1965, 159 с.
4. Жеребцова И.К. Закономерности поведения редких и рассеянных элементов в процессе сгущения морской воды и особенности их распространения в природных рассолах. Автореф. диссерт. к. г-м. н. М., 1967, 27 с.
5. Питьева К.Е. Гидрогеохимия. М., Изд-во МГУ, 1978, 324 с.
6. Курбанов М. К., Кудрявцева К.А., Маммаев О.А. и др. Закономерности формирования и размещения термоминеральных и редкометальных вод Дагестана. Геол. Фонды ИГ Даг. ФАН СССР, 1979, Махачкала.
7. Кудрявцева К.А., Тумалаева П.К., особенности распространения микроэлементов в паратермальных водах и рассолах мезозойских отложений прикумской зоны. – Тр. Ин-т геол. Даг. ФАН СССР, вып. I (14). Материалы по гидрогеологии Дагестана. 1977, с. 48–53.
8. Никаноров А. М., Тарасов М.Г., Федоров Ю.А. Гидрохимия и формирование подземных вод и рассолов. – Л., Гидрометеиздат, 1983, 243 с.
9. Маммаев О.А. Анализ изотопного состава термальных вод Восточного Предкавказья. Тр. ИПГ Даг. ФАН СССР, 1985, вып. 4, с. 113–122.
10. Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. Л., Недра, 1969, 207 с.
11. Дегенс Э.Г. Геохимия осадочных образований. – М., Мир, 1967, 300 с.
12. Магомедов Ш.А., Маммаев О.А. Изотопный состав и генетические особенности геотермальных месторождений Восточного Предкавказья. Водные ресурсы, 2000, т. 27, № 8, с. 148–151.