

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 556.114+546.027(571.53/.55)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ (H, O, Cl, Sr) ПОДЗЕМНЫХ РАССОЛОВ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С.В. Алексеев, Л.П. Алексеева, **В.Н. Борисов**,
О. Шоуакар-Сташ*, Ш. Фрейп*, Ф. Шабо**, А.М. Кононов

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

* University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada

** Centre de Geochimie de la Surface, Strasbourg, France

Представлены новые данные о геохимических особенностях и изотопном составе хлоридных рассолов Сибирской платформы. В связи с решением проблемы генезиса высокоминерализованных подземных вод исследовано распределение стабильных изотопов (^2H , ^{18}O и ^{37}Cl) в рассолах Тунгусского, Ангаро-Ленского, западного крыла Якутского и Оленекского артезианских бассейнов, а также изотопных отношений стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в рассолах западной части Оленекского артезианского бассейна. Результаты исследований и сравнительного анализа геохимических и изотопных особенностей рассолов Сибирской платформы более всего соответствуют теоретическим представлениям о формировании рассолов при взаимодействии древних седиментогенных вод с вмещающими породами.

Гидрогеохимия, стабильные изотопы, рассолы, генезис подземных вод, Сибирская платформа.

ISOTOPIC COMPOSITION (H, O, Cl, Sr) OF GROUND BRINES OF THE SIBERIAN PLATFORM

S.V. Alekseev, L.P. Alekseeva, **V.N. Borisov**, O. Shouakar-Stash,
S.K. Frape, F. Chabaux, and A.M. Kononov

New data on the geochemistry and isotopic composition of chloride brines of the Siberian Platform are presented. The distribution of stable isotopes (^2H , ^{18}O , and ^{37}Cl) in brines of the Tunguska, Angara-Lena, western part of the Yakutian and Olenek artesian basins and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in brines of the western part of the Olenek artesian basin was studied in the context of the problem of genesis of highly mineralized groundwaters. Results of the study and comparative analysis of the geochemical and isotopic peculiarities of the Siberian Platform brines conform to the theory of brine formation through the interaction of ancient sedimentogene waters with enclosing rocks.

Hydrogeochemistry, stable isotopes, brines, genesis of groundwaters, Siberian Platform

ВВЕДЕНИЕ

Проблема генезиса и особенностей формирования крепких рассолов хлоридного состава Сибирской платформы привлекает пристальное внимание исследователей различного профиля и продолжает широко обсуждаться в научном мире [Lerín et al., 1975; Брандт и др., 1976; Борисов и др., 1976; Лепин, Борисов, 1979; Пиннекер и др., 1987; Гавшин и др., 1994; Пиннекер, Шварцев, 1996; Шварцев, 2000; Shouakar-Stash et al., 2002; Крайнов и др., 2004; Медведев, 2004]. Общеизвестно, что познанием процессов формирования химического состава соленых вод и рассолов занимались крупные ученые: М.Г. Валяшко, И.К. Зайцев, С.И. Смирнов, Е.В. Пиннекер и др. Однако полной ясности в вопросах генезиса рассолов нет. Особенно проблематичен генезис хлоридных минерализованных вод, насыщающих осадочные терригенно-карбонатные толщи без включений галогенных формаций. Для правильной интерпретации фактического материала и обоснования выводов о генезисе и процессах формирования высокоминерализованных подземных вод важно сочетание традиционных методов гидрогеологических исследований и методов изотопной гидрохимии, которые являются наиболее информативными среди прочих.

Рассолы Сибирской платформы имеют сложный генезис и геохимическую эволюцию. Формирование концентрированных рассолов хлоридного натриевого состава, приуроченных в основном к соленосным разрезам (западная и южная части платформы), связано с процессами выщелачивания солей из вмещающих галогенных пород. Концентрированные рассолы хлоридного кальциевого или магниево-кальциевого состава, распространенные преимущественно в восточной части платформы, — это смесь под-

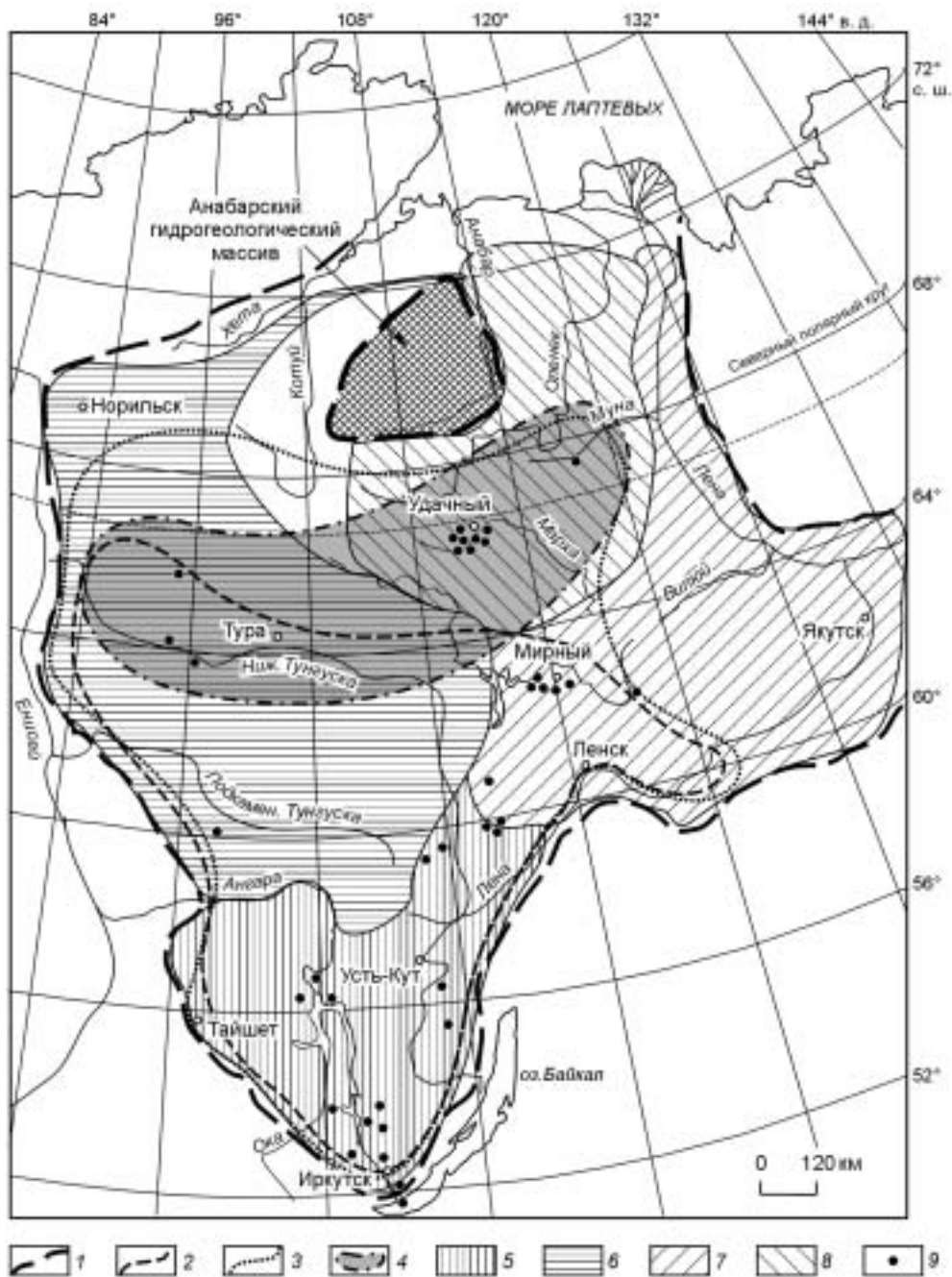


Рис. 1. Распространение соленосных отложений и рассолов на Сибирской платформе.

1—3 — границы: 1 — Сибирской платформы, 2 — распространения нижнекембрийских соленосных отложений, 3 — сплошного распространения рассолов; 4 — зона полного насыщения осадочного чехла метаморфизованными рассолами; 5—8 — артезианские бассейны: 5 — Ангаро-Ленский, 6 — Тунгусский, 7 — Якутский, 8 — Оленекский; 9 — пункт гидрогеологического опробования.

земных вод различного генезиса, в которой седиментогенные воды замещены частично древними инфильтрационными водами. По современным воззрениям считается, что основу состава этих рассолов заложила захороненная маточная рапа солеродных бассейнов, которая впоследствии подвергалась различным процессам метаморфизации в системе вода—порода в ходе ее геохимической эволюции.

В настоящей статье предпринята попытка на основе анализа обширного фактического материала о региональных гидрогеологических и гидрогеохимических особенностях Сибирской платформы (рис. 1), новых данных о химическом и изотопном составе рассолов определить степень участия вмещающих пород в формировании высокоминерализованных подземных вод и приблизиться к решению проблемы их происхождения.

Для выяснения генезиса рассолов представляется полезным сравнить особенности геологического строения, геокриологические и гидрогеологические условия Тунгусского и Ангаро-Ленского бассейнов, с одной стороны, и Якутского и Оленекского артезианских бассейнов — с другой. Это обусловлено тем, что все упомянутые регионы находятся в пределах Сибирской платформы, но названные особенности рассолов (в том числе и химический состав) существенно различаются.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Краткая геологическая и мерзлотно-гидрогеологическая характеристика объектов исследований. В качестве объектов исследований выбраны Ангаро-Ленский и Тунгусский артезианские бассейны, а также западные крылья Якутского и Оленекского артезианских бассейнов.

Ангаро-Ленский бассейн занимает южную часть Сибирской платформы. В его пределах почти повсеместно распространены терригенно-карбонатные докембрийские отложения и галогенно-карбонатные толщи пород нижнего кембрия общей мощностью до 3000—4000 м. Они содержат преимущественно пластовые скопления рассольных хлоридных натриевых и кальциевых вод. В терригенных и карбонатных породах среднего, верхнего кембрия и ордовика общей мощностью до 1000—1500 м вскрываются также соленые и пресные подземные воды.

Для Ангаро-Ленского артезианского бассейна характерно островное распространение многолетнемерзлых пород. Их мощность не превышает первых десятков (15—50) метров. Среднегодовая температура пород изменяется от 0 до -3 °С, а глубина нулевых годовых амплитуд составляет 16—20 м.

В Тунгусском бассейне хлоридные натриевые и кальциевые рассолы распространены в нижних частях разреза в верхнепротерозойских и нижнепалеозойских галогенно- и терригенно-карбонатных толщах мощностью до 3000—5000 м. В вышележащих терригенных угленосных толщах карбона и перми мощностью до 700—1000 м обычно залегают (вне зон разломов) слабосоленые и пресные воды.

Распространение многолетнемерзлых пород в Тунгусском бассейне изменяется от сплошного на севере до островного на юге. Мощность мерзлых толщ уменьшается от 300—600 до 10—25 м в том же направлении, температура ниже слоя годовых теплооборотов составляет $-0.1 \dots -3.0$ °С.

Основными геологическими комплексами западного крыла Якутского артезианского бассейна являются терригенно-, галогенно-карбонатные породы кембрия, терригенно-карбонатные толщи ордовика и терригенные отложения юры общей мощностью более 2000 м. Они прорваны кимберлитовыми трубками среднепалеозойского возраста. В осадочных породах вскрываются подземные воды практически всех градаций — от ультрапресных до рассольных хлоридных натриевых и кальциевых. В пределах кимберлитовых трубок пресные и соленые подземные воды заморожены.

Западное крыло Якутского артезианского бассейна находится в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Мощность криолитозоны, включающей криопэги, составляет 550—800 м. Среднегодовая температура пород изменяется от -3.0 до -4.7 °С.

Важной особенностью строения геологического разреза Ангаро-Ленского, Тунгусского бассейнов и западного крыла Якутского артезианского бассейна является широкое распространение мощных пластов ангидритовых и галитовых солей, а также многочисленных интрузий траппов.

Западное крыло Оленекского бассейна сложено преимущественно терригенно-карбонатными и карбонатными породами верхнего протерозоя, кембрия, ордовика и силура мощностью более 2000 м, прорываемые многочисленными кимберлитовыми и трапповыми телами. Здесь отсутствуют соленосные отложения и типичные для Сибирской платформы хлоридные натриевые рассолы. Подземные воды представлены исключительно солеными водами и рассолами хлоридного кальциевого или магниевого составов. Зона пресных подземных вод заморожена на всю мощность.

Геокриологические условия западного крыла Оленекского артезианского бассейна относятся к экстремальным. Эта часть бассейна находится в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород, причем мощность зоны отрицательных температур достигает 1450 м. Температура горных пород на подошве слоя годовых теплооборотов достигает -8.8 °С.

Методы исследований. Для определения стабильных изотопов (^2H , ^{18}O и ^{37}Cl) в подземных водах исследованы пробы соленых вод и рассолов, отобранных из скважин и родников в Ангаро-Ленском, Тунгусском, Якутском и Оленекском артезианских бассейнах. Химический и изотопный анализы проб воды выполнены в университете Ватерлоо (Онтарио, Канада) [Shouakar-Stash, 2002]. Изотопные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ подземных рассолов изучены в пробах из скважин, пробуренных в западной части Оленекского артезианского бассейна. Здесь водоносные породы представлены кимберлитами позднего девона — раннего карбона и терригенно-карбонатными толщами кембрия. Химический анализ проб рассолов выполнен в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск), а определения изотопного состава стронция в Страсбургском университете (Франция).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

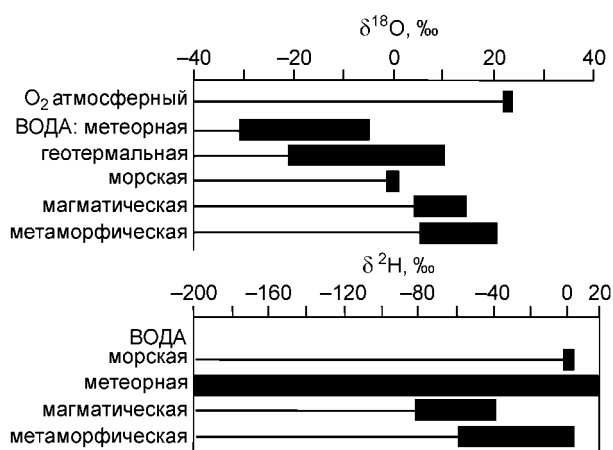


Рис. 2. Интервалы осредненных значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в различных типах природных вод [Хефс, 1983; Clark, Fritz, 1997].

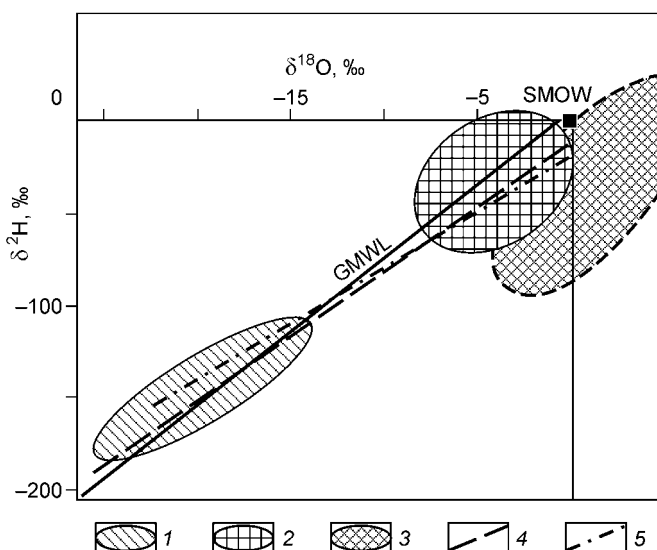
средних величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для вод различного генезиса — морских, метеорных, магматических и метаморфических.

Круговорот воды в природе поддерживает на определенном уровне концентрацию изотопов в поверхностных водах. Между распределением изотопов дейтерия и тяжелого кислорода существует линейная зависимость, выраженная в виде Global Meteoric Water Line (GMWL) [Craig, 1961; Пиннекер и др., 1987] (рис. 3). В подземной литосфере Земли, где испарение и конденсация подавлены, отмечается не столь строгая корреляция в распределении изотопов ^2H и ^{18}O . Здесь за счет взаимодействия в системе вода—порода основными процессами, контролирующими формирование изотопного состава подземных вод, являются смешение вод различного генезиса и изотопный обмен в системе. Содержание дейтерия в подземных водах имеет тенденцию к обеднению относительно океанической воды, обусловленную инфильтрацией поверхностных метеорных вод, дегидратацией, поступлением кристаллизационной воды, обменом с гидроксидсодержащими минералами, микробиологической деструкцией органического вещества. Содержание ^{18}O возрастает в результате обмена в системе вода—кислородсодержащие породы и снижается вследствие обмена воды с углекислотой [Никаноров, Тарасов, 1987].

На этом же рисунке показаны изотопный стандарт океанической воды и положение вод различного происхождения. Стандарт среднеокеанической воды (SMOW) получен путем смешения проб, отобранных из Атлантического, Тихого и Индийского океанов. В Мировом океане на протяжении длительного времени, начиная с докембрия, изотопные равновесия оставались практически неизменными [Сойфер и др., 1967]. Устойчивым постоянством отличаются воды современных морей. ореол рассеяния (по Г. Крейгу) для морских вод располагается вблизи SMOW. Для метаморфогенных вод характерны более низкая концентрация дейтерия и более высокое содержание тяжелого кислорода по сравнению со SMOW.

Рис. 3. Соотношение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в различных типах природных вод Сибирской платформы (по [Пиннекер и др., 1987] с добавлениями авторов).

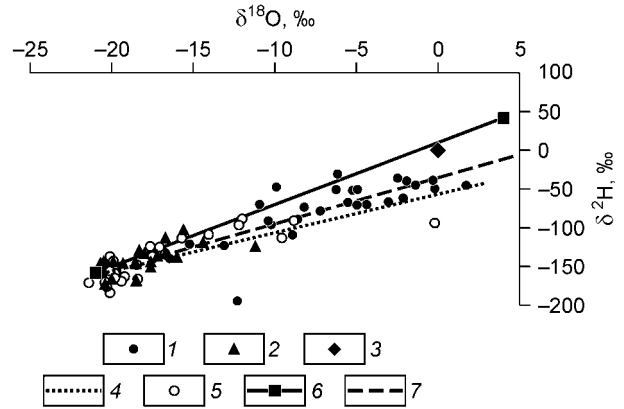
1 — воды рек, озер, атмосферные осадки; 2 — подземные крепкие и весьма крепкие рассолы Cl-Ca (300—500 г/дм³); 3 — подземные воды преимущественно морского происхождения в закрытых бассейнах [Хефс, 1983]; 4, 5 — линии средних значений: 4 — для всех изученных типов природных вод Сибирской платформы, 5 — для хлоридных кальциевых рассолов. Пояснения в тексте.



Особенности распределения стабильных изотопов (^2H , ^{18}O и ^{37}Cl) в подземных рассолах. В основе исследований стабильных изотопов лежит допущение о постоянстве первозданного изотопного состава любого элемента, который был существенно изменен впоследствии под воздействием разнообразных природных и техногенных процессов. Для изотопов водорода и кислорода основным процессом разделения легких и тяжелых молекул является их фракционирование при фазовых переходах (особенно при испарении и конденсации) в результате различия упругости пара для жидкостей с различными изотопами. В результате фракционирования пары воды и формирующиеся из них метеорные воды обогащаются легкими изотопами водорода и кислорода, в то время как в морских и океанических водах накапливаются их тяжелые разновидности. Поэтому количественные определения этих изотопов позволяют выявлять первоисточники подземных вод — метеогенные, седиментогенные, магматогенные и т. д. На рис. 2 показаны интервалы

Рис. 4. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в поверхностных водах и рассолах осадочных пород Сибирской платформы.

1 — Cl-Ca рассолы; 2 — поверхностные воды; 3 — SMOW; 4 — тренд Cl-Na рассолов; 5 — Cl-Na рассолы; 6 — GMWL; 7 — тренд Cl-Ca рассолов.



Данные об изотопном составе хлора ($\delta^{37}\text{Cl}$) в подземных водах и породах активно используются гидрогеологами для установления, например, гидравлической связи между отдельными частями геологического разреза, степени взаимодействия подземных вод с вмещающими породами, для определения источников повышенной минерализации подземных растворов [Sie, Frapе, 2002]. Существует стандарт среднеокеанических хлоридов (SMOC), значение $\delta^{37}\text{Cl}$ которого принимается за 0 ‰ [Kaufman et al., 1983]. Относительно этого стандарта измеряется изотопное $^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ для конкретного образца. Подземные воды, залегающие на различной глубине, характеризуются определенными значениями $\delta^{37}\text{Cl}$ или типичным диапазоном их изменений, что может быть использовано для интерпретации происхождения воды на определенной глубине. Установлено, что поверхностные и неглубокозалегающие подземные воды существенно обеднены изотопом ^{37}Cl и отражают большей частью современные метеорные условия. В частности, для речных вод характерны наиболее отрицательные (< -1.3 ‰) значения $\delta^{37}\text{Cl}$. В водах средних глубин и глубокозалегающих значения $\delta^{37}\text{Cl}$ сдвигаются в сторону положительных значений и составляют $-0.50 \dots +0.70$ ‰, причем степень обогащения подземных вод изотопом хлора увеличивается с глубиной залегания.

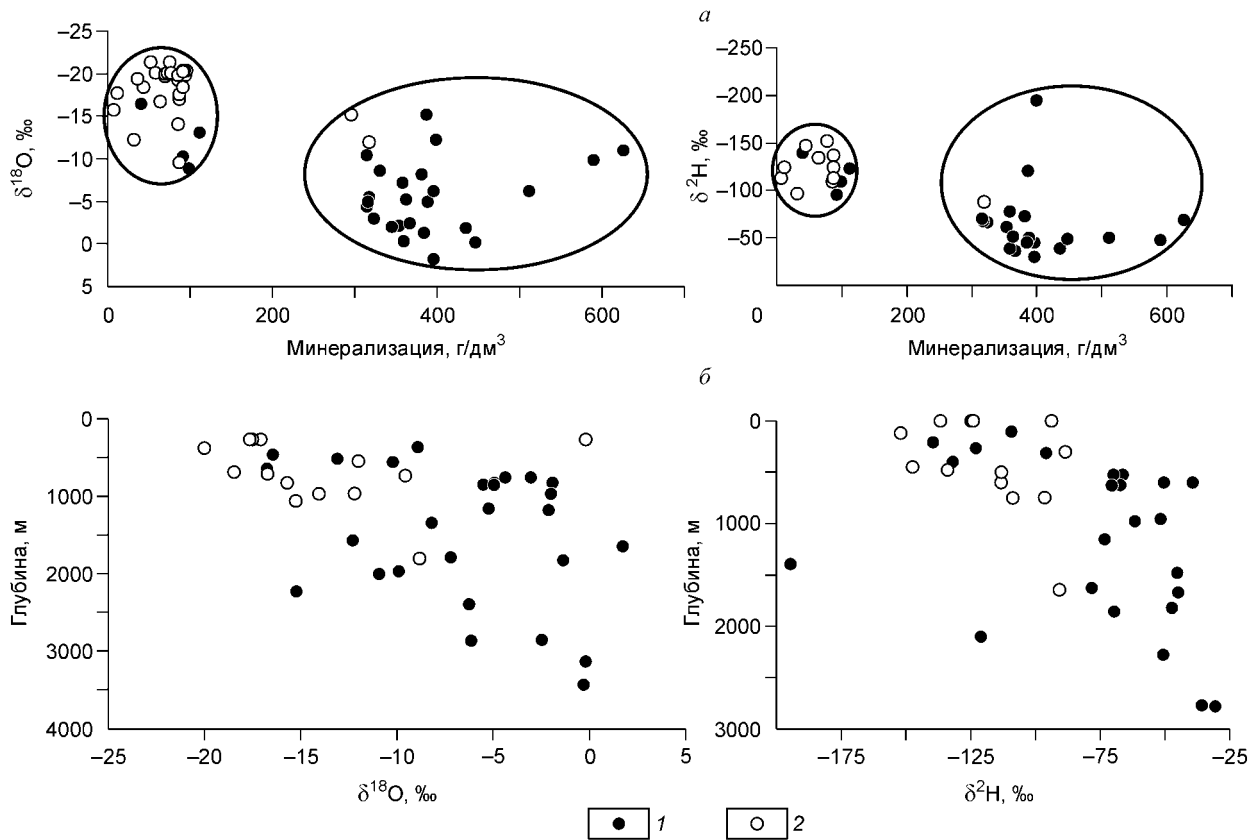


Рис. 5. Зависимость $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ от минерализации рассолов (а) и от глубины их залегания (б) Сибирской платформы.

Рассолы: 1 — Cl-Ca, 2 — Cl-Na.

Таблица 1.

Химический и изотопный составы соленых вод и рассолов Сибирской платформы

№ п/п	Местоположение, № скважины	Глубина, м	рН	Удельный вес	Na	Ca	Cl	Br	M	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{37}\text{Cl}$	Ca/Cl
					г/дм ³									
<i>Хлоридные натриевые соленые воды и рассолы</i>														
1	Муна, 204	600—900	6.45	1.06	9.57	3.71	49.89	0.75	85.65	-108.81	-14.06	-0.787	1.302	0.074
2	Источник, р. Турука	0	6.8	1.064	4.03	11.27	56.02	0.29	87.55	-124.85	-17.07	-0.701	-0.168	0.201
3	р. Ниж. Тунгуска, 44П	300	5.6	1.22	70.73	26.90	165.22	1.24	318.00	-88.46	-12.00	-3.595	-0.105	0.163
4	Осинская площадь, 1	1630—1660	—	—	9.92	0.99	165.34	2.58		-90.73	-8.83	0.000	-0.285	0.006
5	Источник р. Подкам. Тунгуска	0	7.2	1.06	27.19	1.47	44.24	0.05	87.08	-136.70	-17.51	-0.637	0.008	0.033
6	оз. Мохсоголох	0	—	—	22.77	0.37	34.69	0.004		-93.84	-0.19	0.000	0.165	0.011
7	р. Гаженка, 6	120	7.35	1.051	27.08	0.79	38.42	0.04	77.00	-152.08	-20.01	-0.506	-0.255	0.021
8	р. Непа, 5-6	419—481	—	—	13.43	1.09	21.86	0.02	44.00	-147.46	-18.47	-0.298	-0.131	0.050
9	Зеленый Мыс (Иркутск), 3	600	—	—	2.22	0.28	3.50	0.004	7.00	-113.24	-15.71	-0.062	0.102	0.081
10	Новонукутск, 3-6М	455—500	—	—	14.76	1.27	22.09	0.02	64.00	-133.97	-16.72	-0.478	0.081	0.058
11	Усолье-Сибирское, 3	700—1000	—	—	98.39	1.11	132.87	0.09	296.00		-15.25	—	-0.063	0.008
12	Братск, 2-С	733—760	—	—	7.67	2.66	17.54	0.22	32.00	-96.44	-12.20	-0.332	0.564	0.151
13	тр. Мир, 28	500	8.4	1.057	28.00	1.03	42.16	0.05	87.40	-113.17	-9.57	-0.772	1.536	0.024
14	Источник, р. Чона	0	—	—	3.69	0.27	0.64	0.002	11.20	-124.04	-17.65	-0.090	0.349	0.422
15	тр. Мир, 25-ВП	410	—	—	—	—	—	—	70.20	-160	-19.7	-0.439	—	—
16	»	0	—	—	—	—	—	—	89.00	-160	-19.7	-0.556	—	—
17	»	430	—	—	—	—	—	—	84.90	-163	-19.2	-0.521	—	—
18	тр. Мир, 102	470	—	—	—	—	—	—	91.10	-166	-18.4	-0.549	—	—
19	», 105		—	—	—	—	—	—	51.90	-171	-21.4	-0.304	—	—
20	», 107	410	—	—	—	—	—	—	36.60	-169	-19.4	-0.217	—	—
<i>Хлоридные кальциевые рассолы</i>														
21	тр. Удачная, 9г	500—550	6.35	1.237	16.45	48.52	160.93	3.65	323.02	-66.38	-3.04	-4.866	-0.403	0.301
22	тр. Зарница, 14	260—270	7.35	1.08	4.84	12.74	59.54	1.17	111.33	-123.00	-13.10	-0.905	0.009	0.214
23	Знаменская пл., 3А	1818—1826	<4	1.409	1.99	95.35	220.84	8.59	589.69	-47.28	-9.91	-12.472	-0.527	0.432

24	тр. Удачная, 308	805—1150	4.9	1.255	10.17	37.16	155.95	3.62	353.22	-61.68	-2.13	-5.727	-0.346	0.238
25	», 703	1390—1567	4.85	1.28	12.10	61.20	179.10	4.91	395.80	-45.33	1.73	-8.732	-0.337	0.342
26	тр. Мир, 82	600	5.45	1.309	4.03	46.42	173.34	4.71	434.85	-39.30	-1.92	-11.065	-0.318	0.268
27	тр. Удачная, 35	210	7.8	1.028	4.35	6.22	26.30	0.41	39.92	-139.59	-16.45	-0.286	0.524	0.237
28	», 6	110—120	7.1	1.077	8.55	15.48	76.24	1.46	98.34	-109.36	-8.92	-0.899	0.208	0.203
29	р. Ниж. Тунгуска, ТП-1	2100	7.5	1.26	40.00	78.83	239.00	4.95	386.30	-121.12	-15.22	-3.189	0.579	0.330
30	Иркутск, мин. вода	3—400	—	—	0.21	0.22	—	0.00	—	-131.89	-16.76	0.000	-0.126	0.733
31	Касаткинская площадь, 89	2756—2782	3.15	1.28	22.27	75.33	179.79	4.83	366.17	-35.86	-2.47	-10.211	-0.156	0.419
32	Кутурминская площадь, 156	3067	—	—	8.76	96.02	161.70	4.25	446.87	-49.41	-0.20	-9.043	-0.315	0.594
33	Братск, 8	3382—3395	—	—	37.18	42.73	169.65	4.19	358.90	-38.44	-0.30	-9.338	-0.405	0.252
34	тр. Мир, 82	884—1024	6.02	1.254	11.29	86.04	158.92	3.82	362.91	-51.76	-5.23	-7.011	-0.151	0.541
35	», 83	600	5.45	1.269	19.19	73.76	163.38	3.42	387.95	-50.47	-4.94	-7.687	0.044	0.451
36	тр. Удачная, 314	449—800	4.95	1.235	15.87	74.69	192.44	4.44	316.99	-67.30	-5.52	-4.710	-0.215	0.388
37	», 24	313	6.75	1.065	19.17	14.46	62.81	0.85	91.30	-95.90	-10.22	-0.952	-0.398	0.230
38	», 1-ОП	400—650	3.45	1.225	21.60	63.46	151.20	3.23	315.20	-69.93	-4.37	-4.507	-0.230	0.420
39	», 330	504—750	4.45	1.206	19.87	70.92	139.44	3.09	316.08	-70.52	-4.96	-4.482	-0.202	0.509
40	», 310	834—1475	4.2	1.266	5.07	94.72	212.28	5.64	381.36	-73.32	-8.20	-5.201	-0.269	0.446
41	», 312	553—952	4.05	1.26	19.72	69.12	199.15	4.35	344.61		-2.00		-0.238	0.347
42	Омолойская площадь, 13	1830—1888	—	—	1.15	110.95	231.90	6.32	626.00	-69.64	-10.93	-8.990	-0.082	0.478
43	Верхнечонская площадь, 31	1674—1667	5.35	1.29	8.23	100.81	184.26	5.21	384.00	-44.89	-1.37	-8.554	-0.208	0.547
44	», 53	1623—1633	4.2	1.22	18.56	76.39	171.84	3.93	358.00	-78.26	-7.21	-4.574	-0.238	0.445
45	», 77	1380—1408	—	—	9.23	77.99	164.86	2.03	399.00	-194.59	-12.30	-2.050	-0.389	0.473
46	Иреляхская площадь, 746	2777—2784	—	—	10.41	108.75	187.67	4.73	396.00	-30.62	-6.15	-12.931	-0.666	0.579
47	Балаганкинская площадь, 2	2258—2296	—	—	2.78	119.88	205.79	5.14	511.00	-50.69	-6.25	-10.082	-0.143	0.583
48	тр. Мир, 84	890	—	—	—	—	—	—	315.00	-91.00	-10.40	-3.462	—	—
49	»	900	—	—	—	—	—	—	331.00	-89.00	-8.60	-3.719	—	—

Примечание. Полужирным выделены данные ВСЕГИНГЕО, 1979 г.; М — минерализация воды.

Результаты химического и изотопного (^2H , ^{18}O и ^{37}Cl) анализов рассолов Сибирской платформы представлены в табл. 1. Распределение тяжелых изотопов кислорода и водорода в рассолах в целом соответствуют ранее выявленным закономерностям [Пиннекер и др., 1987]. Однако полученные авторами данные показывают, что в ряде проб величина $\delta^{18}\text{O}$ очень близка к SMOW и даже принимает положительное значение. Тренды изотопного состава рассолов Сибирской платформы лежат несколько ниже и под углом к GMWL, т. е. хлоридные натриевые и кальциевые рассолы обеднены дейтерием и обогащены кислородом-18 по сравнению с метеорными и поверхностными водами (рис. 4).

По значениям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ все рассолы четко делятся на две группы: первую формируют хлоридные натриевые рассолы с пониженным содержанием изотопов, свойственным поверхностным водам, ко второй группе относятся хлоридные кальциевые рассолы с повышенными величинами $\delta^{18}\text{O}$ (от -16.76 до $+1.73$ ‰) и $\delta^2\text{H}$ (от -194.9 до -30.62 ‰), достаточно сильно отличающимися от поверхностных вод. Такая дифференциация геохимических типов вод хорошо прослеживается на графиках зависимости изотопного состава рассолов от их минерализации (рис. 5, а). При минерализации подземных вод более 300 г/дм³ происходит существенное обогащение кислородом-18 и дейтерием хлоридных кальциевых рассолов. Утяжеление изотопного состава рассолов происходит и с глубиной их залегания (см. рис. 5, б).

В неглубокозалегающих пластах пород (менее 500 м) рассолы сильно обеднены изотопом кислорода-18 и дейтерием. Самые низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ ($-17...-20$ ‰) характерны для подземных вод, отобранных из солевой формации Непского калиевого бассейна, что, вероятно, связано с выпадением солей при галогенезе, в процессе которого происходило обеднение дейтерием и кислородом-18 [Пиннекер, 1966; Пиннекер, Шварцев, 1996]. Рассолы из глубокозалегающих пород, напротив, обогащены тяжелым изотопом кислорода (значение $\delta^{18}\text{O}$ возрастает до $+1.73$ ‰ на глубинах $1500-3400$ м) и дейтерием ($\delta^2\text{H} = -30.62$ ‰ на глубине 2780 м).

Значения $\delta^{37}\text{Cl}$ подземных соленых вод и рассолов исследованной территории колеблются в пределах $-0.405...+1.535$ ‰. Зависимость между концентрацией иона хлора и величиной $\delta^{37}\text{Cl}$ показана на рис. 6, где также прослеживается четкое деление всех изученных минерализованных вод на две группы.

Первая группа включает в основном глубокозалегающие хлоридные кальциевые рассолы с высокой минерализацией (от 300 до 600 г/дм³). В нее входят только три пробы воды хлоридного натриевого состава, но также с высокой ($132-165$ г/дм³) минерализацией. Рассолы первой группы характеризуются высоким содержанием Cl-иона (>130 г/дм³) и относительно узким диапазоном значений $\delta^{37}\text{Cl}$ (от -0.405 до $+0.044$, одно значение $+0.579$ ‰). Второй группе свойственны преимущественно хлоридные натриевые рассолы с минерализацией не более 100 г/дм³, а также 4 пробы хлоридных кальциевых рассолов с минерализацией $40-98$ г/дм³. Для вод этой группы характерна низкая концентрация Cl- (<77 г/дм³) и гораздо больший разброс значений $\delta^{37}\text{Cl}$ (от -0.4 до $+1.54$ ‰). Следовательно, значения $\delta^{37}\text{Cl}$ контролируются не только составом рассолов, но и их минерализацией.

Особенности изотопного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подземных рассолах. Известно, что в геологической истории земной коры соотношение изотопов стронция изменяется только за счет ^{87}Sr , количество которого возрастает по мере радиоактивного распада рубидия-87. Период полураспада рубидия около 50 млрд лет, и значения стронциевого отношения в породе за это время пропорционально Rb/Sr в каждой минеральной фазе [McNutt et al., 1990]. Поэтому $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ существенно выше в обогащенной рубидием континентальной коре, чем в обедненной океанической. При длительном взаимодействии рассолов с горными породами изотопное отношение стронция в водах стремится к отношению в исходной породе. Следовательно, оно отражает только степень взаимодействия в системе вода—порода и его нельзя использовать для определения возраста и происхождения воды. В геохимии изотопов стронция установлен ряд значений, которые считаются реперными величинами [Брандт и др., 1976]. Первое из них — это минимально возможное в природе значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, характерное для протопланетного стронция — 0.69899 (так называемое VABI). Вероятно, в гипотетической древней ювенильной воде $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ должно быть близко к VABI. Вторая постоянная величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0.7087-0.7095$) характерна для вод морей и океанов [Фор, Пауэлл, 1974]. Близость величины изотопного отношения стронция какой-либо природной воды к этому значению свидетельствует о ее морском происхождении. В речных водах среднее $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ принято равным 0.7119 [Palmer, Edmond, 1989].

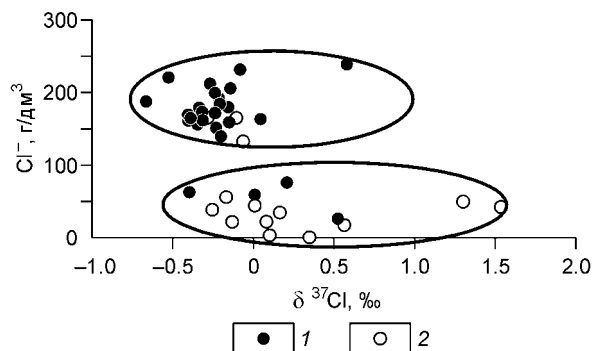


Рис. 6. Зависимость между $\delta^{37}\text{Cl}$ и содержанием Cl-иона в рассолах Сибирской платформы.

1 — Cl-Ca рассолы, 2 — Cl-Na рассолы и соленые воды. Пояснения в тексте.

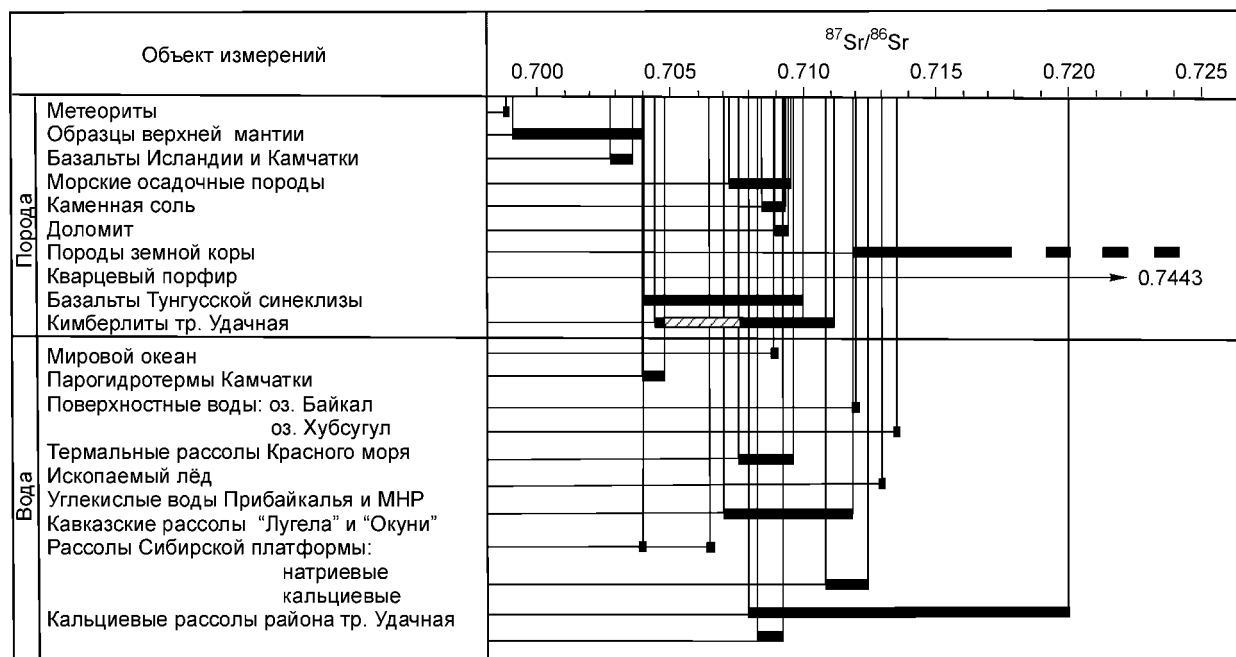


Рис. 7. Реперные величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в различных породах и природных водах.

Метеориты, образцы верхней мантии, океанические воды, термальные рассолы Красного моря, породы земной коры, по [Фор, Пауэлл, 1974]; базальты Тунгусской синеклизы, по [Медведев, 2004]; кимберлиты тр. Удачная, по [Масловская, 1985], заштрихованный интервал [Kamenetsky et al., 2004; Maas et al., 2005]; рассолы Сибирской платформы (натриевые и кальциевые), по [Шварцев, 2000]; кальциевые рассолы района тр. Удачная — Страсбургский университет (Франция), 2004; остальное — по измерениям в лаборатории изотопии Института земной коры СО АН СССР (г. Иркутск), по [Lepin et al., 1975; Борисов и др., 1976; Брандт и др., 1976; Лепин, Борисов, 1979].

Существует ряд характерных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и для горных пород (рис. 7). На Сибирской платформе рассоловмещающие нижнепалеозойские отложения (известняки, доломиты, каменная соль) по величине этого отношения (0.7090—0.7095) полностью отвечают океаническому реперу, а породы кристаллического фундамента (кварцевый порфир 0.7443) — коровому. Однако значения изотопных отношений стронция для мантийных образований Тунгусской синеклизы (базальт — 0.7073, туф — 0.7099 [Lepin et al., 1975], 0.704—0.710 [Медведев, 2004]) перекрывают реперные значения для морских осадков, что вносит неопределенность и затрудняет интерпретацию результатов в отношении влияния траппового вулканизма на геохимию рассолов.

Установлено, что рассолы Оленекского артезианского бассейна по величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ближе всего к океанической воде (табл. 2). Причем отношение изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяется в весьма узких (0.70882—0.70926) пределах (амплитуда — 0.00044). В подземных водах кимберлитовых трубок Удачная и Зарница эта величина составляет 0.70882—0.70898, а в водах осадочных терригенно-карбонатных пород 0.70892—0.70926 (рис. 8). Она не зависит ни от глубины залегания водоносных комплексов, ни от состава водовмещающих пород.

Стронций, являясь геохимическим аналогом кальция (одного из наиболее неопределенных по происхождению компонентов состава подземных рассолов), находится с ним в тесной корреляционной связи, указывающей на общность источников формирования и процессов концентрирования этих элементов в рассолах. Для сравнения рассолов Оленекского и Тунгусского бассейнов использованы данные, приведенные в статье С.Л. Шварцева [2000]. На графиках зависимости $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от Ca/Cl и Cl/Br (рис. 9) рассолы Оленекского бассейна приурочены к диапазону, в котором находятся также рассолы Тунгусского бассейна, отличающиеся низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с четко выраженной обратной связью между содержанием стронция и его изотопным отношением.

Подобная обратная связь, описываемая степенной функцией, характерна и для рассолов Оленекского бассейна (рис. 10).

Необходимо отметить некоторые отличия химического состава и положения в разрезе рассолов Тунгусского и Оленекского артезианского бассейнов. В Тунгусском бассейне они залегают в основном на больших глубинах (от 1200 до 2800 м) в терригенных, карбонатных отложениях рифея, венда и нижнего кембрия, содержащих соленосные толщи, имеют различную минерализацию (от 100 до 600 г/дм³) и катионный состав (натриевый и кальциевый). Пробы рассолов Оленекского бассейна отобраны со зна-

Химический состав рассолов западной части Оленекского артезианского бассейна

№ скв.	Место отбора пробы	Глубина отбора пробы, м	pH	Уд. вес	г/дм ³								мг/дм ³			M, г/дм ³	Na/Cl	Ca/Cl	Cl/Br	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
					K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Sr ²⁺	Li ⁺	Rb ⁺					
1-г	тр. Зарница, кимберлиты	250—255	6.7	1.072	1.88	6.51	8.98	15.66	65.2	1.1	0.62	0.07	382	60	0.6	100.08	0.59	0.24	57.2	0.70898
3-г	»	450—700	5.25	1.213	8.6	17.3	12.98	64.38	189	3.5	0.15	0.18	1161	270	3.15	296.20	0.14	0.34	54.8	0.70895
11	Долина р. Далдын, осадочные породы	130—140	6.8	1.045	1.13	4.81	4.96	8.53	37.7	0.7	1.22	0.03	139	15.8	1.02	59.09	0.20	0.23	53.9	0.70926
11	»	300—650	4.55	1.223	10.3	26.1	12.82	34.28	202	3.3	0.11	0	781	94.7	11.7	316.75	0.20	0.17	61.5	0.70892
87	»	171	6.15	1.093	2.99	11.7	8.98	23.79	86.5	1	0.82	0.1	396	26.9	0.67	135.93	0.21	0.27	83.2	0.70922
2531	»	1550—1750	5.15	1.251	14.6	12.4	13.74	80.92	214	4.5	0.07	0.25	1929	131	16.3	340.06	0.09	0.38	47.1	0.70858
517	тр. Удачная, кимберлиты	470	4.55	1.285	17.7	20.4	17.05	88.93	247	5.2	0.05	0.23	1579	221	29	396.73	0.13	0.36	47.8	0.70882
39	тр. Осенняя, кимберлиты	160—180	9	1.085	1.99	8.07	10.66	16.12	70.1	1.5	0.85	0.48	316	121	7.72	110.03	0.18	0.23	47.0	0.70906

Примечание. М — минерализация воды.

чительно меньших глубин (от 130 до 700 м) из верхнекембрийских и средневерхнекембрийских карбонатных несолоносных отложений и кимберлитов верхнедевонского—нижекаменноугольного возраста. Минерализация подземных вод изменяется от 59 до 396 г/дм³. Кальций преобладает среди катионов.

Причины низких значений изотопного отношения стронция при высоком его абсолютном содержании в рассолах Тунгусского бассейна объясняются С.Л. Шварцевым [2000] метаморфизацией рассолов в сульфатно-карбонатных породах, в которых присутствует незначительное количество терригенных отложений. В этом случае формируются высокоминерализованные и высокометаморфизованные рассолы с общей соленостью >400 г/дм³, но относительно слабо обогащенные радиогенным стронцием.

Приуроченность подземных вод Оленекского бассейна к терригенно-карбонатным отложениям с небольшим количеством сульфатной составляющей (гипс) свидетельствует о схожем типе метаморфизации рассолов, когда изотопное отношение Sr остается практически неизменным и равным стронциевому отношению рапы солеродного бассейна. Поскольку значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для средневерхнекембрийской эпохи на Сибирской платформе установлено равным 0.70913 [Гавшин и др., 1994], то и материнская рапа имела приблизительно такое же изотопное стронциевое отношение. Формирование рассолов Оленекского бассейна происходило в процессе взаимодействия исходной рапы с водовмещающими породами, возможного частичного разбавления инфильтрационными водами (в случае неполной закрытости разреза), а также, вероятно, под влиянием процессов криогенеза (два последних обстоятельства более касаются подмерзлотных вод первого водоносного комплекса). В результате значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в рассолах кимберлитовых тел и вмещающих пород примерно равно значению изотопного отношения в маточной рапе.

Остаются открытыми несколько вопросов. Первый — в какой степени процессы криогенеза влияли на взаимодействие между водой и породой и опосредованно на изотопный состав стронция подземных вод Оленекского бассейна? Ведь температура охлаждения геологического разреза на глубине нулевых годовых амплитуд в период позднеплейстоценового криохрона могла достигать –20 °С, а мощность криолитозоны в настоящее время достигает 1100—1500 м. Второй — если принимать в качестве исходных древние морские воды, то неясно, почему минерализация рассолов Оленекского бассейна достигает 400 г/дм³ в существенно-карбонатных рифогенных породах. Судя по составу рассоловмещающих отложений, они накапливались в бассейне при степени сгущения рапы не более 130—150 г/дм³, соответствующей началу садки гипса [Жеребцова, Волкова, 1966]. Тем не менее весь осадочный чехол региона, кроме маломощного подмерзлотного гори-

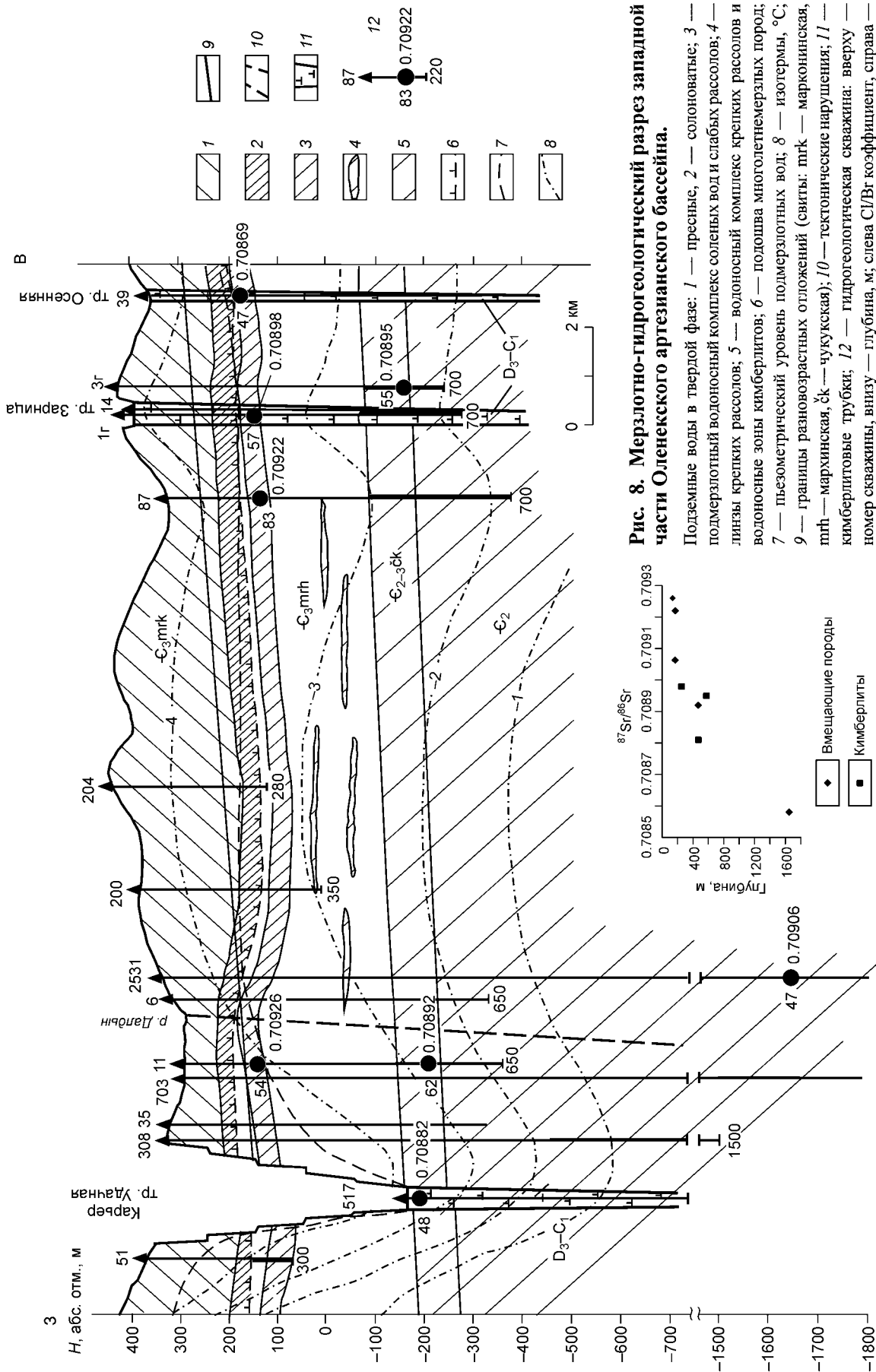


Рис. 8. Мерзлотно-гидрогеологический разрез западной части Оленевского артезианского бассейна.

Подземные воды в твердой фазе: 1 — пресные, 2 — солоноватые; 3 — подмерзлотный водоносный комплекс соленых вод и слабых рассолов; 4 — линзы крепких рассолов; 5 — водоносный комплекс крепких рассолов и водоносные зоны кимберлитов; 6 — подошва многолетнемерзлых пород; 7 — пьезометрический уровень подмерзлотных вод; 8 — изотермы, °С; 9 — границы разновозрастных отложений (свиты: mtk — маронинская, mlh — мархинская, ck — чукукская); 10 — тектонические нарушения; 11 — кимберлитовые трубки; 12 — гидрогеологическая скважина: сверху — номер скважины, внизу — глубина, м; слева Cl/Br коэффициент, справа — $^{87}Sr/^{86}Sr$.

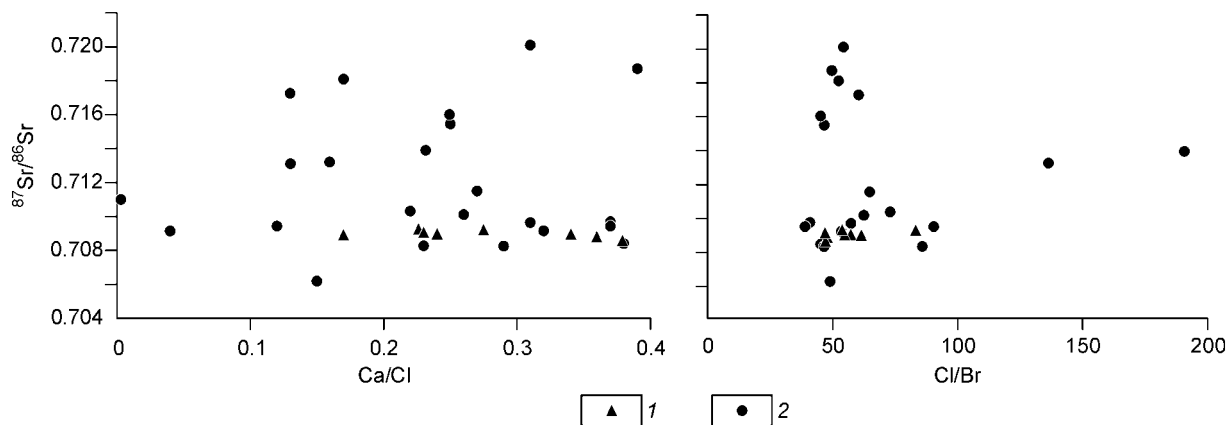


Рис. 9. Зависимости между отношениями ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Ca/Cl и Cl/Br) в рассолах бассейнов: 1 — Оленекского, 2 — Тунгусского, по [Шварцев, 2000].

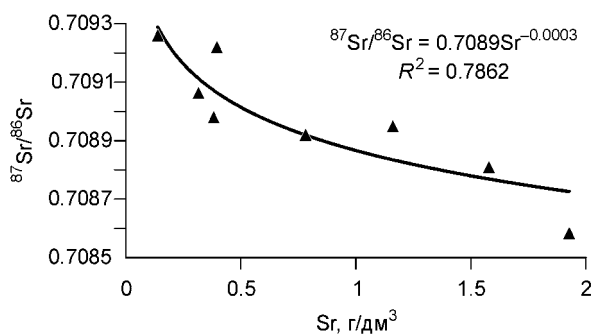


Рис. 10. Зависимость $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от общего содержания Sr в рассолах Оленекского артезианского бассейна.

зонта, насыщен исключительно весьма крепкими кальциевыми рассолами. Это притом, что граница распространения соленосных отложений на Сибирской платформе проходит в 250—300 км южнее (см. рис. 1), а предпосылки для латеральной миграции рассолов в пределах бассейна отсутствуют.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, анализ большого количества фактического материала по изотопным и геохимическим особенностям рассолов Сибирской платформы позволяет судить о сложных и разнообразных процессах формирования рассолов, уточнить представления о происхождении высокоминерализованных вод этой территории. Для подземных вод исследуемой территории характерны особенности, присущие и метеогенным (древнеинфильтрационным), и седиментогенным, и метаморфогенным водам.

Полученные данные свидетельствуют о том, что большинство значений $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ в исследованных рассолах Сибирской платформы смещено от SMOW. Рассолы обогащены тяжелым изотопом кислорода и обеднены дейтерием, причем в некоторых пробах величина $\delta^{18}\text{O}$ близка к SMOW. Это свидетельствует о возможном формировании отдельной группы глубокозалегающих высокоминерализованных подземных вод в результате захоронения маточной рапы с сингенетичными осадками и последующей ее метаморфизацией. Зависимость $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ в рассолах Сибирской платформы имеет сходство с отношением $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$, характерным для крепких рассолов осадочных бассейнов североамериканского континента.

Содержание стабильных изотопов (^2H , ^{18}O и ^{37}Cl) указывает на явное разделение рассолов Сибирской платформы, имеющих среди анионов исключительное преобладание хлора и различный катионный состав (натриевый или кальциевый, магниевый-кальциевый), на две группы. Это может свидетельствовать об их **различном** происхождении: метеогенном (**натриевые**) или метаморфогенном (**кальциевые**); либо об их **одинаковом** генезисе, но неодинаковой степени разбавления инфильтрационными водами, причем для хлоридных кальциевых рассолов, которые находились в условиях более пассивного водообмена, степень разбавления гораздо меньше.

Использование изотопного отношения стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в рассолах западной части Оленекского артезианского бассейна в комплексе с другими данными позволяет подтвердить гипотезу о **седиментационном** генезисе подземных вод. Крепкие рассолы не имеют также и примеси ювенильных вод. В пользу этого свидетельствует и значение $^3\text{He}/^4\text{He} = 2.2 \cdot 10^{-8}$, установленное авторами для минерализованных вод алмазодобывающего карьера Удачный (Западная Якутия). Известно, что величина $^3\text{He}/^4\text{He} = 2 \cdot 10^{-8}$ характерна для континентальной коры, а репером мантийного гелия является значение гелиевого

отношения на 3—4 порядка выше [Якуцени и др., 1973; Tolstikhin, Marty, 1998]. Следовательно, повышенное изотопное отношение гелия должно указывать на появление ювенильного флюида в подземных водах осадочного чехла, что в рассолах Оленекского бассейна не зафиксировано.

В целом проблема генезиса рассолов Сибирской платформы остается открытой. Работы по изучению изотопного состава этого типа подземных вод, несомненно, будут продолжаться, поскольку только использование всего комплекса геохимических и изотопных данных, подтверждающих или исключающих друг друга, позволит ближе подойти к обоснованию генезиса подземных рассолов, характерных для платформенных областей и выступов кристаллического фундамента планеты Земля.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 04-05-64426, 04-05-22000-НЦНИ), а также PICS-2650 и по гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (НШ-9542.2006.5).

ЛИТЕРАТУРА

Борисов В.Н., Брандт С.Б., Лепин В.С., Пиннекер Е.В. Использование изотопов стронция и свинца в гидрогеологических исследованиях: Материалы VIII совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск—Улан-Удэ, 1976, с. 35—36.

Брандт С.Б., Борисов В.Н., Лепин В.С., Ломоносов И.С., Пиннекер Е.В. Изотопные отношения стронция в некоторых природных водах Сибири: Междунар. геол. конгресс, XXV сессия. Геохимия, минералогия, петрология. М., Наука, 1976, с. 98—105.

Гавшин В.М., Пономарчук В.А., Никитин И.А., Разворотнева Л.И. Необычное соотношение изотопов стронция в рифейских карбонатных отложениях Сибирской платформы // Докл. АН СССР, 1994, т. 335, № 1, с. 77—80.

Жеребцова И.К., Волкова Н.Н. Экспериментальное изучение поведения микроэлементов в процессе естественного солнечного испарения воды Черного моря и рапы Сасык-Сивашского озера // Геохимия, 1966, № 7, с. 832—845.

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М., Наука, 2004, 677 с.

Лепин В.С., Борисов В.Н. Генезис кальция рассолов Сибирской платформы (по данным об изотопном составе стронция) // Материалы межвед. совета „Проблемы региональной гидрогеохимии“. Л., 1979, с. 115—116.

Масловская М.Н. Изотопный состав стронция в кимберлитах Якутии и проблема их генезиса: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1985, 20 с.

Медведев А.Я. Пермотриасовый вулканизм Северо-Азиатского кратона (Западно-Сибирская плита и Тунгусская синеклиза): геохимия, петрология и геодинамика: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск, Ин-т геохимии СО РАН, 2004, 32 с.

Никаноров А.М., Тарасов М.Г. Изотопно-геохимическая модель формирования атмосферных, поверхностных и подземных вод // Водные ресурсы, 1987, № 3, с. 147—153.

Пиннекер Е.В. Рассолы Ангаро-Ленского бассейна. М., Наука, 1966, 332 с.

Пиннекер Е.В., Шварцев С.Л. Изотопы стронция в рассолах Сибирской платформы // Докл. РАН, 1996, т. 351, № 1, с. 109—111.

Пиннекер Е.В., Борисов В.Н., Кустов Ю.И., Брандт С.С., Днепровская Л.В. Новые данные об изотопном составе кислорода и водорода рассолов Сибирской платформы // Водные ресурсы, 1987, № 3, с. 105—115.

Сойфер В.Н., Брезгунов В.С., Власова Л.С. Роль стабильных изотопов водорода в изучении геологических процессов // Геохимия, 1967, № 5, с. 599—606.

Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М., Мир, 1974, 215 с.

Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов. М., Мир, 1983, 200 с.

Шварцев С.Л. Химический состав и изотопы стронция рассолов Тунгусского бассейна в связи с проблемой их формирования // Геохимия, 2000, № 11, с. 1170—1184.

Якуцени В.П., Тихомиров В.В., Толстихин И.Н., Мамырин Б.А., Хабарин Л.В. Гелиевый изотопный критерий эндогенности газоводопроявлений: Тез. докл. VII совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск—Новосибирск, 1973, с. 50.

Clark I.D., Fritz P. Environmental isotopes in hydrogeology. Boca Raton-New York, Lewis Publishers, 1997, 328 p.

Craig H. Isotopic variation in meteoric water // Science, 1961, v. 133, № 3465, p. 1702—1703.

Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S., Maas R., Danyushevsky L.V., Thomas R., Pokhilenko N.P., Sobolev N.V. Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: a potent metasomatic agent in the mantle // Geology, 2004, v. 32, № 10, p. 845—848.

Kaufman R., Frapé S.K., Fritz P., Bentey H. Chlorine stable isotope composition of Canadian Shield brines // Saline water and gases in crystalline rocks. Geol. Association of Canada Special Paper, 1983, p. 89—95.

Lepin V.S., Borissov V.N. Zum Isotopenbestand des Strontium in unterirdischen Solen des sibirischen Tieflandes // Arbeitstagung „Isotop in der Natur“. Gera, 1975, s. 73—74.

Maas R., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S., Sobolev N.V. Sr, Nd, and Pb isotope evidence for a mantle origin of alkali chlorides and carbonates in the Udachnaya kimberlite, Siberia // Geology, 2005, v. 33, № 7, p. 549—552.

McNutt R.H., Frapé S.K., Fritz P., Jones M.G., MacDonald I.M. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of Canadian Shield brines and fracture minerals with applications to groundwater mixing, fracture history, and geochronology // Geochim. Cosmochim. Acta, 1990, v. 54, p. 205—215.

Palmer M.R., Edmond J.M. The strontium isotope budget of the modern ocean // Earth Planet. Sci. Lett., 1989, v. 92, № 1, p. 11—26.

Shouakar-Stash O., Alexeev S.V., Frapé Sh., Alexeeva L.P., Pinneker E.V. Geochemistry and stable isotopic signatures of deep groundwaters and brine from the permafrost zone of the Siberian platform, Russia // GSA Annual Meeting „Science at highest level“. Denver, Colorado (USA), 2002, p. 218—224.

Sie P.M.J., Frapé S.K. Evaluation of the groundwaters from the Stripa mine using stable chlorine isotopes // Chem. Geol., 2002, v. 182, p. 565—582.

Tolstikhin I.N., Marty B. The evolution of terrestrial volatiles: a view from helium, neon, argon, and nitrogen isotope modeling // Chem. Geol., 1998, v. 147, p. 27—52.

*Рекомендована к печати 10 мая 2006 г.
Г.Н. Аношиным*

*Поступила в редакцию
14 мая 2005 г.*