



Поляк Борис Григорьевич (1934-2022) - выдающийся русский ученый-геотермик, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник лаборатории Тепломассопереноса Геологического института РАН. Сотрудник ГИН РАН (АН СССР) с 1961 по 2022 гг. Выпускник МГРИ. Автор более 300 публикаций в области теплового поля Земли, энергетики вулканизма, геохимии изотопов гелия и фундаментальных открытий в области наук о Земле - зависимости теплового потока от возраста тектоно-магматической активности, связи кондуктивного теплового потока с изотопным отношением гелия. Участник множества экспедиций в районы геотермальной активности - бывшего СССР и всего мира.



Лаврушин Василий Юрьевич, выпускник кафедры Гидрогеологии МГУ им. М.В.Ломоносова, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник лаборатории Тепломассопереноса и заместитель директора Геологического института РАН. Специализируется в области изотопно-геохимических исследований ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $\delta^{11}\text{B}$, $\delta^{15}\text{N}$ в N_2 и $\delta^{13}\text{C}$ в CO_2 , CH_4 , HCO_3) азотных, углекислых минеральных и нефтяных вод, а также геохимии природных газов, участник экспедиций по исследованию термоминеральных вод Восточной Чукотки.
e-mail: v_lavrushin@ginras.ru



Чешко Андрей Львович (1946-2022), выпускник кафедры Геохимии МГУ им. М.В.Ломоносова, кандидат геолого-минералогических наук, специалист в области изотопной геохимии природных вод, ведущий научный сотрудник лаборатории Тепломассопереноса ГИН РАН, внес большой вклад в исследования изотопных характеристик урана, серы кислорода и водорода воды, а также геохимии инертных и углерод-содержащих газов термоминеральных вод Камчатки, Чукотки, Крыма и Карпат, участник экспедиций по исследованию термоминеральных вод Восточной Чукотки.

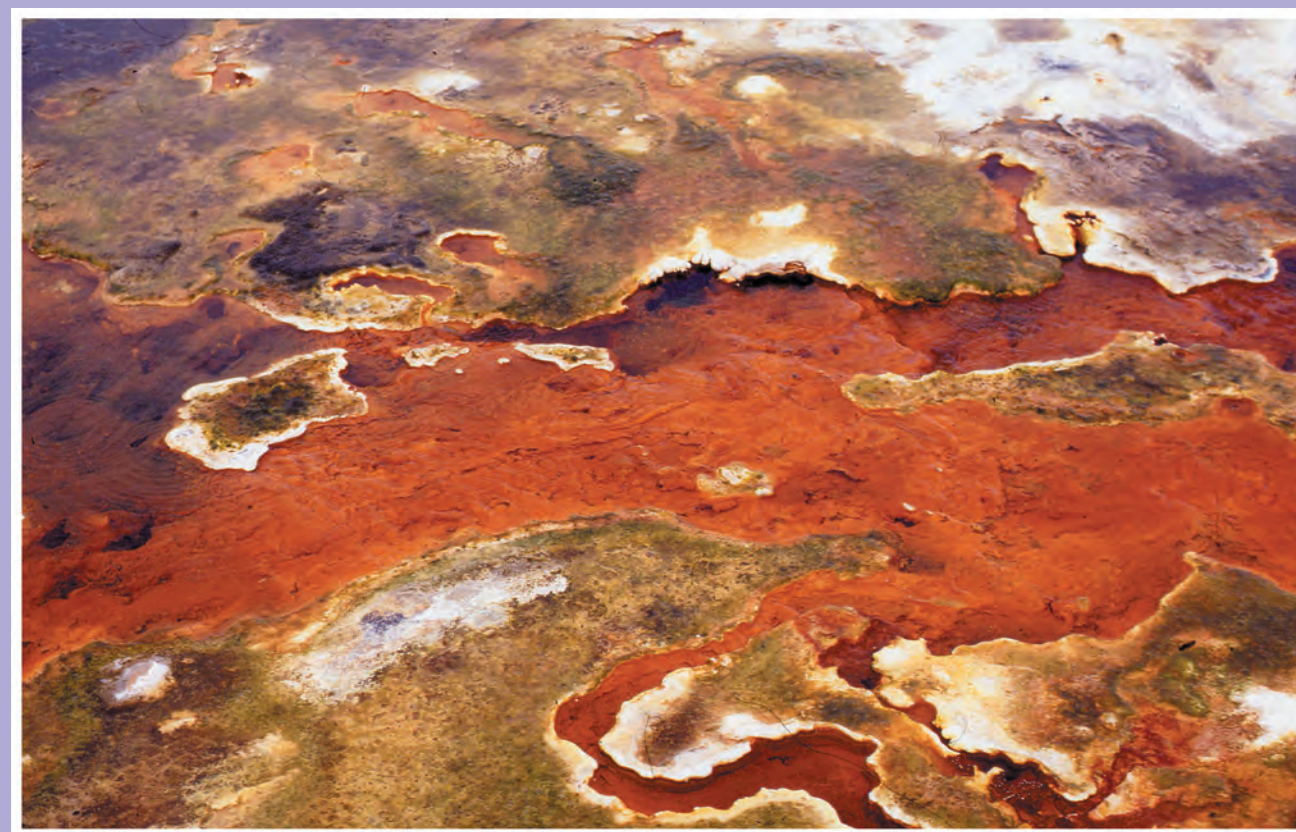


Киквадзе Ольга Евгеньевна, выпускник кафедры Геохимии МГУ им. М.В.Ломоносова, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории Тепломассопереноса ГИН РАН, специалист в области геохимии природных вод и газов, специализируется в области расчетов глубинных температур формирования солевого состава термоминеральных вод и генезиса углерод-содержащих газов.

Б.Г.Поляк, В.Ю.Лаврушин, А.Л.Чешко, О.Е.Киквадзе
ТЕРМЫ ЧУКОТКИ

Б.Г.Поляк, В.Ю.Лаврушин,
А.Л.Чешко, О.Е.Киквадзе

ТЕРМЫ ЧУКОТКИ



Российская Академия наук
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской Академии наук



Российский научный фонд
Российский фонд фундаментальных исследований

Russian Academy of Sciences
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences



Founded in 1932

Vol. 631

**B.G. Polyak, V.Yu. Lavrushin,
A.L. Cheshko, O.Ye. Kikvadze**

Thermal Waters of Chukotka

Moscow
GEOS
2022

Основаны в 1932 году
Вып. 631

**Б.Г. Поляк, В.Ю. Лаврушин,
А.Л. Чешко, О.Е. Киквадзе**

Термы Чукотки

Москва
ГЕОС
2022

УДК 550.4: 556.3: 551.311.8
ББК 26.323

Ответственный редактор *Г.А. Челноков*

Редакционная коллегия:

К.Е. Дегтярев (главный редактор), *Н.Б. Кузнецов* (заместитель главного редактора),
Г.Н. Александрова (ответственный секретарь), *Ю.О. Гаврилов*, *А.Б. Герман*, *В.Ю. Лаврушин*, *Б.Г. Покровский*,
М.А. Rogov, *С.Д. Соколов*, *С.Ю. Соколов*, *М.И. Тучкова*, *М.А. Федонкин*, *М.Д. Хуторской*, *Н.П. Чамов*

Рецензенты: *М.Д. Хуторской* и *Б.Г. Покровский*

Труды Геологического института / Геол. ин-т. – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М.: Наука, 1964. –.– ISSN 0002-3272

Вып. 631: **Термы Чукотки** / Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л., Киквадзе О.Е.; отв. ред. Челноков Г.А., – М.: ГЕОС, 2022. 222 с.; ил.

ISBN 978-5-89118-857-0

В монографии обобщены материалы исследований 33 групп термальных водопоявлений Восточной Чукотки. На основании большого массива изотопно-геохимических данных ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в H_2O , $^3\text{He}/^4\text{He}$, $\delta^{13}\text{C}$ в CO_2 и CH_4 и $\delta^{15}\text{N}$ в N_2 , $\delta^{34}\text{S}$ в SO_4) впервые для данного региона рассмотрены вопросы генезиса компонентного состава газовой фазы азотных и углекислых термальных вод, особенности формирования их солевого состава и водного баланса. Изучен состав микрокомпонентов минеральных вод, даны оценки глубинных температур формирования солевого состава вод с использованием различных гидрохимических геотермометров. Определены перспективы использования геотермических ресурсов Чукотки в хозяйственных целях.

Монография может представлять интерес для широкого круга исследователей в области наук о Земле, а также специалистов, связанных с развитием туризма и освоением бальнеологических ресурсов Крайнего Севера.

DOI 0.54896/00023272_2022_631_1

Монография подготовлена к изданию при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 18-17-00245) и Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 20-05-00727)

Responsible editor *G.A. Chelnokov*

Editor board:

K.E. Degtyarev (Editor-in-Chief), *N.B. Kusnetsov* (Deputy Editor-in-Chief),
G.N. Aleksandrova (Executive Secretary), *Yu.O. Gavrilov*, *A.B. Herman*, *V.Yu. Lavrushin*, *B.G. Pokrovskii*,
M.A. Rogov, *S.D. Sokolov*, *S.Yu. Sokolov*, *M.I. Tuchkova*, *M.A. Fedonkin*, *M.D. Khutorskoy*, *N.P. Chamov*

Reviewers: *M.D. Khutorskoy*, *B.G. Pokrovsky*

Transaction of the Geological Institute / Geological Inst. – Moscow: Publishers Academy of Sciences of USSR, 1932–1964. – Moscow: Nauka, 1964. –.– ISSN 0002-3272

Vol. 631: **Thermal Waters of Chukotka** / Polyak B.G., Lavrushin V.Yu., Cheshko A.L., Kikvadze O.Ye. Ed. by Chelnokov G.A. – Moscow: GEOS, 2022. – 222 p.

ISBN 978-5-89118-857-0

The monograph summarizes research materials of 33 groups of thermal water manifestations in Eastern Chukotka. Based on a large array of isotope-geochemical data ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in H_2O , $^3\text{He}/^4\text{He}$, $\delta^{13}\text{C}$ in CO_2 and CH_4 and $\delta^{15}\text{N}$ in N_2 , $\delta^{34}\text{S}$ in SO_4), the origin of gas phase composition of nitrogen and carbon dioxide thermal waters as well as features of forming water mineralization and balance are considered for the first time for this region. The microcomponent composition of mineral waters has been studied and estimates of deep temperature of forming the water salinity using various hydrochemical geothermometers are presented. Also, the prospects for development and use of Chukotka geoenergy resources are determined.

The monograph may be of interest to a wide range of researchers in the field of geosciences, as well as specialists associated with tourism and development of balneological resources of the Far North.

Prepared for publishing at financial support of the Russian Science Foundation, grant No. 18-17-00245
and the Russian Foundation for Basic Research, grant No. 20-05-00727

На 1-ой стр. обложки — Мечигменские источники, отложения карбонатно-кремнистых травертинов и оксидов железа в местах выходов термальных вод (Чукотка, фото авторов).

© Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л., Киквадзе О.Е., 2022

© ГИН РАН, 2022

© ГЕОС, 2022

ВВЕДЕНИЕ

Разгрузка гидротерм на поверхность суши или дна акваторий – одна из форм геотермальной активности. Вместе с вулканизмом эта разгрузка представляет собой адвективный вынос внутриземного тепла. Он дополняет его потери, обусловленные другой формой геотермальной активности – кондуктивным тепловым потоком. Плотность последнего через единицу площади определяется произведением градиента температуры, измеряемого в разбуренном интервале глубин, на теплопроводность пород в этом интервале. По сравнению с радиусом планеты интервал прямых геотермических измерений очень мал, так что такие оценки характеризуют практически «поверхностное» (на границе твердой Земли) значение плотности кондуктивного теплопотока. Это значение в каждом пункте измерений отражает современный суммарный энергетический эффект всех прошлых и текущих геологических процессов и тем самым количественно ограничивает круг реалистических моделей, описывающих эволюцию геосфер.

Изучение распределения разных форм геотермальной активности, ее режима и геоэнергетического эффекта несет важнейшую информацию о геодинамическом состоянии недр и идущих там процессах, позволяя определить объективное граничное энергетическое условие тектонических моделей. Геохимические черты геотермальной активности – состав термальных флюидов и магматических расплавов – раскрывают специфику их источников (резервуаров), характеризуя происхождение выносимого вещества.

Наряду с фундаментальным общетеоретическим значением в науках о Земле, исследования геотермальной активности имеют и большую

практическую ценность. Они служат базой для использования глубинного тепла в геотермальных электростанциях, теплофикационных сетях, разнообразных промышленных и сельскохозяйственных производствах, бальнеологических и других целях. В районах, лишенных ископаемого топлива, внутриземное тепло – альтернативный источник энергии. Особенно актуально его освоение в районах с суровым климатом, к каким относится Чукотский полуостров.

Геотермическая обстановка на Чукотском полуострове характеризуется двумя контрастными особенностями. Первая – повсеместное развитие толщи многолетнемерзлых пород, естественное в регионе с отрицательными среднегодовыми температурами дневной поверхности. Вторая – распространение термальных источников (местоположение обследованных источников и их координаты приведены в табл. 1 и показаны на рис. 1). В самых горячих из этих источников температура вод на выходе достигает 97 °С, но в большинстве намного ниже.

В этой связи стоит уточнить понятие «термальный» источник применительно к условиям Арктики. Как известно, в бальнеологии «термальными» принято называть теплые (>20 °С) или горячие минеральные лечебные воды. В горно-промышленной практике «термальными» называют воды, чья температура на выходе достаточно высока для практического использования в определенных целях – выработки электроэнергии, теплоснабжения зданий и т.п., отчего иногда такие воды называют «теплоэнергетическими». Но в физическом смысле термальные воды – это воды, температура которых выше климатической среднегодовой в районе исследования и при разгрузке которых на поверх-

Таблица 1. Координаты опробованных групп источников Восточной Чукотки

NN групп	Названия	Год отбора	Координаты		t _{макс} , °С	Дебит, л/с
			С.Ш.	В.Д.		
1	2	3	4	5	6	7
Южный район						
1	Чаплинские	2002	64°25'28"	172°30'05"	87.5	14
2	Сенявинские	2002	64°44'12"	172°51'07"	78.7	55
3	Аракамчеченские	2002	64°44'38"	172°18'14"	37.4	6
4	Кивакские	2002	64°20'32"	172°55'47"	43.1	10
27	<i>Верхне-Нуномовеемские</i>	2005	65°25'20"	173°18'05"	35.6	18
28	<i>Синевеемские</i>	2005	64°36'35"	173°49'20"	43.1	2
29	<i>Гетлянгенские</i>	2005	65°11'41"	172°45' 05"	42.5	н/д
Восточный район						
5	Кукуньские	2002, 2004	65°34'42"	171°29'25"	60.0	65
9	Дежневские	2002	66°06'06"	169°48'42"	69.0	5
18	<i>Пыкелуньвеемские</i>	2004	66°08'30"	170°16'45"	4.0	19
19	<i>Танатапские</i>	2004	66°19'05"	171°36'25"	4.7	32
20	<i>Мамкинские</i>	2004	66°50'09"	171°33'40"	4.1	4
25	<i>Итыгвеемские</i>	2004	65°53'44"	170°31'36"	4.1	72
22	<i>Утавеемские</i>	2004	66°14'20"	170°42'28"	15.6	1
23	<i>Лево-Тарьявеемские</i>	2004	66°05'20"	169°50'54"	7.2	6
24	<i>Кооленьские</i>	2004	65°59'22"	170°58'41"	13.8	1
Северный район						
10	Нешкенские	2004	66°43'15"	173°18'11"	52.6	6
11	Тэюкейские	2004	66°42'24"	173°10'12"	6.0	3
12	Куб	2004	66°31'20"	173°13'46"	7.0	7
13	Вытхытявеемские	2004	66°18'36"	174°36'37"	65.0	14
14	Оранжевые	2004	66°12'10"	174°34'08"	14.0	18
21	<i>Лево-Тэнынваамские</i>	2004	66°32'45"	173°22'18"	21.1	27
Колочинско–Мечигменская депрессия						
6	Мечигменские	2002	65°48'21"	173°23'42"	97.0	64
7	Бабушкины Очки	2002, 2004	65°59'39"	173°35'44"	21.0	<10
8	Туманные	2002	65°48'51"	173°27'09"	55.1	8
15	Ынпынэвеемские	2004	66°00'41"	173°40'34"	15.0	н/д
16	Арэнышкынваамские	2004	65°58'52"	173°42'30"	12.0	5
17	Нэлыпгенвеемские	2004	65°58'25"	172°47'16"	2.0	2
26	<i>Круговые</i>	2005	66°06'30"	174°02'08"	4.0	н/д
30	<i>Ступенчатые</i>	2005	65°58'40"	173°53'40"	2.7	3
31	<i>Ионийские (газовые)</i>	2005	65°58'30"	173°48'40"	5.3	1
32	<i>Ионийские (минер.)</i>	2005	65° 58' 40"	173° 50' 00"	5.0	2
33	<i>Печигтанваамские</i>	2005	65°33'40"	173°42'10"	28.2	14

Примечание: курсивом выделены данные по [Киевский и др., 2006_ф].

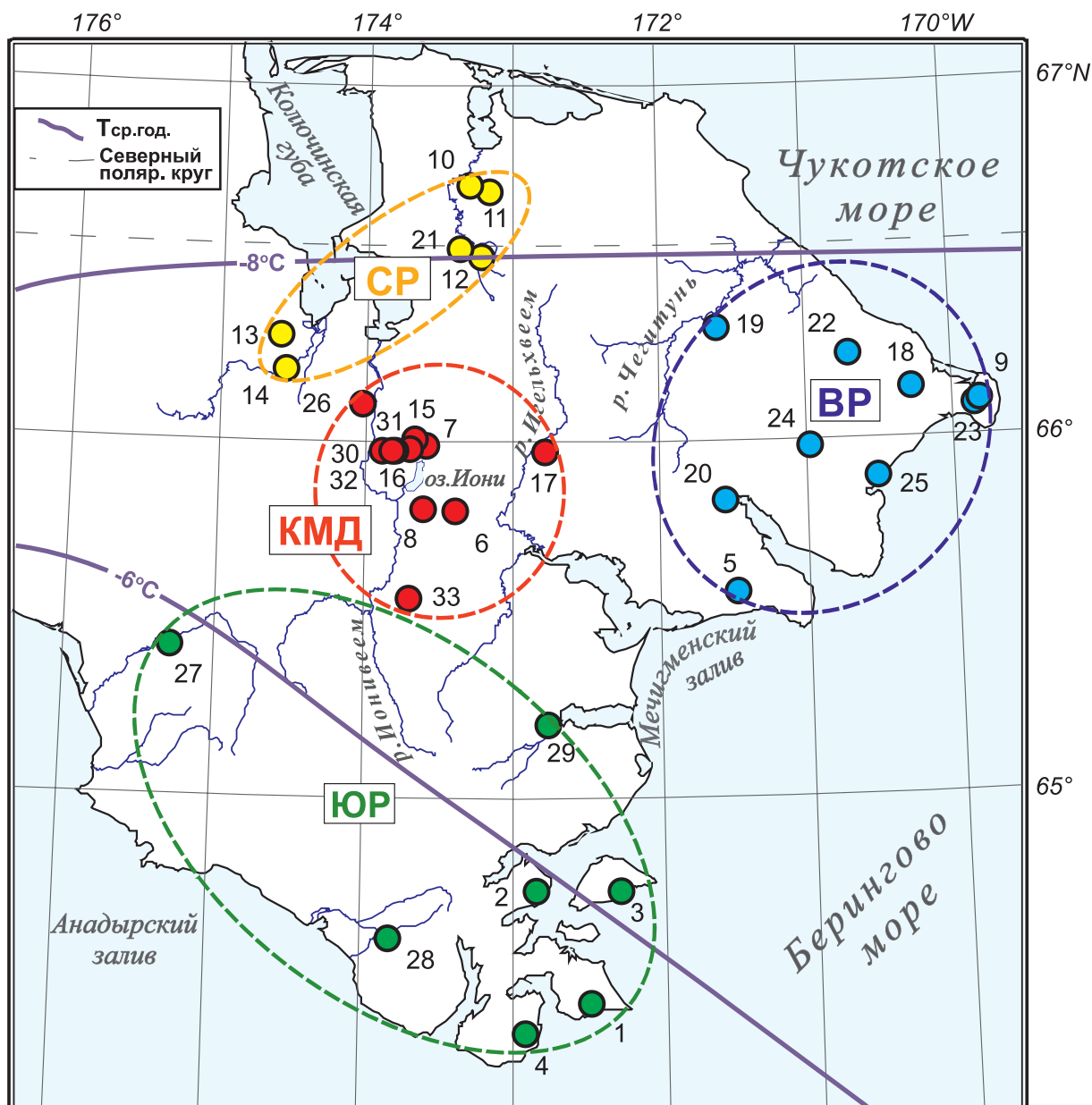


Рис. 1. Термоминеральные источники Чукотского полуострова

Условные обозначения. Цифрами обозначены группы источников:

ЮР – Южный район:

1 – Чаплинские, 2 – Сенявинские, 3 – Аракамчеченские, 4 – Кивакские, 27 – Верхне-Нуямовееские, 28 – Синевееские, 29 – Гетлянгенские;

ВР – Восточный район:

5 – Кукуньские, 9 – Дежневские, 18 – Пыкелуньвееские, 19 – Танатапские, 20 – Мамкинские, 22 – Утавееские, 23 – Лево-Тарьявееские, 24 – Кооленские, 25 – Итыкивееские;

СР – Северный район:

10 – Нешканские, 11 – Тэюкейские, 12 – Куб (Право-Тэнынваамские), 13 – Вахтытявееские, 14 – Оранжевые (Кальхеурервееские), 21 – Тенинские (Лево-Тэнынваамские);

КМД – Колучинско-Мечигменская депрессия:

6 – Мечигменские, 7 – Бабушкины Очки, 8 – Туманные, 15 – Ынпынэвееские, 16 – Арэнышкынваамские, 17 – Нэлыпгенвееские, 26 – Круговые, 30 – Ступенчатые, 31 – Ионийские газовые, 32 – Ионийские минеральные, 33 – Печигтанваамские;

Т ср. год - линии среднегодовых температур.

ность твердой Земли выносятся «избыточная» внутриземная тепловая энергия, дополняющая фоновый кондуктивный тепловой поток. В соответствии с этим еще в начале прошлого века было дано геофизически обоснованное определение этого понятия: «...*Понятие теплого источника или теплой подземной воды, обозначающее такой источник или такую воду, температура которой выше средней годовой температуры данной области, не имеет постоянного, абсолютного значения, но колеблется... настолько..., что... в полярных областях со средней годовой температурой в 0 °С (и тем более ниже, как на Чукотке – авт.) воду, имеющую температуру хотя бы в 1° С следует уже обозначить как “теплую” или “термальную”...*» [К. Keilhak, 1912; рус. пер. Кейльгак, 1935, с. 92]. В зимнее время эти источники, разгружающиеся круглогодично, формируют широко распространенные в арктических районах наледи, в речных долинах обычно приписываемые разгрузке подрусловых потоков грунтовых вод.

Воды источников такого рода содержат, как правило, заметные количества растворенных солей, а также газы, отличающиеся по составу от атмосферного воздуха. Расположение термоминеральных источников и изотопный состав компонентов, разгружающихся через них подземных флюидов, указывает на местные и региональные особенности геологического строения территории и происхождения растворенных веществ.

По этим причинам Геологическим институтом РАН было предпринято исследование термоминеральных вод Восточной Чукотки. Оно лежит в русле традиционного для ГИНа изучения региональных особенностей геотермальной активности, проводимого с 1960-х гг. сотрудниками Лаборатории тепломассопереноса в рамках разномасштабного геотермического картирования Северной Евразии [Геотермическая карта СССР..., 1972; *Heat flow map of Europe...*, 1979; и др.] и целенаправленных исследований, в том числе экспедиционных, на территории не только РФ, но и за ее пределами (Исландия, Италия, Мексика и разные районы Мирового Океана. Продолжением этих исследований стали наши работы на Чукотском полуострове.

Наши исследования были направлены на выявление глубинных (мантийных?) компонентов в термоминеральных источниках этого, самого восточного звена Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. При этом первоочередной интерес вызывали ранее не изучавшиеся здесь изотопный состав как самой H_2O термальных источников, так

и изотопных характеристик углерода в CO_2 и CH_4 , а также изотопных характеристик молекулярного азота содержащегося в газовой фазе терм. Также в рамках этих исследований в газах терм впервые были выполнены определения изотопного состава гелия – однозначного индикатора присутствия в подземных флюидах мантийных дериватов. Одновременно предполагалось уточнить гидрогеотермические и гидрохимические параметры источников, оценить вынос ими глубинного тепла и наметить объекты, наиболее перспективные для практического освоения.

Научная программа этих работ в 2000-е годы была поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проекты №№ 03-05-64869, 04-05-79087-к, 06-05-64647), Отделением наук о Земле РАН (Программы фундаментальных исследований ОНЗ №№ 7 и 8), и Санкт-Петербургским Государственным Университетом (грант № 3.38.87.2012), а также администрацией Чукотского национального округа. Благодаря этому, в полевых сезонах 2002 и 2004 гг. нам удалось провести опробование 17 групп термальных источников и проанализировать взятые образцы вод и газов.

Летом 2004 и 2005 гг. минеральные источники Восточной Чукотки также детально обследовала экспедиция ФГУГП «Георегион» (г. Анадырь) под руководством А.Д. Киевского [2006_ф]. Этой экспедицией были повторно опробованы очаги разгрузки гидротерм, исследованные сотрудниками ГИН РАН, а также другие термопроявления, часть из которых была описана ими первые. По 9 из этих новых термопроявлений сотрудниками экспедиции нам были переданы пробы термальных вод и газа для проведения изотопных исследований. Кроме того, в монографии по ранее опубликованным данным охарактеризован и ряд термопроявлений, в исследовании которых мы непосредственного участия не принимали [Киевский и др, 2006_ф; и др.]. К ним относятся (см. табл. 1): Утавеевские (№22), Лево-Тарьявеевские (№23), Кооленьские (№24), Итыквеевские (№25), Лево-Тэнынваамские (№21), Круговые (№26) и Ионийские газовые (№31) источники. Они были охарактеризованы только на уровне солевого состава [Киевский и др, 2006_ф].

Таким образом, в монографии представлены данные по 33 группам источников Восточной Чукотки. Все они были разделены по территориальному принципу на четыре условных района: Южный, Восточный, Северный и район Колючен-

ско-Мечигменской депрессии (далее КМД), расположенный в центральной части полуострова (рис. 1, табл. 1).

Завершение лабораторных исследований собранной коллекции проб воды и газов, а также обобщение и интерпретация всех ранее полученных данных были выполнены в последние годы при поддержке грантов РНФ № 18-17-00245 и РФФИ № 20-05-00727.

Благодарности. Аналитические исследования взятых нами проб воды и газов Чукотских источников были проведены с помощью Е.О. Дубининой (Институт геологии рудных месторождений РАН, Москва), И.Л. Каменского и И.Н. Толстихина (оба – Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты), Э.М. Прасолова (СПбГУ, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), Г.М. Ельцовой (Санкт-Петербургский Государственный Университет), В.П. Стрижова (ГЕОХИ РАН, Москва), С. Ингуаджиато, Ф. Италиано и А. Риццо (все – Национальный институт вулканологии и геофизики, INGV, Палермо, Италия), В.К. Карандашева (ИПТМ РАН, г. Черноголовка). Очень ценной была помощь А.Д. Киевского и О.В. Ладного (оба – ФГУТП «Георегион», Анадырь). Всем этим коллегам авторы выражают глубокую благодарность. В организации и проведении полевых работ 2002 г. существенную помощь оказали Е.В. Данилюк и М.А. Зеленский (главы Провиденского и Чукотского районов на-

ционального округа, соответственно) и Г.С. Штейнберг (Институт вулканической геологии и геофизики РАН, Южно-Сахалинск), а их успеху способствовало участие в полевых исследованиях Е.А. Вакина (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский).

Мы весьма признательны Ю.А. Тарану (Национальный Автономный Университет Мехико, UNAM, Мексика) за ободряющий интерес к нашим исследованиям и постоянные консультации, а также И.Н. Толстихину, (Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты) и Э.М. Прасолову (СПбГУ, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) за помощь в анализах, ценные советы и важные замечания. Очень полезны были для нас также обсуждения полученных результатов с В.Н. Смирновым (Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО, Магадан) и А.С. Астаховым (Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток). Мы также благодарны нынешним и бывшим сотрудникам Геологического института РАН: М.Д. Хуторскому за постоянную поддержку этих исследований и научную редактуру монографии, Г.Ю. Бутузовой, В.И. Виноградову, Г.Е. Некрасову, М.М. Певзнер, Б.Г. Покровскому, С.Д. Соколову, П.И. Федорову, за плодотворное обсуждение полученных данных, Е.Н. Александровой, О.Б. Верейной и А.В. Ермакову за техническую помощь и подготовку рисунков.

*Уважаемые читатели, к сожалению, для двух наших авторов, Б.Г. Поляка и А.Л. Чешко, эта работа стала **последней**. Борис Григорьевич Поляк – ученый-геотермик мирового уровня, который не нуждается в представлении. Эта книга – результат, прежде всего, его научного ума, многолетнего опыта и энциклопедических знаний, и мы гордимся, что нам выпало счастье работать с ним вместе. Он давно уже задумал написать книгу о Чукотке, где когда-то, можно сказать, начиналась его научная деятельность – именно там, еще в школьные-студенческие годы, он впервые принимал участие в научной экспедиции. До последней минуты Б.Г. Поляк работал над главами книги и полемически обсуждал их с А.Л. Чешко и с нами. Андрей Львович Чешко – ученый-геохимик, друг и коллега Бориса Григорьевича в течение многих лет, участник Чукотских (и не только) экспедиций, из которых он привозил не только необходимые для исследований пробы воды и газа, но и замечательные фото – вы увидите их на страницах этой книги.*

Настоящее издание – это память о наших коллегах и исполнение их незавершенных замыслов. Она адресована, прежде всего, следующим поколениям исследователей, и мы надеемся, что она вдохновит их на новые открытия.

Глава 1

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

1.1. КЛИМАТ И ГЕОТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ

Важнейшей особенностью Чукотского полуострова является его суровый климат. При абсолютном зимнем минимуме -45°C среднегодовые температуры на всей территории полуострова отрицательны, уменьшаясь в северном и западном направлениях (рис. 1.1.1 и табл. 1.1.1). Западнее, в центральных районах Чукотки среднесуточные температуры воздуха в теплый период года с высотой падают на $0.2\text{--}0.6^{\circ}\text{C}$ каждые 100 м, тогда как зимой там наблюдается температурная инверсия с градиентом $0.5\text{--}1.0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, и температура

воздуха над хребтами выше, чем у их подножий [Гидрогеология..., 1972; Чукотка..., 1995].

Продолжительность солнечного сияния на полуострове составляет не более 1000 часов в год, а всего с инсоляционным потоком на землю здесь поступает в среднем на 30 % меньше тепла, чем в других районах на тех же широтах. Низкие температуры воздуха приводят к охлаждению омывающих полуостров с севера и востока вод Чукотского и Берингова морей: на мелководье их придонные слои, при снижении солёности в бухтах и лиманах до 18–20 ‰, имеют постоянную температуру ниже 0°C , тогда как на глубинах более 1000 м температура воды в Беринговом море составляет $+1.5 \dots +3.0^{\circ}\text{C}$ [Чукотка..., 1995].

Осадки на полуострове распределены неравномерно как по площади (рис. 1.1.1 и табл. 1.1.1), так и во времени: основная их часть, от 2/5 до 2/3, выпадает в летний период [Гидрогеология..., 1972]. В этой же сводке отмечается, что на Чукотке в целом «... с точки зрения восполнения запасов подземных вод наибольший интерес представляют высоты 800–1200 м над уровнем моря», где «относительно большое количество осадков... и сравнительно малые потери за счет испарения (до 25 %) обеспечивают возможность инфильтрации, величина которой достигает здесь 6–13 % от суммы осадков»; в то же время «в зонах ниже

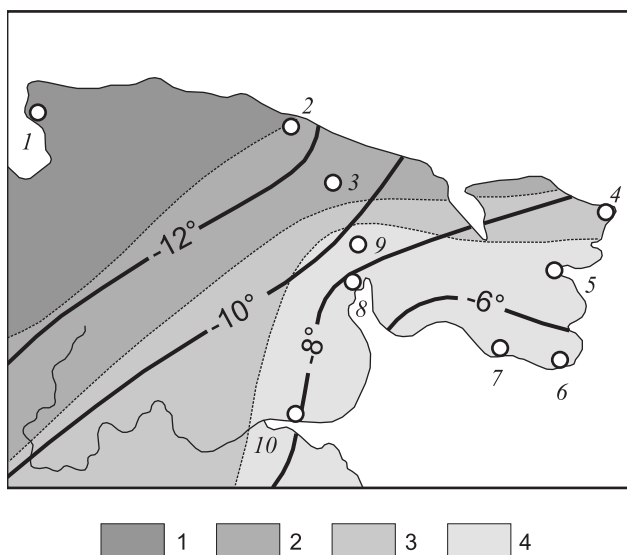


Рис. 1.1.1. Температура воздуха и количество осадков на Чукотском полуострове (по [Гидрогеология..., 1972, с. 34])

Условные обозначения. Линии – изотермы среднегодовой температуры воздуха, оттенками серого показаны годовые суммы осадков, мм: 1 – 300–400, 2 – 400–500, 3 – 500–600, 4 – 600–700. Цифрами обозначены пункты метеонаблюдений: 1 – г. Певек, 2 – мыс Шмидта (-12.1), 3 – пос. Иультин, 4 – пос. Уэлен (-8.2), 5 – пос. Лорино, 6 – пос. Урелики (-4.9), 7 – пос. Нунлигран, 8 – пос. Эгвекинот (-7.1), 9 – пос. Амгуэма, 10 – г. Анадырь (-7.7). Пунктир ограничивает район работ.

Таблица 1.1.1. Основные климатические параметры на метеостанциях Чукотки (по [Чукотка..., 1995])

№№ на рис. 1.1.1	Метеостанция	Среднегодовая температура, °С	Среднемесячные температуры, °С		Годовая сумма осадков, мм
			минимальные	максимальные	
1	г. Певек	-10.4	-27.1 (I)	7.5 (VII)	136
2	мыс Шмидта	-12.1	-27.3 (II)	3.6 (VII)	254
4	пос. Уэлен	-8.2	-21.0 (I)	5.4 (VII)	386
6	пос. Урелики	-4.9	-15.9 (I)	7.6 (VII)	494
8	пос. Эгвекинот	-7.1	-20.1 (I)	8.3 (VII)	530
10	г. Анадырь	-7.7	-22.7 (I)	10.5 (VII)	312

800 м... потенциальная величина инфлюации близка к нулю. Причиной этого являются большие потери за счет испарения, составляющие 45–50 % от выпавших осадков» [там же, с. 41]. Так что предпосылки подземного стока на Чукотском полуострове неблагоприятны, поскольку геоморфологически он представляет низкогорные пенепленизированные области и нагорья, средние высоты которых колеблются в пределах 400–600 м, и даже высшие его точки (в краях Гэнканый, Уэленский массив) не достигают и 1000 м.

Холодный климат Чукотки способствует существованию здесь зоны многолетнемерзлых пород (ММП), или «вечной мерзлоты» – главной геотермической особенности региона. Считается, что на северо-востоке Азии такая зона начала формироваться в позднем плиоцене из-за резкого похолодания климата (снижения среднемноголетней температуры воздуха) и уменьшения количества осадков: в Восточной Сибири соответственно

от 12 до -3 °С и от 1500 до 600 мм (см. [Фотиев, 1978] и ссылки в этой работе). Сегодня на Чукотке зона ММП «...наблюдается не только в пределах суши, но и на шельфе, где ее мощность может достигать 60 м» [Чукотка..., 1995, с. 84]. Ее кровля при этом лежит на несколько метров глубже поверхности морского дна (рис. 1.1.2).

По Н.И. Толстихину [1935], зона ММП определяется как часть земной коры, в которой вода находится в твердой фазе. В ее основании (а на шельфе и над ней) могут залегать охлажденные ниже 0 °С соленые воды, которые на суше Н.И. Толстихин предложил называть *криопэгмами*. М.И. Сумгин [1937] считал, что мерзлыми можно называть такие породы, температура которых ниже 0 °С, независимо от состояния и содержания в них воды. Чтобы избежать неоднозначности терминов, П.Ф. Швецов [1951] назвал весь интервал геологического разреза с отрицательными температурами *криолитозоной*.

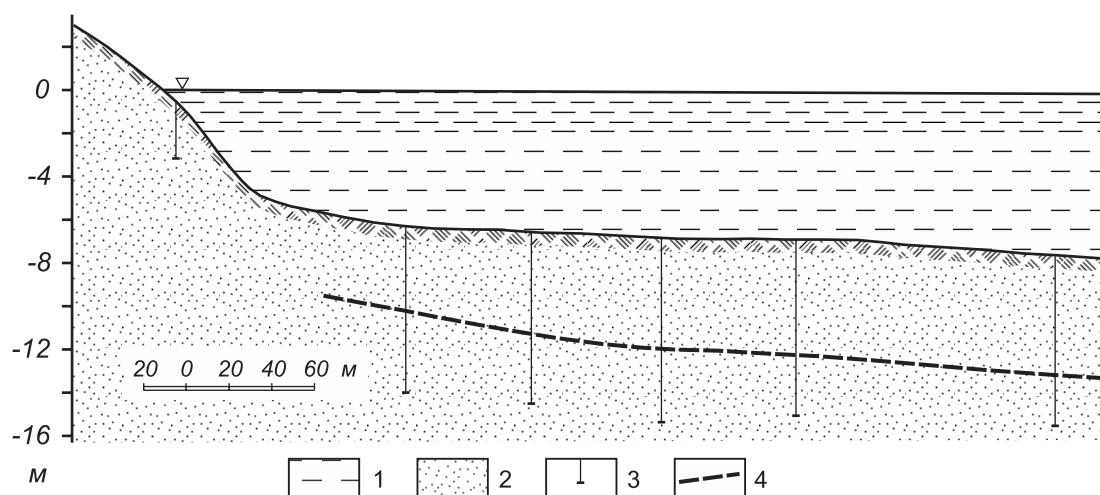


Рис. 1.1.2. Разрез прибрежной части бухты Эгвекинот (по [Калабин, 1960], упрощено)

Условные обозначения: 1 – вода, 2 – осадки, 3 – скважины, 4 – кровля многолетнемерзлых пород.

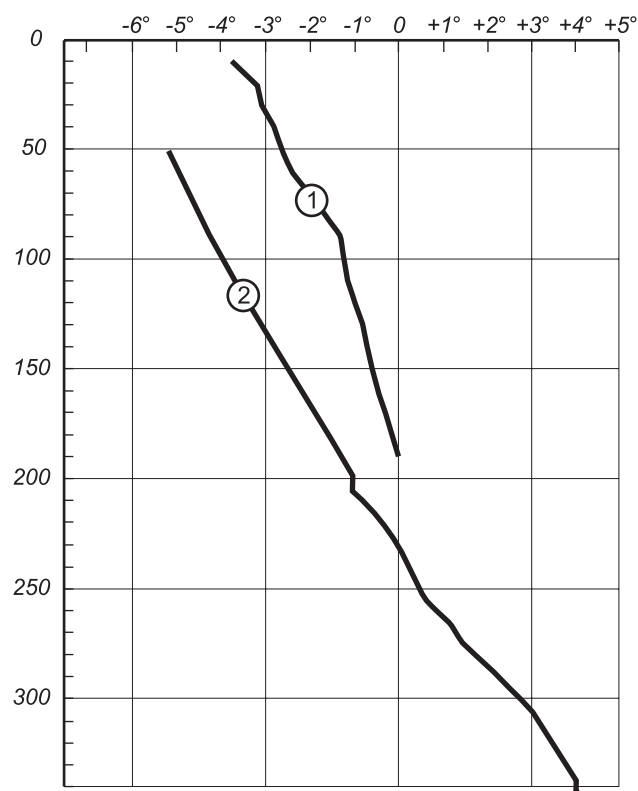


Рис.1.1.3. Термограммы скважин Певек-1 и Июльтин-2 (по [Калабин, 1960])

В верхней части геологического разреза температура пород тесно связана с тепловым режимом дневной поверхности. На большей части территории амплитуда колебаний температур в годовом цикле затухает на глубине 10–15 м. Температуру на этой глубине считают среднегодовой температурой многолетнемерзлых пород, ММП [Чукотка..., 1995, с. 83]. Она понижается при продвижении с юга на север, как и климатическая среднегодовая (см. рис. 1.1.1), и с повышением абсолютной высоты местности. Парал-

лельно растет и мощность зоны ММП: согласно [Пономарев, 1953; Калабин, 1960; *Гидрогеология...*, 1972], от менее 150 м на южном побережье Чукотки – в бухте Провидения и пос. Нунлигран, до 230–250 м на северном (г. Певек и мыс Шмидта).

Кондуктивный теплопоток. На северо-востоке России плотность фоновых кондуктивного теплопотока изучена очень слабо. На Чукотке она оценивалась всего в 9 пунктах [Балобаев, 1991; Дучков и др., 2013] и оказалась 62–72 мВт/м² между Певеком и мысом Шмидта (4 изм.) и 44–62 мВт/м² (5 изм.) в районе Анадыря, а на полуострове вообще не измерялась. Согласно прогнозным оценкам, сделанным в сводных работах [*Геотермическая карта...*, 1972; *Тепловой режим...*, 1970], в верхней части земной коры значения геотермического градиента предполагаются ~20–30 °C/км. О том же говорят измерения температуры в мелких скважинах Певек-1 и Июльтин-2, пробуренных восточнее района исследований (рис. 1.1.3.). Теплопроводность пород, вскрытых этими скважинами, осталась неизученной, но использование ее оценок, указываемым для аналогичных пород в справочной литературе, позволяет ориентировочно оценить в этих пунктах фоновый тепловой поток.

Расчеты показали (табл. 1.1.2), что в скважине Певек-1 величина градиента в интервале 50–230 м, где температуры ниже 0 °C, составляет ~29 °C/км, а глубже, в подмерзлотной толще – ~34 °C/км. Принимая, что теплопроводность вскрытых пород одинакова по всему разрезу и равна 2.4 Вт/м × К (близко к теплопроводности льда, 2.23 Вт/м × К), находим, что плотность фоновых кондуктивного теплопотока в интервале 50–348 м составляет в среднем 74 мВт/м². Вариации плотности потока по глубине в этой сква-

Таблица 1.1.2. Геотермические параметры в скв. Певек-1 (по [Смыслов и др., 1979])

Глубина, м	t, °C	Интервал глубин, м	Литология	Г, °C/км	λ^1 , Вт/м × К	q^2 , мВт/м
50	-5.2	50–230	Граниты	28.9	2.4	69.4
230	0	230–348		33.9	2.4	81.4
348	+3.96	50–348		30.9	2.4	74.2

¹ - среднее значение; ² - средневзвешенное по разрезу. Теплопроводность льда в среднем 2.23 Вт/м × К.

Таблица 1.1.3. Геотермические параметры в скв. 2-Иультин по (по [Смыслов и др., 1979])

Глубина, м	t, °C	Интервал глубин, м	Литология	Г, °C/км	λ^1 , Вт/м × К	q^2 , мВт/м ²
8	-3.8	8–30	Глинистые сланцы	31.4		45.2
30	-3.11	8–80	и песчаники трещиноватые	30.5	1.44 ¹ (1.22–1.66)	43.9 ¹ (38.4–50.6)
		30–80		30.3		43.6
80	-1.6	80–90	Роговики трещиноватые	14.6	3.39	49.4
190	0	8–90		20.0	2.65 ²	48

¹⁾ – среднее значение; ²⁾ – средневзвешенное по разрезу. Теплопроводность льда в среднем 2.23 Вт/м × К.

жине, т.е. его различия в зоне ММП и вне нее не превышают 14–17 %, практически не выходя за пределы точности измерений.

В скважине Иультин-1 (табл. 1.1.3), где термограмма характеризует только зону отрицательных температур, плотность фонового кондуктивного теплопотока в среднем примерно в полтора раза меньше, чем в скв. Певек-1. Ее кажущиеся различия в терригенной пачке и роговиках практически не выходят за пределы точности измерений и вызваны, скорее всего, недооценкой доли в этой пачке более теплопроводных песчаников относительно сланцев. В разрезе зоны отрицательных температур вертикальные вариации кондуктивного теплопотока могут быть значимыми либо при нестационарности теплового поля, либо в случае присутствия в разрезе криопэгов и частичного перераспределения тепла их циркуляцией. Но в зоне ММП она кажется невероятной, так что решить проблему без дополнительных исследований невозможно.

Геотермические условия более глубоких горизонтов Чукотского полуострова непосредственными наблюдениями не охарактеризованы. Вне его, в Анадырской впадине скважинами в бассейне р. Великой на глубине 1000 м была встре-

чена температура 30 °C [Гидрогеология..., 1972, с. 161]. В глубоких скважинах на северном берегу Анадырского лимана геотермический градиент в песчаниках и аргиллитах равен 20–40 °C/км, увеличиваясь до 70–130 °C/км только в пластах каменного угля [Чукотка..., 1995]. При средней теплопроводности песчаников, это отвечает значениям в них плотности кондуктивного теплопотока в интервале ~(70–80) мВт/м². Такие оценки показывают, что на Чукотке изотерма 100°C залегает в региональном тепловом поле на глубине не менее 3 км. Ближе к поверхности она может быть встречена только на локальных участках гидрогеотермических аномалий, т.е. в очагах разгрузки термальных вод. Поэтому кажется, что гидротермы Чукотского полуострова, особенно самые горячие – Чаплинские ($t_{\max}$ ~90 °C, группа 1 на рис. 1), Сенявинские (~80 °C, группа 2), Мечигменские (~97 °C, группа 6), – могут иметь еще и локальное тепловое питание. В некоторых из них – на тех же Чаплинских, а также Дежневских и Кукуньских источниках (группы 9 и 5, соответственно) – проводилось неглубокое разведочное бурение с термометрическими наблюдениями в скважинах. Результаты этих наблюдений рассматриваются ниже, в Главах 3 и 6.

1.2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В подробном обзоре тектоники Восточной Арктики подчеркнута, что «...*неравномерность и слабая изученность многих объектов и комплексов являются главными причинами разнообразия существующих точек зрения, неоднозначности и дискуссионности решений относительно тектонической природы и геологической истории основных структур...*» этого региона [Соколов, 2009_а, с. 205]. Строение Чукотского полуострова, в частности, тоже изучено до сих пор не вполне достаточно, и его тектонические схемы, опубликованные И.Л. Жулановой [1990], Ю.А. Владимирцевой с соавторами [2001_а], Н.И. Филатовой и В.Е. Хаиным [2007], довольно противоречивы.

В данной работе в качестве фона для последующих построений принята схема И.Л. Жулановой с некоторыми упрощениями и дополнениями, представленная на рис. 1.2.1. Она весьма сходна с используемыми в работах [Nokleberg et al., 1994; Natal'in et al., 1999, Fig. 2; и др.].

Докайнозойская история развития региона

Древнейшие породы, обнаженные на Чукотке на полуострове Дауркина, представляют собой метаморфизованные толщи с Rb-Sr возрастом 2565 ± 150 млн. лет [Котляр и др., 2001]. Докембрийские толщи слагают кристаллический фундамент, традиционно считавшийся западным блоком Эскимосского срединного массива, или Чукотско-Сьюардского микроконтинента [Геология..., 1970; Вулканические пояса..., 1984; Жуланова, 1990; Белый, 1995 и др.; Natal'in et al., 1999; Amato et al., 2003; Акинин и др., 2008; и др.]. Согласно [Владимирцева и др., Гос. геол. карта..., 2001_а], этот фундамент перекрыт карбонатно-терригенными породами палеозоя, охватывающими отложения от нижнего ордовика до нижнего карбона суммарной мощностью около 5 км, которые в интервале 430–262 млн. лет назад подверглись местами зелено-сланцевому метаморфизму.

Следующая фаза тектоно-магматической активности в регионе произошла в начале мезозоя в зоне, протягивающейся от Колючинской губы до Мечигменского залива, в которой возникла депрессия северо-западного простирания [Крюков, 1980]. Эта реактивация выразилась в многочисленных сбросах, накоплении в депрессии песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, иногда

углистых, смятых в складки того же простирания, и внедрении в эти отложения интрузий габбро-долеритов [Крюков, 1987; Владимирцева и др., 2001_а]. В одном из этих базитовых тел определен U-Pb возраст 252 млн. лет [Леднева и др., 2009]. Структурные и седиментологические особенности депрессии привели к представлению о существовании в Колючинско-Мечигменской зоне (депрессии, далее для краткости, КМД) доюрского трога, представлявшим «грабен-синклиналь рифтового типа», который был назван «Мечигменской рифтовой зоной» [Белый, 1995, стр. 52–53]. Согласно [Тектоника..., 1980], эта зона сформирована на утоненной континентальной коре.

Осадочное заполнение трога под названием лоренской свиты было первоначально отнесено к позднеюрским образованиям [Романова и др., 1969_ф]. Однако большинство исследователей считают их по палинологическим данным старше, описывая под названием амгуэмской (T_{1-2}) или иульгинской ($P(?) - T_1$) свит общей мощностью до 1500 м [Недомолкин, 1978; Крюков, 1980]. Е.П. Сурмилова считает лоренскую свиту старше верхнего триаса [Владимирцева и др., 2001_а].

С присутствием в этой толще тел габбро-долеритов связывают ориентированные в том же северо-западном направлении магнитные аномалии до +8 мЭ, а также гравитационные аномалии до +11 мГл [Крюков, 1987]. В.Ф. Белый [1995] считал базитовый вулканизм главным фактором, вызвавшим образование Мечигменской грабен-синклинали. Геологи-съемщики отметили «...*расположение массивов габбро вдоль... северо-восточного шва Колючинско-Мечигменского прогиба...*» [Романова и др., 1969_ф, с.32]. По мнению Е.П. Сурмиловой, этот крупный Игельхвеемско-Лоринский тектонический шов – выраженная в гравитационном поле уступом большой амплитуды «...*система взбросо-надвиговых пластин...*», падающих на северо-восток под углами 20–60° (см. [Владимирцева и др., 2001_а, с. 64–65]). Другие же исследователи, вслед за В.Ф. Белым, полагают, что разрывы, ограничивающие Колючинско-Мечигменский прогиб, имеют рифтогенную природу [Имаев и др., 2000].

Новая масштабная фаза тектоно-магматической активизации Чукотского полуострова проявилась в меловое время. Она началась с несогласного перекрытия домеловых пород КМЗ и ее

древнего обрамления кислыми и средними лавами, туфами и туфопесчаниками этелькуёмской свиты мощностью до 1600 м [Владимирцева и др., 2001_а]. В туфопесчаниках найдены остатки флоры апт-альбского возраста [Романова и др., 1969, 1970_{а,б}]. С этими нижнемеловыми вулканами ассоциируют интрузии как кислого, так и основного состава. Последние образуют небольшие, площадью до 30 км², пластовые тела среди этелькуёмских эффузивов, а первые – более крупные (до 800–850 км²) гранитоидные массивы с К-Аг возрастом от 138 до 99 млн. лет [Богомолов, 1977, табл. 1]. В.Ф. Недомолкин [1978] заметил, что раннемеловые гранитоиды прорывают домеловые габбро и что характерная особенность гранитоидных массивов – их дискордантное положение относительно складчатых структур КМД. Е.П. Сурмилова, отнеся к раннемеловым гранитоиды выделенного ею «чукотского комплекса», приводит их К-Аг датировки в диапазоне 108–79 млн. лет [Владимирцева и др., 2001_а, с. 46], хотя приведенная ею «верхняя» их датировка отвечает верхнему мелу.

На этелькуёмских образованиях несогласно залегают кислые (липариты, дациты) вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы верхнемеловой леурваямской свиты мощностью 1000–1100 м, с которыми пространственно связаны комагматичные им интрузивы [Владимирцева и др., 2001_а]. В туфогенных песчаниках леурваямской свиты найдены остатки сеноман-туронской флоры [Крюков, 1980; Крюков, Плясунов, 1987]. В отличие от этелькуёмских, леурваямские образования относят к отложениям активной окраины, считая, что «...с конца нижнего мела... территория... была вовлечена в развитие Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, характеризующегося длительным континентальным вулканизмом и интрузивным магматизмом...» [Романова и др., 1969, с. 32–33].

Примечательно, что «...взаимоотношения раннемеловых гранит-порфиров

с эффузивами леурваямской свиты не выяснены...<и> не исключено, что они имеют поздне-меловой возраст...» [Недомолкин, 1978, стр. 25]. Это предположение кажется очевидным в свете приведенных тем же исследователем К-Аг датировок гранитоидов в изученном им районе – от 90 до 65 млн. лет [там же, стр. 28]. Поэтому их, видимо, следует связывать не с этелькуёмскими, а с леурваямскими эффузивами. Последние, как указывает Е.П. Сурмилова, комагматичны с гранитоидами, чей К-Аг возраст составляет 95–58 млн. лет [Владимирцева и др., 2001_а, с. 51], т.е. охватывает верхи выделенного ею «чукотского комплекса» (см. выше), отвечая верхнему мелу и даже низам палеоцена.

В итоге, несмотря на несогласие, отмечаемое между этелькуёмской и леурваямской свитами, петрохимическое сходство их лав, как и комагматичных этим лавам интрузивов, вместе с частой последовательностью датировок меловых изверженных пород – 138, 129, 115, 114, 108, 106, 104, 103, 101, 99, 98, 95, 90, 83, 79, 65, 58 млн. лет

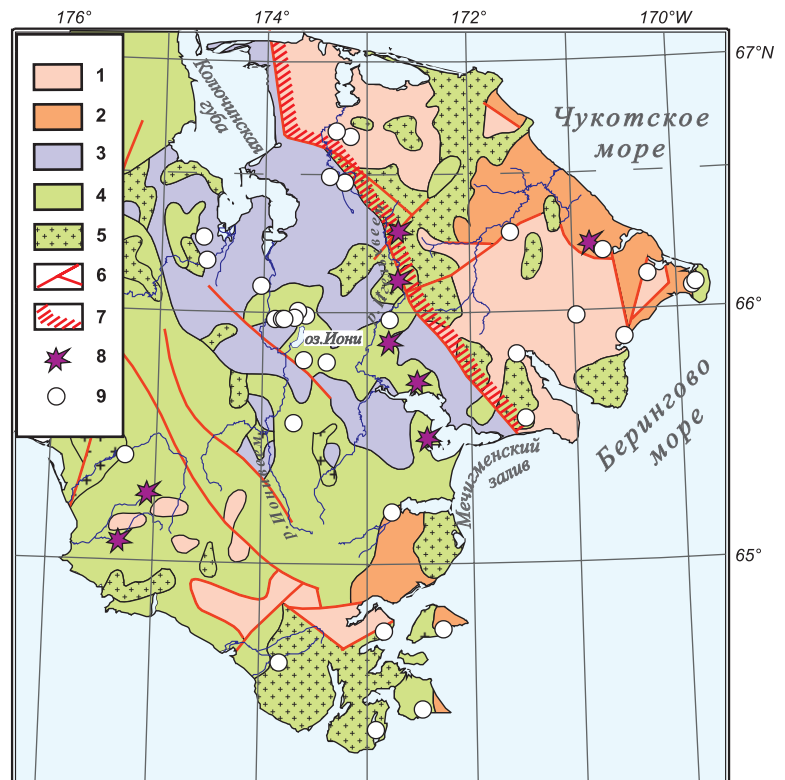


Рис. 1.2.1. Тектоническая схема востока Чукотского полуострова (по [Жуланова, 1990, рис.14]), упрощено и дополнено

Условные обозначения: (1-2) Восточно-Чукотский массив: 1 – фундамент (Аг+Прз), 2 – чехол (Рз); 3 – Колючинско-Мечигменская депрессия (Р-Т?); (4-5) Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс (К): 4 – эффузивы, 5 – интрузии; 6 – разломы, 7 – Колючинско-Мечигменская шовная зона; 8 – проявления базальтового вулканизма (Кз), 9 – термоминеральные источники.

[Владимирцева и др., 2001_а, с. 39, 46 и др.] – кажутся аргументами в пользу родства этих свит, т.е. их принадлежности не к двум разным, а к одному и тому же этапу магматической активизации, который и сформировал на северо-восточной окраине Азии наложенный Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс – крайний элемент Восточно-Азиатской или Чукотско-Катазиатской системы окраинно-континентальных вулканогенных поясов [Вулканические пояса..., 1984]. Указанный выше возрастной диапазон интрузивного магматизма, однако, на ~ 40 млн. лет шире геохронологического интервала формирования пояса как по представлениям В.Ф. Белого [1977 и др.], так и по более поздним оценкам [Русакова, 2009; Акинин, 2012] – в последней работе этот интервал определен в 106–78 млн. лет, отвечая альбу-кампану. Это расхождение заслуживает уточнения.

По В.В. Акинину [2012, рис. 1.6], Охотско-Чукотский пояс наложен на континентальную кору, сформировавшуюся в позднем мелу согласно концепции ее наращивания на границе «континент-океан» [Пейве и др., 1976].

В начале XXI века некоторые исследователи стали выделять на Чукотке не один, а два вулcano-плутонических пояса – кроме Охотско-Чукотского пояса, еще и практически одновозрастный ему турон-эоценовый Берингоморский пояс [Владимирцева и др., *Гос. геол. карта...*, 2001_{а,б}]. Индивидуализация последнего разделяется не всеми; ранее под названием Берингийской вулканической провинции В.Ф. Белый [1995] объединил следы позднекайнозойского щелочно-базальтового вулканизма, известные на Чукотке и соседней Аляске.

Кайнозойский вулканизм

Стратиграфически выше меловых пород в геологическом разрезе Чукотского полуострова выделялась вулканогенная нунлигранская свита [Борзаковский и др., 1968; Богомолов, 1977; Недомолкин, 1978_ф]. По содержащемуся в ней комплексу спор и пыльцы свиту относили к низам палеогена. Однако датировки относившихся к ней андезитов (70–62 млн. лет [Романова, Жукова, 1970_{а,б}]) и базальтов (75 млн. лет [Крюков, Плясунов, 1987]), указывают на их верхнемеловой возраст, и в наиболее поздних сводках [Владимирцева и др., 2001_а] она даже не упоминается. За пределами района исследований, близ г. Анадырь, отмечаются два комплекса вулканогенных образований, по палинологическим данным отнесенных соответственно к палеоцен-среднеэ-

ценовым (базальты, андезибазальты) и позднеэоцен-олигоценным (андезибазальты, андезиты) [Федоров и др., 1997]. Но и на Чукотском полуострове были найдены продукты кайнозойского вулканизма, свидетельствующие о послемеловой тектономагматической активизации этой территории.

Самые известные и изученные из этих проявлений находятся в бассейнах рек Энмелен (65°05' с.ш., 175°20' в.д.) и Мелитвеем (65°20' с.ш., 175°02' в.д.). Это небольшие вулканы, продуцировавшие щелочные базальты в интервалах соответственно 3.9–10.7 и 6.5–10.0 млн. лет [Акинин, Апт, 1994; Апт и др., 1998]. Потоки и дайки базальтов отмечены Г.И. Богомоловым, Ю.А. Борзаковским, В.П. Зинкевичем, Ю.В. Крюковым, И.А. Никитиным, С.Г. Романовой и др. при геологических съемках 1:200 000 масштаба в 1960–1980-х гг. и в других местах полуострова, большей частью в пределах КМД. Абсолютный возраст этих базальтов остался неопределенным, и они отождествлялись с развитой западнее тынгуевеумской эффузивно-осадочной свитой, содержащей, наряду с базальтами, экструзии и покровы риолитов и андезитов. Свита в целом была отнесена к олигоцен-миоцену, но К-Аг датировки тынгуевеумских базальтов отвечают 18 млн. лет [Владимирцева и др., 2001_б]. Признаком неогеновой магматической активизации района можно считать и встреченные на площади около 1.5 км² в низовьях р. Утавээм кирпично-красные травертины – вероятные отложения углекислых минеральных источников, содержащие миоценовую флору и пресноводную фауну [Борзаковский, Романова, 1968].

Однако облик и условия залегания на Чукотке кайнозойских базальтов, остававшихся без радиометрических дат, казались их открывателям доводами в пользу их более молодого возраста. Так, Ю.В. Крюков подчеркнул положение базальтовых покровов «...в неотектонической депрессии в долине р. Игельхвээм и в верховьях р. Крынэнэй-вээм... на склонах г. Отдельной можно различить шесть потоков базальтов общей мощностью 190 м. В верховьях р. Крынэнэй-вээм в борту прорезающего ее ручья сохранились руины вулканической постройки. Ширина нека, сложенного брекчиевыми лавами базальтов, составляет около 50 м. Сильно разрушенный конус представляет собой периклинально залегающие слои базальтов общей видимой мощностью 33 м...» [Крюков, 1980, с. 35]. Разобщенные покровы базальтов в левобережье среднего течения реки Игельхвеем тяготе-

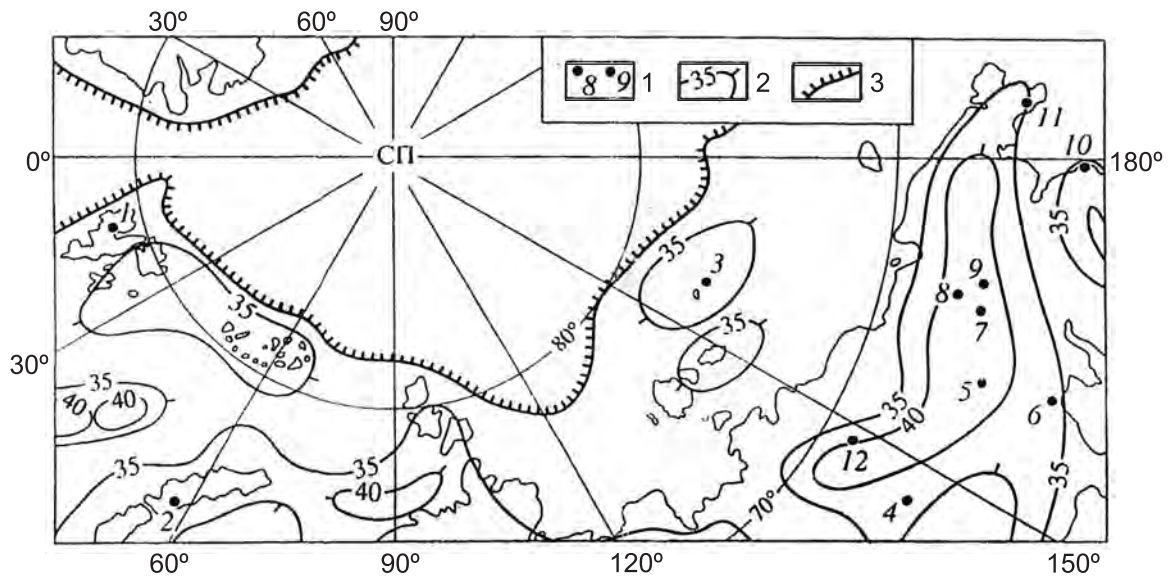


Рис. 1.2.2. Центры позднекайнозойского щелочно-базальтового вулканизма в Северной Евразии (по [Кораго, Евдокимов, 1999])

Условные обозначения: 1 – местоположение вулканов: архипелага Шпицберген (1), о-ва Новая Земля (2), о-вов Де-Лонга (3), вулкана Балаган-Тас (4), в. Кедонского (5), в-в Шелиховских (6), в-в Алучинских (7), в. Анюйского (8), в. Билибина (9), мыса Наварин (10), Восточно-Чукотских (Энмеленских) (11), Кондаковского плоскогорья (12); 2 – изолинии мощностей земной коры; 3 – граница континентального арктического шельфа

ют к омоложенным разломам [Романова, Жукова, 1970_{а,б}]. Найденные на побережье Мечигменской губы базальты с шаровой отдельностью – продукты подводных излияний – И.А. Никитин с соавторами [1957] связали с плейстоценовой трансгрессией. В базальтах верховьев р. Крыннэнэйвээм Ю.В. Крюковым [1980] были выявлены две петрохимические разности: бедная щелочами, приближающаяся к базальтам океанических островов, но отличающаяся от них несколько пониженным содержанием TiO_2 , и другая – калиево-щелочная, типа эссексита; «...не исключено, что химические разности базальтов неоднородны, и некоторые из них могут быть четвертичными...» [там же, с. 35]. По последним данным [Смирнов, Кондратьев, 2009], К-Аг возраст щелочной разности оказался 60–54 млн. лет, но гораздо более молодой возраст других, по мнению того же В.Н. Смирнова, исключить нельзя. Присутствие на Чукотском полуострове кайнозойских вулканитов – один из примеров спорадического развития неоген-четвертичного щелочно-базальтового вулканизма на севере Азии восточнее меридиана 140° в.д. (Рис. 1.2.2), описанного в [Кораго, Евдокимов, 1999; Федоров, 2006]. Самые молодые его проявления – вулканы Анюйский, Балаган-Тас и Алучинские с Аг-Аг возрастом соответственно 12–46 тыс. лет, 266 и 277 тыс. лет [Акинин, 2012]. Юго-западнее

района исследований, на востоке Корякского нагорья (м. Наварин) щелочные базальты с возрастом 1.59–1.45 млн. лет перекрывают толеиты с возрастом 11.5–22.3 млн. лет [Федоров, Колосков, 2001].

В близком возрастном диапазоне находятся датировки щелочно-базитового вулканизма на северо-западе Северной Америки: 28–26, 5.8, 2.2, 0.9–0.8 млн. лет на п-ове Сьюард и 6.3–1.7 млн. лет на о. Нунивак, что позволило объединить проявления позднекайнозойского вулканизма на Чукотке и Аляске в единую Берингийскую вулканическую провинцию [Белый, 1995].

В Берингийской провинции базальтовый вулканизм проявлялся не только на суше, но и в омывающих морях. В Чукотском море он известен на юге о. Жохова, где в лавовых потоках мощностью 5–12 м «...щелочных базальтов, содержащих включения дунитов и шпинелевых лерцолитов...», определен $^{40}Ar-^{39}Ar$ возраст 1.2 ± 0.19 млн. лет [Лейер и др., 1993]. В Беринговом море он проявился на о. Св. Лаврентия, где находится вулкан Кукулайджит Маунтинс (Kookooligit Mts.), действовавший 1.46–0.24 млн. лет назад [Patton, Csejtey, 1980]. Этот остров лежит примерно в 80 км от юго-западного окончания Чукотского полуострова (мыса Чаплино) на простирации КМД так что на суше самые молодые базальты в этой зоне могут быть похожего возраста.

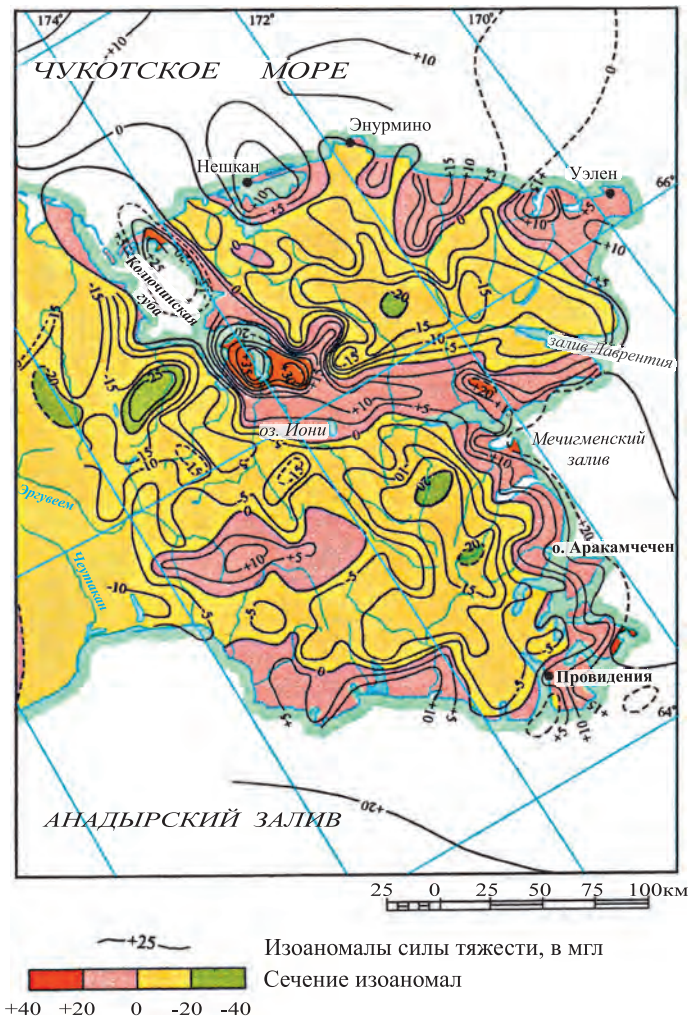


Рис. 1.2.3. Гравиметрическая схема Чукотского п-ва (по [Гравиметрическая карта..., 1968]). Изоаномалии силы тяжести, через 5 мГл

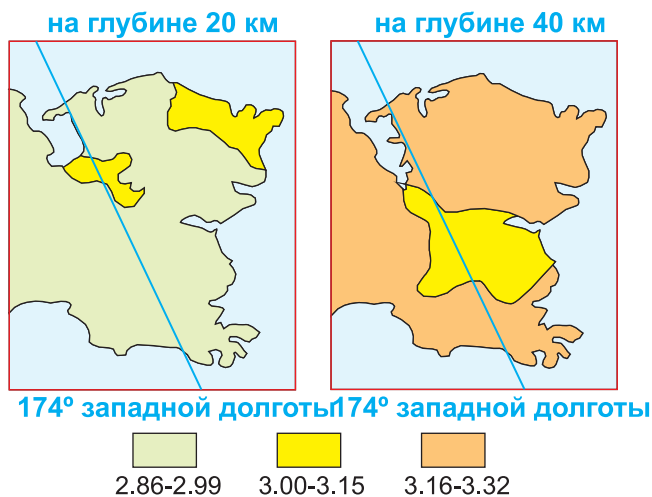


Рис. 1.2.4. Плотность пород, г/см³, на глубинах 20 и 40 км (по [Ващилов и др., 1997])

Гравитационное поле

С концентрацией новейшего вулканизма в Колочинско-Мечигменской зоне согласуются и геофизические данные. На всем своем протяжении КМЗ характеризуется положительными аномалиями силы тяжести (рис. 1.2.3) [Гравиметрическая карта..., 1968]. Свидетельствуя о большей плотности недр КМЗ, такая особенность гравитационного поля может быть следствием кайнозойского магматизма в пределах этой зоны. С другой стороны, однако, нельзя исключить, что она хотя бы отчасти связана с габброидным плутонизмом, сопровождавшим формирование на этом месте рифтоподобного прогиба.

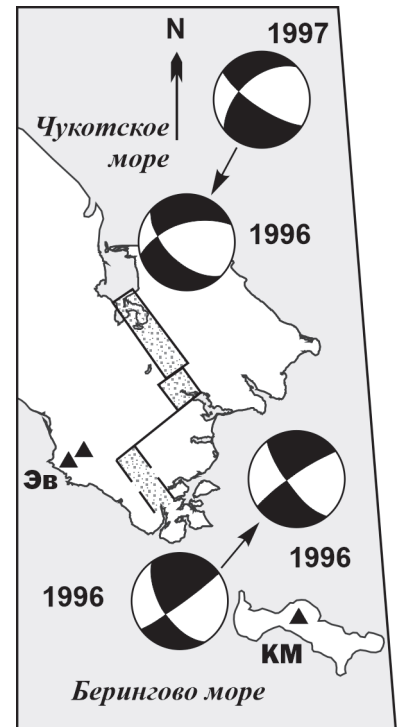
Гравиметрической томографией в пределах КМД на глубине 20 км установлено относительное повышение плотности коры на 0.14–0.16 г/см³, а на глубине 40 км прогнозируется ее понижение на ту же величину (рис. 1.2.4.) [Ващилов и др., 1997]. Указываемая в цитируемой работе модельная плотность геологических тел выше реальной для базитовых расплавов. Однако относительные различия этой плотности кажутся возможным отражением существования зоны разуплотнения (парциального плавления?) в низах коры, откуда гипотетические расплавы могли бы подниматься, насыщая верхнюю часть разреза более плотными (после остывания и кристаллизации) магматическими телами. Такая, весьма условная интерпретация данных гравиметрической томографии поддерживает представление об относительной молодости современного рисунка гравиметрического поля и, соответственно, позднейших магматических тел в недрах КМД.

Сейсмичность

В отличие от гравитационных аномалий, безоговорочным признаком современной геодинамической активности на Чукотском полуострове служит его высокая сейсмичность. За последние 70 лет прошлого века в КМЗ произошло более 100 землетрясений, в том числе шесть с магнитудами от 5.0 до 6.9 [Имаев и др., 2000; Fujita et al., 2002]. Фокальные механизмы землетрясений, рассмотренные в этих работах, указывают на горизонтальные растягивающие напряжения в коре полуострова, которые привели к развитию сбросов северо-западного простирания,

Рис. 1.2.5. Положение предполагаемой современной рифтовой зоны (показана крпом), Восточная Чукотка, (по [Fujita et al., 2002]), упрощено

Условные обозначения. **Кружки** – диаграммы фокальных механизмов сильнейших землетрясений, **стрелки** указывают положение эпицентров, **цифры** – годы. **Треугольниками** показаны кайнозойские базальтовые вулканы: Эмеленские (Эв), Кукулайджит Маунтинс (КМ)



ограничивающих морфологически выраженные элементы Колючинско-Мечигменской депрессии. Эти черты «свидетельствуют о преобладании здесь сейсмического режима, характерного для рифтовых зон» [Имаев и др., 2000, с. 50]. По сейсмическим данным К. Фуджита с коллегами выделили на полуострове Колючинско-Восточно-Чукотскую зону, считающуюся ими «...западным продолжением рифтовой системы полуострова Сьюард...», и назвали ее «...самой активной и загадочной из зон Чукотки...» [Fujita et al., 2002, стр. 259–264]. В ее пределах они оконтурировали «...участки предполагаемого рифтинга.» (рис. 1.2.5).

Неотектоника

Еще одним, кроме вулканизма и сейсмичности, показателем геодинамической активности служит интенсивность (скорость и амплитуда) тектонических движений. В кайнозое они ярко проявились на полуострове, сформировав неотектонические впадины – совпадающую с доюрским трогом Колючинско-Мечигменскую, заполненную плейстоцен-голоценовыми осадками мощностью до 130 м [Владимирцева и др., 2001_а, стр. 62], и субпараллельную ей Игельхвеевскую. Е.П. Сурмилова подчеркнула, что в КМЗ вдоль многих разрывных нарушений перемещения блоков происходили в раннем-среднем плейстоцене и продолжают до сих пор [Владимирцева и др., 2001_а]. Активность разломов, при мощности отдельных зон дробления и трещиноватости до 150 м и протяженности 1–2 км, «...подтверждается приуроченностью к ним минеральных источников...», так что сами эти зоны считаются каналами для «...молодых гидротермальных растворов...», продуцировавших встречающиеся в геологическом разрезе метасоматиты [Романова и др., 1969_ф, с. 32; и др.].

Сегодня Колючинско-Мечигменская депрессия – один

из сегментов разветвленной грабен-рифтовой системы, выделенной на площади современных Чукотского и Берингова морей [Сенин и др., 1989; Шипилов, 1989]. По представлениям этих исследователей, она возникла в мезозое–раннем кайнозое и активизировалась в позднем кайнозое (рис. 1.2.6 А).

Северный сегмент этой системы интенсивно исследуется в рамках совместного русско-американского долгосрочного мониторинга Арктики (Joint Russian American Long-Term Census of the Arctic, RUSALCA), начатого в 2003 г. [Астахов и др., 2010; и др.]. В результате на дне моря от желоба Геральд до Колючинской губы откартирован гра-

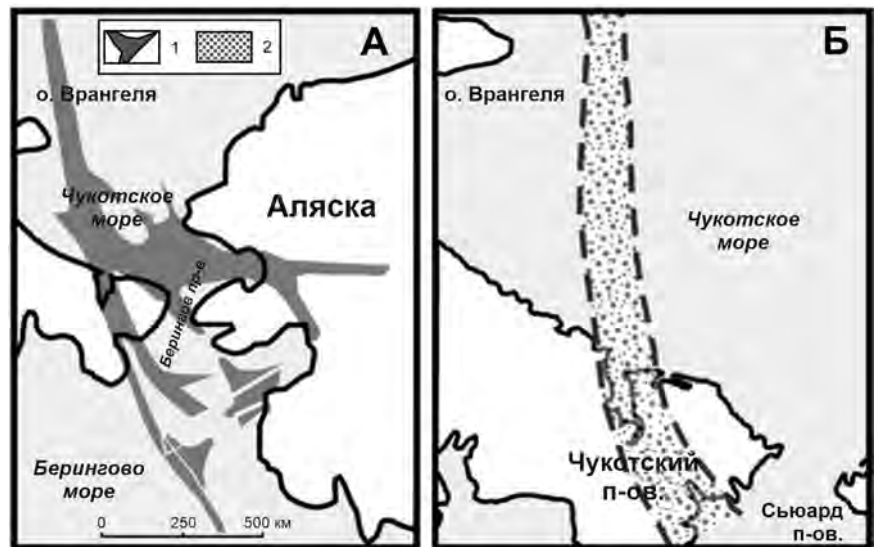


Рис.1.2.6 А, Б. Проявления современного рифтогенеза в зоне сопряжения Арктики и Пацифики. **А** – Мз-Кз Чукотско-Берингоморская и Аляскинская системы грабен-рифтов (по [Сенин, Шипилов, Юнов, 1989]), упрощено, **Б** – Чукотский рифт (по [Астахов и др., 2010])

бен, названный Чукотским (рис. 1.2.6 Б). На суше грабен продолжается в виде КМД.

Возникновение и развитие Колочинско-Мечигменской депрессии в доюрское время и повторная активизация этой зоны в неогене-квартере, по-видимому, отражает долговременную неоднородность в геодинамическом режиме Восточной Чукотки. Концентрация наиболее молодых

проявлений базальтового вулканизма в пределах КМЗ вместе с ее геолого-геофизическими особенностями позволяет именно здесь с наибольшей вероятностью предполагать самые молодые проявления тепломассопотока из мантии. Различия геологического строения и истории разных районов полуострова нашли свое отражение в региональных особенностях термальных флюидов.

1.3. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Согласно гидрогеологическому районированию [Зеленкевич, 1970; О.Н. Толстухин, 1974], в районе исследований выделяются Уэленский и Провиденский гидрогеологические массивы, отвечающие выступам древнего фундамента, Охотско-Чукотский наложенный вулканогенный супербассейн, геоморфологически совпадающий с Чукотским (Эгвекинотским) нагорьем, и Колочинско-Мечигменский артезианский бассейн (рис. 1.3.1). Лишь в последнем возможна порово-пластовая циркуляция подмерзлотных вод. В массивах и супербассейне обводненность пород имеет трещинно-пластовый и трещинно-жильный характер.

Существование и эволюция толщи многолетнемерзлых пород на Чукотском полуострове определяющим образом влияют на состояние и свойства подземных вод, распределение их в разрезе, условия их питания, циркуляции и разгрузки и трансформацию их химического состава. Ниже следующее описание подземных вод по литературным данным служит фоном для последующего анализа условий формирования гидротерм, кратко резюмируя сведения, изложенные в [Гидрогеология..., 1972] и других источниках.

В геологическом разрезе полуострова по условиям залегания различают [Гидрогеология..., 1972] надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные воды.

Надмерзлотные воды подразделяются на воды сезонно-талого слоя (СТС), воды таликов и воды современных морских пляжей и кос. Мощность СТС в зависимости от экспозиции склонов колеблется от 0.2 до 2.5 м, составляя в среднем 1–1,5 м. Воды СТС питаются инфильтрацией атмосферных осадков и разгружаются нисходящими ультрапресными (<0.2 г/л) источниками, дей-

ствующими только летом, с дебитом до 1 л/с и минерализацией воды до 0.2 г/л.

Талики образованы инфильтрацией поверхностных вод и атмосферных осадков, а в обводнении пляжей и кос участвуют и морские воды, соответственно повышающие минерализацию надмерзлотных вод.

К **межмерзлотным** водам относят [Гидрогеология..., 1972] воды сквозных и реликтовых таликов, причем реликтовые подразделяют на связанные с надмерзлотными водами и внутримерзлотные – замкнутые водные линзы с застойным режимом (строго говоря, межмерзлотными являются лишь последние, тогда как воды, так или иначе связанные с надмерзлотными и подмерзлотными, не могут считаться самостоятельным подтипом).

Прямую информацию о межмерзлотных и подмерзлотных водах несет их изучение с помощью бурения. Но на Чукотке такие исследования велись (кроме бурения мелких скважин при разведке Чаплинских, Дежневских и Кукуньских термальных источников) лишь в немногих местах – в Анадырской впадине, в районе г. Певек, а также в поселках Иультин, Нунлигран и Урелики. Данные о водах, вскрытых бурением в четырех последних районах, сведены в табл. 1.3.1.

Самая глубокая из исследованных скважин была пройдена на глубину 404 м, остальные существенно мельче – менее 235 м, причем четыре – от 57 до 84.5 м. В большинстве скважин воды были встречены на глубинах ниже уровня моря (исключения – две скважины у пос. Иультин и одна возле пос. Урелики). Всюду эти воды оказались напорными. Их статические уровни варьируют, повышаясь в скважинах с большей альтитудой, как в пределах одного района (на-

Рис. 1.3.1. Гидрогеологическое районирование Чукотского полуострова (по [Зеленкевич, 1970, рис. 64])

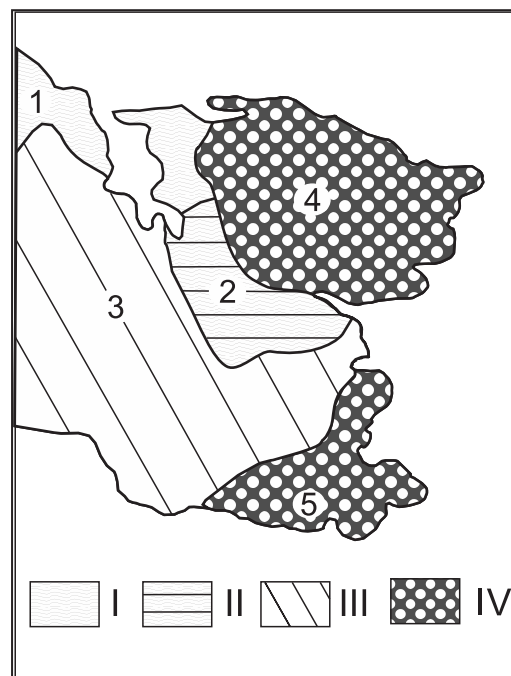
Условные обозначения:

I – латеральные артезианские бассейны горноскладчатых областей (1 - Северо-Чукотский);

II – артезианские бассейны наложенных впадин межгорного типа (2 - Колочинско-Мечигменский); с трещинным и трещинно-жильным обводнением пород;

III – супербассейны наложенных вулканогенных поясов (3 - Охотско-Чукотский);

IV – гидрогеологические массивы древних жестких структур (4 – Восточно-Чукотский, 5 – Провиденский).



пример, от ~ 0 до 126 м в районе пос. Урелики), так и в разных районах: от $-(6.0-7.5)$ м в нунлигранских скважинах до 230–260 м в иультинских. Две последние, 55 и 57, располагаются на разном расстоянии от берега моря, в 0.4 и ~ 3.0 км соответственно. В том же направлении с 2.5 до 60 м растет альтитуда устьев скважин, увеличивается мощность многолетнемерзлых пород – от 55 до 122 м – и повышается статический уровень встреченных вод с -7.5 до -6.0 м.

В скв. Анадырь-93 на глубине 5 м были вскрыты воды с температурой -6.6 °C и минерализацией больше 100 г/л [Пономарев, 1960]. У пос. Нунлигран скважины вскрыли под мерзлой толщей напорные воды с температурой до -2.5 °C и минерализацией 51–57 г/л (мощность криолитозоны более 20 м), а в районе г. Певек примерно в 0.3 км от берега моря скважиной были встречены воды с температурой -2 °C и минерализацией 38 г/л.

Водообильность пород почти везде низка: удельные дебиты скважин составляют 0.0003–0.01 л/сек и только в одной скв. Иультин-44 – 0.12 л/сек. В водах, встреченных в скв. Урелики-69, минерализация в октябре составляла 0.12 г/л, а в марте – 0.25 г/л. В скважине, пройденной на пойме р. Иультин, гидрокарбонатно-натриевая минерализация к концу зимы росла с 0.1–0.2 до 2–3 г/л, снижался уровень подземных вод, а дебит уменьшался примерно втрое. Такие изменения кажутся следствием участия атмосферной компоненты в питании этих вод и сокращения ее доли в зимний период. В районе пос. Нунлигран в пределах сквозного подоцерного талика на глубине 56 м были вскрыты тоже пресные воды. Но вблизи подошвы мерзлой зоны они замещаются высокоминерализованными с отрицательной температурой [Гидрогеология..., 1972]. С удалением от берега минерализация последних несколько уменьшается.

Для выяснения формирования гидротерм в зоне распространения многолетнемерзлых пород (ММП) наибольший интерес представляют особенности питания и разгрузки *подмерзлотных вод*. П.Ф. Швецов [1951] подчеркивал, что в этой зоне на возвышенностях, традиционно отождествляемых с областями питания, мощность ММП максимальна, так что атмосферные воды не могут просачиваться сквозь толщи мерзлых трещиноватых пород и достигать их подошвы. С.М. Фотиев включил Чукотский полуостров в подзону, где «... даже в оптимальных гидрогеологических условиях инфильтрация дождевых вод через всю толщу мерзлых пород невозможна из-за суровости геокриологической обстановки...» [Фотиев, 1978, рис. 15]. Иного мнения придерживался А.И. Калабин, который предполагал, что «...участки питания... подмерзлотных вод... сохранились в процессе промерзания литосферы...» и что сегодня «...просачивание пресных поверхностных вод в подмерзлотные водоносные горизонты осуществляется весьма широко через трещины мерзлых пород, в том числе и характеризующихся большой мощностью и низкими температурами...» [Калабин, 1958, с. 60–61]. Но большинство исследователей – П.Ф. Швецов, В.М. Пономарев, С.М. Фотиев и др. – все же полагали, что питание подмерзлотных вод, как и их разгрузка, происходит по концентрированным сквозным таликам. Толща ММП «...пронизана таликовыми трубами, жилами и зонами... Сплошность ее нару-

Таблица 1.3.1. Подмерзлотные воды Восточной Чукотки (по данным из [Гидрогеология..., 1972; Калабин, 1960])

Скважина			Уровень вскрытия воды		Абс. отм. стат. ур-ня, м	Дебит, л/сек		Глубина подошвы ММП, м	Мине-рали-зация, г/л	Дата обследо-вания
№№ скв. и местоположение	абс. отм. устья, м	глубина, м	глубина, м	абс.отм., м		скважины	удельный			
Район пос. Урелики (бухта Провидения)								120–150		
75, СВ окраина пос. Урелики	28		100.0	-72	23.3	0.30	0.01			29.09.1953
69, в 10 км к СВ от пос. Урелики	198.6		106.0	92.6	125.8	0.10	0.006	50 ²	0.12–0.25	27.03.1953
72, в 5 км к СВ от пос. Урелики	2.6		46.65	-44.05	1.1	0.30	0.009			26.11.1953
73, в 4 км к СВ от пос. Урелики	6.8		29.15	-22.35	0.03	-	-			30.09.1951
74, в пос. Урелики	35.9		76.32	-40.42	23.26	0.80	-			26.09.1952
Район пос. Нунлигран										
55, в 0.4 км от моря	60.0	140.0	121.65	-61.65	-6.0	н/д.	~0.001	122 ²⁾	50.9	26.06.1957
57, в 3 км от моря	2.5	57.0	55.0	-52.5	-7.5	0.01	0.0003	55 ²⁾	57.4	22.06.1957
Район пос. Иультин								190		
13, склон долины	299.0	235.0	219.0	80	260.0	0.16	0.01			16.08.1949
44 ¹⁾ , склон долины	236.0	201.0	78.0	158	230.0	14.8	0.12			16.08.1951
н.с., пойма						10.0–3.0			0.1–3.0	
Район г. Певек (рудник Валькумей)										
накл. (III горизонт шахты 1)	4.5	189.0	170	-165.5	≥4.5	0.27	0.005			1955
1 («вблизи моря»)	190.0	403.9	233-265	~ -233		0.008		230		1944
10, в 0.2–0.3 км от моря	177.0								38.02	

¹⁾ – в скв. Иультин-44, по-видимому, межмерзлотные; ²⁾ – см. [Гидрогеология..., 1972, с. 116–117].

шена восходящими и нисходящими потоками трещинных, пластово-трещинных и жильных подземных вод...» [Швецов, 1951, с.101]. Водопоглощающие и водовыводящие талики встречаются в котловинах крупных озер, но, как подчеркивал П.Ф. Швецов, большей частью сосредоточены в днищах речных долин на участках молодых разломов. Общая площадь таликов, однако, «...не превышает 5% территории, а в отдельных районах составляет доли процента...»

[Чукотка..., 1995, с. 82]. Водовыводящие талики трассируются термальными источниками.

В области развития ММП широко развиты **наледы**. Они приурочены к тектонически активным участкам, и считается, что «...распространенность и интенсивность наледных явлений находятся в теснейшей зависимости от неотектонической активности тех или иных районов...размеры наледей тем больше, чем выше температура воды в источниках, их образую-

щих... < а >... их изучение позволит вплотную приблизиться к решению некоторых дискуссионных вопросов наледеобразования, в том числе об источнике питающих наледь вод...» [О.Н. Толстихин, 1974, стр. 6–7, 49].

Считается [Гидрогеология..., 1972, с. 79], что «...подавляющее большинство наледей питается подземными водами – подрусловыми и более глубокими подмерзлотными...». Наледи подмерзлотного питания могут достигать гигантских размеров. В вышеупомянутой монографии на с. 86 упоминается как крупнейшая на Чукотке наледь на р. Нунымовеем площадью 56 км² в Анадырском наледном районе (река этого названия протекает на юге Чукотского нагорья близ Эмеленских вулканов). Одна из крупнейших – изученная П.Ф. Швецовым [1946], А.И. Калабиным [1960], О.Н. Толстихиным [1974] в долине р. Момы (притока р. Индигирки) наледь Улахан-Тарын («тарын» – наледь, якут.) объемом 400 км³. Ее длина 26 км, ширина 6–7 км, а толщина до 4 м. Она питается источниками, разгружающимися в долине р. Ейемю (приток р. Момы, отличающийся зимой обилием полыней) с температурой, меняющейся от 2.4 °С в ноябре до 1.6 в апреле. В 10–12 км от этой наледь, в истоках р. Тарын-Юрх разгружается другая группа источников с постоянной температурой 1.4 °С и выделением газов в виде отдельных струй. Кроме того, в 25 км западнее выходит источник Улахан-Кель, температура воды в котором даже 28 ноября (1946 г.) была 8.3 °С (см. [Калабин, 1960, с. 361; Пономарев, 1960, с. 177]). Последний автор отмечает, что в 9 км от наледь Улахан-Тарын находится плейстоценовый базальтовый вулкан Балаган-Тас. Поэтому в данном районе вполне вероятно существование вулканогенной геотермической термоаномалии.

На Чукотском полуострове наледь встречаются не только в восточной трети Анадырского наледного района, но и в Уэленском, совпадающем с одноименным массивом [Гидрогеология..., 1972]. Согласно цитируемой сводке, в этом районе наледь сравнительно невелики (до 2 км²), занимая лишь 0.29 % общей площади района, а модуль их питания (отношение суммарного объема наледей к площади всего наледного района) составляет 6 мм. В долине р. Чегитунь отмечены наледь площадью 5 км² и мощностью льда до 7 м, а в верховьях рр. Утавеем и Кооленьвеем – длиной 5–6 км, шириной 0.5–1.0 км и мощностью в июле 2–3 м [Владимирцева и др., 2001_а]. В Анадыр-

ском районе модуль питания наледей – 25.2 мм (т.е. в 4 с лишним раза выше, чем в Уэленском) и занимают они 1.26 % общей площади района [Гидрогеология..., 1972, табл. 11]. Согласно этой же сводке, в Колочинско-Мечигменской зоне наледь единичны. Здесь сезонные наледь площадью 0.4–4.0 км² и толщиной 1.3–2.5 м встречаются в долине р. Гильмимливеем, в среднем течении р. Менынвеем и в верховьях р. Иенивеем [Владимирцева и др., 2001_а].

Подавляющее большинство исследованных наледей и питающих их источников приурочено к линиям молодых разломов и зон дробления [Швецов, 1951] и сконцентрировано на небольших абсолютных отметках. На южном склоне Эгвекинотского лавового нагорья, лежащего немного западнее района исследований, наледный пояс охватывает интервал высот от 300 м до уровня моря [Гидрогеология..., 1972].

В Уэленском районе суммарный дебит источников, формирующих наледь, оценен в 2300 л/с [там же, с. 84]. При условно принятой средней температуре разгружающихся вод в +2 °С энергетический эффект их замерзания эквивалентен выносу глубинного тепла в количестве около 20 МДж/с, т.е. потоку тепла мощностью ~20 МВт. В абсолютном выражении этот эффект впечатляет, но распределенное по площади массива (занимающего примерно две трети Чукотского административного района, т. е. около 20 000 км²) его удельное значение составляет всего 1 мВт/м². Это меньше 3 % от плотности фонового кондуктивного теплопотока. Выше отмечено, что в Уэленском наледном районе модуль питания наледей в 4 раза меньше, чем в Анадырском. Вполне возможно, что в этом проявляется различие питающих наледь вод – преимущественно надмерзлотное (грунтовое) в Уэленском районе и подмерзлотное (гидротермальное) в Анадырском. Исходя из этого, можно предположить, что в пределах последнего, включающего Провиденский массив и Чукотское нагорье, вынос тепла наледьобразующими источниками может быть даже больше 10 % фоновых кондуктивных теплопотерь.

Дебит «холодных» источников в течение года резко меняется – от 10–15 л/с летом до сотых долей зимой; в минерализации вод видны те же колебания, но в противофазе, на фоне, в общем, низких ее значений ~0.1–2.5 г/л [Владимирцева и др., 2001_а]. Чем выше температура источников, тем стабильнее их минерализация.

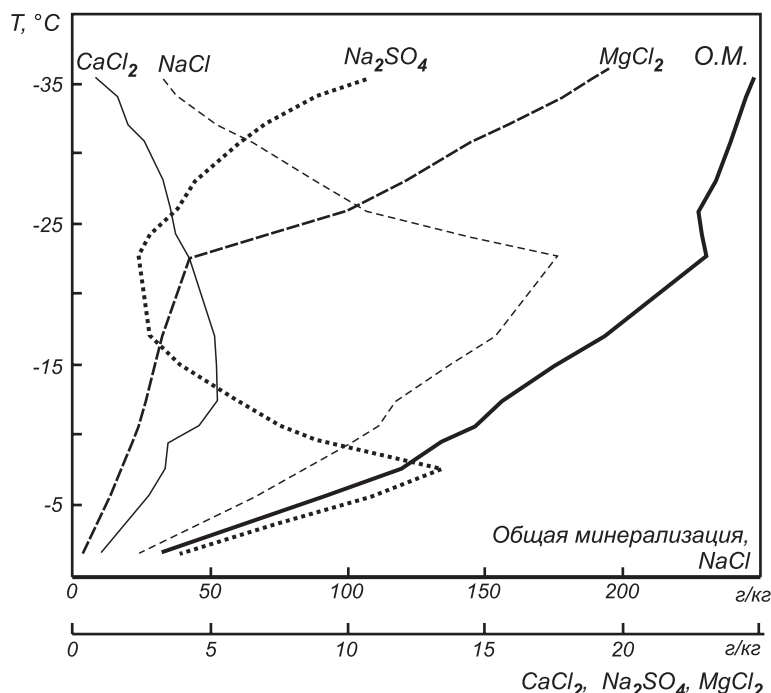


Рис. 1.3.2. Изменение химического состава жидкой фазы при последовательной кристаллизации морской воды (по [Гиттерман, 1937, цит. по [Фотиев, 1978], рис. 6])

О.М. — общая минерализация воды

Противоположные изменения дебита источников и минерализации их вод аналогичны тем, что отмечены в скважинах. Такие сезонные изменения говорят о летнем участии в питании этих источников и скважин не только подмерзлотных вод, но и надмерзлотных, более холодных и пресных и, следовательно, могут рассматриваться как указание на близость зон естественной разгрузки подмерзлотных вод к питающим их водопоглощающим таликам, перемерзающим зимой и возобновляющимся в теплый период года инфильтрацией жидких осадков. Последний вывод согласуется с взглядами П.Ф. Швецова [1951], который считал, что питание и разгрузка подземных вод нередко осуществляются в пределах одной и той же долины. Он даже утверждал, что подмерзлотные воды пополняются «...за счет надмерзлотных и речных через таликовые конусы, сформировавшиеся в местах выхода теплых и горячих трещинных вод на поверхность земли...» [там же, с. 273]. Представление о полном совпадении очагов питания и разгрузки подмерзлотных вод разделял и В.М. Пономарев [1960], заостряя вопрос на проблеме соотношения напоров инфильтрующихся и разгружающихся вод и роли в этом различий их температуры и минерализации. Все же более

вероятной кажется некоторая пространственная разобщенность нисходящих и восходящих потоков, хотя о близости зон питания и разгрузки заведомо термальных источников как будто бы говорят и полученные нами изотопные данные (см. ниже, Раздел 4.2).

Особенностью районов распространения криолитозоны, является присутствие в геологическом разрезе высокоминерализованных вод с отрицательной температурой. Как известно (см. например, [Фотиев, 1972]):

- температура замерзания воды с ростом ее минерализации понижается: морская вода (~35 г/л) остается жидкой при -1.8 – -1.9 °C, а рассолы с минерализацией 200 г/кг – даже при -20 °C;

- фазовые переходы «вода – лед – вода» сопровождаются перераспределением солей между фазами: при замерзании воды часть растворенных в ней солей захватывается льдом, часть осаждается, а часть отжимается в нижележащие слои, вызывая криогенное концентрирование насыщающих их вод. Такое перераспределение обусловлено неодинаковой растворимостью разных солей и различием ее изменений при снижении температуры в области отрицательных значений (рис. 1.3.2).

Поэтому по типу минерализации чукотские подмерзлотные воды не одинаковы. По мере криогенного концентрирования подземных вод, в их общей минерализации растет доля хорошо растворимых хлоридов кальция, магния и натрия и гидрокарбоната натрия при последовательном осаждении из раствора карбонатов и сульфатов кальция и магния. Карбонат кальция полностью выпадает из раствора уже при температуре -1.91 °C [Кононова, 1974]. При кристаллизации морской воды с минерализацией 30–35 г/л самые интенсивные фазовые превращения происходят в интервале температур от -1.8 до -5.0 °C. При температуре -5.0 °C в жидкой фазе остается всего 40 % раствора, минерализация которого превышает 80 г/л.

Согласно С.М. Фотиеву [1978], при геотермическом градиенте 4–6 °C/100 м толща ММП деградирует снизу, и из-за таяния льда подмерзлотные воды опресняются. При этом выпавшие ранее (при образовании мерзлоты) осадки сульфатов и карбонатов растворяются не полностью, отчего

состав возникающего раствора может отличаться от исходного.

Общая соленость наиболее минерализованных подземных вод Чукотки варьирует от близкой к солености Мирового океана до 100 и более г/л. При этом, однако, по типу минерализации эти воды близки к морской, (например, вскрытые вблизи г. Анадыря и пос. Нунлигран), но все же не везде одинаковы. Так, воды, встреченные в районе г. Певек, отличаются от нее по катионному составу – содержания Са и Mg выше, чем Na. При этом отношение Са/Mg в водах скв. Певек-10 практически то же, что и в скв. Анадырь-93 (1.55 и 1.52 г/л, соответственно), а в скважинах пос. Нунлигран существенно меньше (0.84–0.98 г/л.). Это может быть следствием региональных различий исходного состава вод, подвергавшихся криоген-

ному метаморфизму, и/или особенностей этого процесса в разных районах Чукотки.

Как уже отмечено выше, скважинами подземные воды на востоке Чукотки изучены только на некоторых разобщенных участках, довольно ограниченных по площади. Полученные там данные дают лишь фрагментарную характеристику подземной гидросферы. Однако изучение ее выходов на поверхность в виде термоминеральных источников, продолжающееся еще с 30-х гг. прошлого века, позволяет выяснить происхождение их основных компонентов, наметить некоторые геологически обусловленные пространственные вариации химического состава подмерзлотных вод и тем самым уточнить представления об их происхождении. Они изложены в последующих разделах в *Главе 4*.

Глава 2

СОДЕРЖАНИЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Целью полевых исследований был сбор фактического материала для оценки и прогноза потенциальных ресурсов месторождений термоминеральных вод Чукотки. В программу исследований входило обследование и картирование участков разгрузки термоминеральных вод, определение величины их естественной разгрузки (расхода), отбор проб воды и газа для различных лабораторных анализов, а также проведение отдельных химических определений в полевых условиях.

Картирование термальных площадей

По результатам обследования для ряда термоявлений при помощи мерной ленты, компаса и системы GPS (Garmin-12, модель геоида WGS84) составлены детальные схемы участков их разгрузки в масштабе 1:2500 (они приведены в соответствующих разделах *Главы 3*). На схемах отображены отдельные выходы источников с указанием их температур, пункты отбора проб, термальные и холодные водотоки, элементы рельефа и геоморфологии, земельные угодья (болота, тундры и т. д.). Такие схемы дают представление о размерах, конфигурации, температурной и гидрологической (по интенсивности разгрузки) зональности термальных площадей и позволяют судить о характере восходящего потока гидротерм (температуре, мощности, концентрированности, гидравлическом напоре).

Определение суммарного расхода термоминеральных вод

Разгрузка гидротерм обычно приурочена к долинам рек и ручьев. Часть термоминеральных вод

при этом не образует хорошо выраженных источников, а выходит непосредственно в русле реки, разгружается в термальных болотах или скрыто в аллювиальные отложения, образуя вторичные грунтовые потоки. В таких условиях невозможно измерить общий расход подземной воды в очаге разгрузки. Для этой цели применяется гидрохимический метод оценки суммарной разгрузки термоминеральных вод. Метод сводится к определению, по приращению концентрации компонента-индикатора, доли термоминеральной воды в водотоке, дренирующем очаг разгрузки.

В качестве представительной «эталонной» выбирается вода наиболее высокотемпературных и высокодебитных источников данной группы. Общая минерализация и концентрация компонента-индикатора в них, как правило, тоже оказывается максимальной. Из «эталонных» источников отбирались пробы воды и газов на последующий лабораторный химический и изотопный анализ.

По результатам анализа эталонной воды выбирается компонент-индикатор – элемент раствора, характерный для данной термоминеральной воды, а в поверхностных водах района присутствующий в минимальном количестве. В нашем случае – это Cl^- , являющийся доминирующим анионом в составе гидротерм Чукотки. Для ориентировочных полевых определений в качестве индикатора применялась солёность раствора (содержание в нем NaCl), определявшая его электропроводность, которая измерялась на месте солемером «Эксперт-002» (рис. 2.1). Результаты измерения солёности представлялись в г/л или мг/л в пересчете на концентрацию NaCl .

Расчёт производился по формуле:

$$Q_T = Q_p (C_H - C_B) / C_T$$

где Q_T – расход термальной воды л/с, Q_p – расход реки, л/с, C_T – концентрация компонента-индикатора: C_T – в эталонной термальной воде, C_B – в реке выше очага разгрузки, C_H – в реке ниже очага разгрузки.

Расход реки Q_p определялся поплавковым способом по стандартной методике. Для гидрометрического створа ниже участка разгрузки гидротерм выбирался максимально прямой отрезок реки с ровным дном. Затем рулеткой измерялась ширина створа, с шагом 1 м измерялась глубина с помощью мерной рейки и определялась площадь S_n каждого 1-метрового элемента створа (аппроксимировавшегося треугольником или трапецией). Скорость течения (V_n) измерялась в каждом 1-метровом элементе створа с помощью поплавков на пути в 10 м. Общий расход реки на створе определялся как

$$Q_p = S_1 \times V_1 + S_2 \times V_2 \dots + S_n \times V_n$$

Точность таких измерений $\sim \pm 20 \%$.

На каждом створе отбиралась проба для полного химического анализа, что позволило при камеральной обработке материалов уточнить полевые ориентировочные оценки пересчетом на концентрацию хлор-иона.

Отбор проб воды и газа

Пробы воды и газа отбирались для разных лабораторных анализов. Обычно на каждой термальной площадке опробовалось от 2 до 5 выходов воды. Обязательно отбирались пробы из источников с максимальной температурой и по возможности из других водопоявлений, в том числе из источников, выходящих на максимальном удалении от основных выходов. При отборе пробы определялись ее географические координаты системой GPS с расчетной точностью порядка 4–5 м. Ошибка определения высоты пункта измерений над уровнем моря могла при этом составлять порядка 10–15 м.

Пробы воды на общий химический анализ отбирались в пластиковые бутылки объемом 0.5 л без консервации. Пробы воды на содержание микроэлементов отбирались в пластиковые боксы объемом 15 мл, предварительно вымытые в ла-

бораторных условиях разбавленной азотной кислотой. При этом вода отфильтровывалась через фильтр 0.45 мкм, бокс два-три раза ополаскивался этой водой, а затем заполнялся на 9/10 объема. После этого проба воды консервировалась – подкислялась концентрированной HNO_3 (марки ОХЧ, 10–12 капель). Пробы воды для изучения изотопного состава (δD и $\delta^{18}O$) отбирались в пластиковые боксы объемом 50 мл. Бокс заполнялся «под пробку» и закрывался крышкой под водой (во избежание попадания воздуха). Дополнительной консервации таких проб не производилось.

Пробы спонтанно выделяющегося газа для химических и изотопных исследований отбирались в стеклянные бутылки объемом 0.2–0.5 л методом вытеснения. Бутылка предварительно заполнялась водой из источника, затем переворачивалась и помещалась в источник так, чтобы в нее не попал атмосферный воздух. Вода из бутылки вытеснялась выделяющимся газом, собираемым пластиковой воронкой. Бутылка заполнялась спонтанным газом и закрывалась резиновой пробкой с водяным затвором высотой 2–3 см. Обычно из одного источника отбиралось 3–4 бутылки газа, используемые для различных видов лабораторных анализов.

Полевые гидрохимические определения

В полевых условиях, помимо измерения солемером «Эксперт-002» солености (в пересчете на содержание $NaCl$), выполнялись определения некоторых компонентов химического состава воды (pH , Eh , HCO_3), которые в процессе хранения пробы могли изменяться.

Измерения pH и Eh выполнялись непосредственно на источнике с помощью стеклянных ионо-селективных электродов и иономера «Эксперт-001» (рис. 2.2).

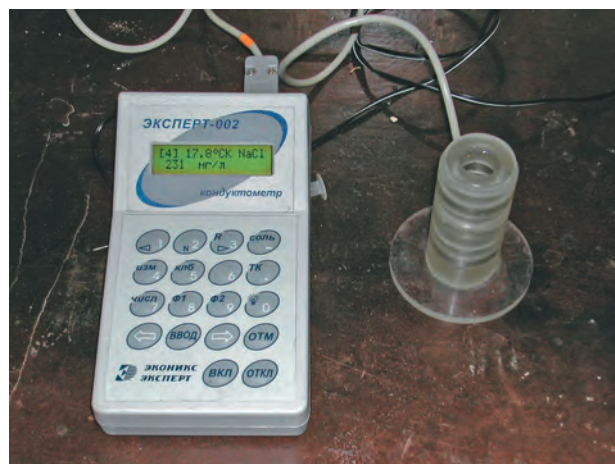


Рис. 2.1. Кондуктометр (солемер) «Эксперт-002», общий вид прибора



Рис. 2.2. Иономер «Эксперт-001», общий вид прибора, с подключенными ионоселективными (рН) электродами

пробы завершалось при достижении значения $\text{pH} = 4.0$.

Определения концентрации гелия в водах и газах

В полевых условиях концентрация гелия, $[\text{He}]$, измерялась с помощью полевого газового анализатора ИНГЕМ-3 (рис. 2.3), который позволяет определять ее как в газе, так и в воде. Пробы газа и воды вводились в прибор при температуре окружающей среды. Перед измерениями прибор предварительно калибровался по газовым смесям с известным содержанием гелия.

Чувствительность прибора при измерении $[\text{He}]$ в газе составляла 1×10^{-5} , при измерении в воде – $1 \times 10^{-7} \% \text{ об.}$

В лабораторных (камеральных) условиях определения концентрации He осуществлялись хроматографически на хроматографе «Кристалл 2000 М» и на масс-спектрометре ИГ-1201.

2.2. ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химические и изотопные исследования

Общий химический состав воды (Na , K , Ca , Mg , SO_4 , Cl , HCO_3 , сухой остаток) определялся в химико-аналитической лаборатории Геологического института РАН (г. Москва) по стандартным методикам [Резников и др., 1963].



Параллельно определения макро- и микрокомпонентов в воде (48 элементов, см. Приложение 1) выполнялись методами плазменно-эмиссионной спектроскопии (ICP-AES) на приборе ICAP61 (Thermo Jarrel Ash, США) и плазменной масс-спектрометрии (ICP-MS) на приборе PlasmaQuard (VG, Англия) в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (ИПТМ РАН, г. Черноголовка Московской обл.) Точность этих определений была не хуже 10–15 %. Пределы обнаружения по каждому элементу могли существенно различаться в зависимости от степени разбавления образцов воды и значений фоновых концентраций элемента в холостых образцах.

Определение химического состава спонтанно выделяющихся газов (содержаний CH_4 , CO_2 , N_2 , He , O_2) производилось в Геологическом институте РАН (г. Москва) на газовом хроматографе

Рис. 2.3. Анализатор гелия «ИНГЕМ-3», общий вид прибора

Рис. 2.4. Газовый хроматограф «Кристалл 2000 М», общий вид прибора

«Кристалл 2000 М» (рис. 2.4.), оснащенном двумя детекторами – пламенно-ионизационным (ПИД) и катарометром (детектором по теплопроводности – ДТП). В качестве газа-носителя использовался аргон. Разделение He , O_2 , N_2 и CH_4 производилось на колонке с молекулярными ситами (5А). Хроматографические пики этих газов фиксировались на ДТП.

Разделение CO , CO_2 , CH_4 производилось на колонке с сорбентом PARAPAK-Q и фиксировалось на ПИД. Перед поступлением на детектор окись и двуокись углерода восстанавливались до метана в метанаторе (для последующего индицирования их на ПИД).

Ввод пробы газа в прибор осуществлялся с помощью газового крана с фиксированным объемом дозы 0.18 мл. Состав газов определялся методом абсолютной калибровки – перед началом работы прибор калибровался по газовым смесям известного состава. Среднеквадратичное отклонение от стандарта по каждому компоненту не превышало 0.5–1 %.

Определения изотопного состава воды (δD и $\delta^{18}\text{O}$) выполнялись в Институте геологии, минералогии, петрографии и геохимии рудных месторождений РАН (г. Москва) на масс-спектрометре DELTA^{plus} фирмы ThermoQuest (Finnigan). Определение δD проводилось с использованием приставки H/Device той же фирмы с точностью ± 0.2 ‰. $\delta^{18}\text{O}$ определялся с использованием метода изотопного уравнивания водных образцов с CO_2 при $t = 25$ °C. Воспроизводимость масс-спектрометрических определений $\delta^{18}\text{O}$ в параллельных опытах составляла ± 0.015 ‰. Суммарная погрешность была не хуже $\pm 0,025$ ‰. Измерения производились с контролем по образцам сравнения МАГАТЭ (IAEA) – ОН-1, ОН-2, ОН-3 и ОН-4. Результаты представлены в ‰ относительно стандарта SMOW.

Изотопный состав благородных газов и их концентрации определялись в Лаборатории изотопной геологии флюидов Санкт-Петербургского университета, Геологическом институте Кольского научного центра РАН, Апатиты, и Изотопном исследовательском центре ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург.

Изотопные измерения проводились на масс-спектрометрах Micromass VG 5400 и МИ-1201-ИГ. Чувствительность масс-спектро-



метра Micromass VG 5400 по содержанию $[\text{He}]$ составляет $(3-5) \times 10^{-5}$ А/Торр. Разрешение равно ≈ 1000 , позволяя полностью разделить дублет $\text{HD}-^3\text{He}$. Общий бланк ^4He в ампулоломателе, линии напуска и камере масс-спектрометра составляет 1×10^{-10} см³ STP. Воспроизводимость изотопного анализа (1s), в зависимости от измеряемых изотопных отношений, равна: 25, 10, и 3 % для $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 10^{-8}$, $\sim 10^{-7}$ и $\sim 10^{-6}$, соответственно; 20, 10, и 3 % для $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} \sim 10^4$, $\sim 10^2$ и 1, соответственно; воспроизводимость измерений концентраций ^4He и $^{40}\text{Ar} \pm 5$ % (1s).

Сравнение результатов определения $[\text{He}]$ тремя разными способами (рис. 2.5) показало их хорошую сходимость.

Контрольные измерения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в двух образцах были сделаны в Национальном Институте вулканологии и геофизики Италии (INGV, Палермо) используя масс-спектрометр GVI-Helix SFT. Результаты этих измерений находятся в хорошем согласии с полученными в России.

Из-за возможной атмосферной контаминации в измеренное значение $^3\text{He}/^4\text{He} = R_{\text{изм}}$ вводилась поправка, учитывающая возможную контаминацию пробы газа атмосферным воздухом (используя значение $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ в пробе и уравнение [Nagao et al., 1979; Giggenbach et al., 1993]):

$$R_{\text{испр}} = (R_{\text{изм}} \times (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{изм}} - R_{\text{атм}} \times (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{атм}}) / ((^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{изм}} - (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{атм}})$$

Изотопный состав углерода (результаты приведены относительно стандарта PDB) и азота (относительно воздушного N_2) измерялся на масс-спектрометре DELTAplusXL (Thermo Finnigan) методом IRM-MS в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Воспроизводимость

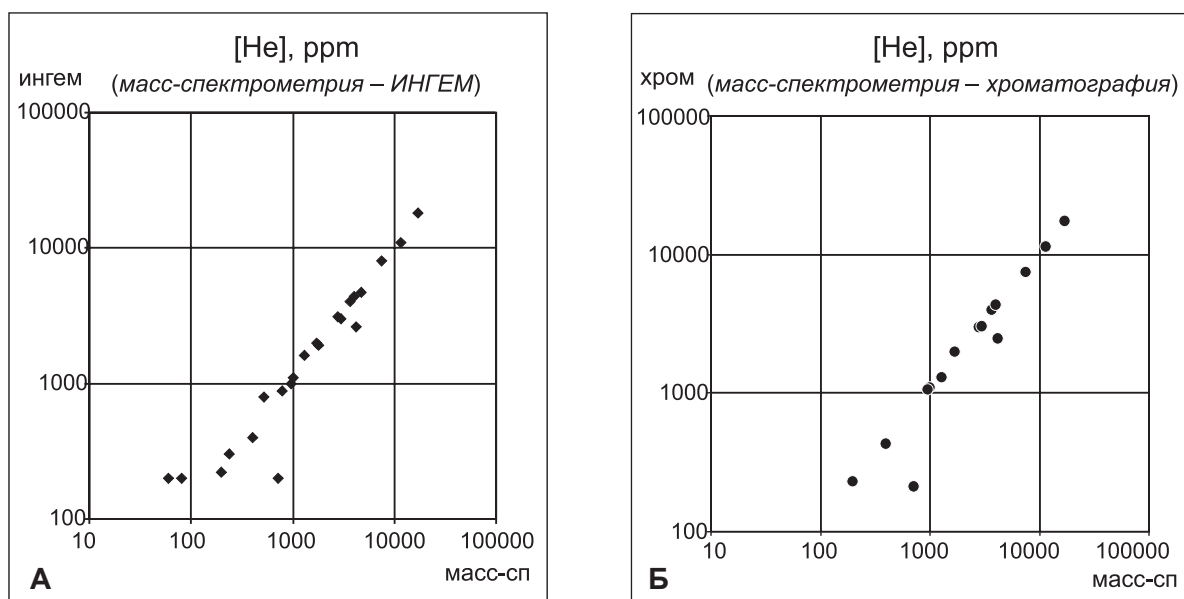


Рис. 2.5. Сопоставление результатов определения [He] разными методами

изотопного состава газа была равной 0.1–0.2 ‰. Контрольные измерения величины $\delta^{15}\text{N}$ в 8 образцах были сделаны в лаборатории INGV на таком же масс-спектрометре DELTAplusXL (Thermo Finnigan), соединенном с хроматографом как описано в [Eberhard et al., 1994]. Результаты этих измерений, сделанных в разных лабораториях, также хорошо согласуются между собой. Погрешность определения значений $\delta^{15}\text{N}$ была не хуже ± 0.3 ‰.

Результаты изотопных измерений приведены в соответствующих таблицах. Они показали закономерные пространственные вариации химического и изотопного состава подземных флюидов.

Методы оценки температур формирования термальных вод

При проведении полевых работ температура воды в источниках измерялась цифровым термометром (термопарой) с точностью 0.1 °C. Температуры гидротерм при выходе на поверхность были в той или иной мере ниже глубинных, существующих в зоне их формирования (в геотермальном резервуаре). Причины такого различия – охлаждение терм по мере подъема в результате отдачи тепла в окружающие породы и разбавления их более холодными водами, в том числе талыми, возникающими при деградации мерзлоты. Прямых измерений глубинных тем-

ператур на Восточной Чукотке не было, но ориентировочно их можно оценить по составу разгружающихся термоминеральных вод, используя так называемые гидрохимические геотермометры. Это полученные в разбуренных гидротермальных системах эмпирические и расчетные соотношения, связывающие пластовую температуру и концентрацию или отношения концентраций некоторых растворенных компонентов – SiO_2 , Na/Li , Mg/Li , Na/K , (см. [Fournier, Truesdell, 1973; Kharaka, Mariner, 1989; Fouillac, Michard, 1981] и др.). В таких расчетах реальная глубина залегания данной изотермы не определяется, а вычисленную температуру относят к так называемой «базовой» глубине (неопределённой глубине формирования конкретных гидротерм, или их «базису циркуляции») и называют их «базовой» температурой.

Si геотермометр. В цитированных работах предложено несколько эмпирических расчетных формул оценки «базовой» температуры по содержанию кремнезема, отличающихся для высокотемпературных гидротермальных систем

$$(t_{\text{поверхн.}} \geq t_{\text{кипения}}, t_{\text{пласт}} > 150^\circ\text{C})$$

и низкотемпературных, для высоко- и малодобитных, а также для разных форм кремнезема, предположительно равновесных с конкретными разновидностями термальных растворов. Учи-

тая, что температура гидротерм Восточной Чукотки на выходе ниже точки кипения, мы использовали для оценки «базовых» температур уравнение для кварца при адиабатическом охлаждении раствора:

$$T\text{ }^{\circ}\text{C} = 1522 / (5.75 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$$

[Fournier, 1977],

где SiO_2 – концентрация SiO_2 в мг/л. Кроме этого соотношения, использовались:

Na/K геотермометр:

$$T\text{ }^{\circ}\text{C} = 777 / (\log(\text{Na}/\text{K}) + 0.7) - 273.15$$

[Fournier, Truesdell, 1973],

где Na, K, Ca – концентрации соответствующих ионов (моль/кг H_2O), а $b = 1/3$, если $\text{Ca}^{0.5}/\text{Na} < 1$ и $T\text{ }^{\circ}\text{C} > 100\text{ }^{\circ}\text{C}$, или $b = 4/3$, если $\text{Ca}^{0.5}/\text{Na} > 1$ и $T\text{ }^{\circ}\text{C} < 100\text{ }^{\circ}\text{C}$. На содержание Ca, кроме минералогической обстановки, сильно влияет парциальное давление CO_2 (определяющее карбонатное равновесие), особенно при низких температурах. В.И. Кононов [1983] приводит формулу для случая, когда $P_{\text{CO}_2} > 10^{-4}$ атм., а температура воды в источнике меньше $75\text{ }^{\circ}\text{C}$:

$$T\text{ }^{\circ}\text{C} = 1647 / [\log(\text{Na}/\text{K}) + 4/3 \log(\text{Ca}^{0.5}/\text{Na}) + 3.6 + 0.253P_{\text{CO}_2}] - 273.15,$$

где значение P_{CO_2} выражено в атмосферах;

Na/Li геотермометр, который предложен для слабо и умеренно минерализованных вод с температурой от 20 до $340\text{ }^{\circ}\text{C}$:

$$T\text{ }^{\circ}\text{C} = 1000 / (\log(\text{Na}/\text{Li}) - 0.14) - 273$$

[Fouillac, Michard, 1981],

где Na и Li – концентрации ионов, выраженные в мг/л; и Mg/Li геотермометр:

$$T\text{ }^{\circ}\text{C} = 2200 / (\text{Mg}^{0.5}/\text{Li}) + 5.47 - 273$$

[Kharaka, Mariner, 1989].

Этот геотермометр разработан для седиментационных вод осадочных бассейнов с температурами до $300\text{ }^{\circ}\text{C}$.

На правильность оценки глубинных температур гидрохимическими геотермометрами могут влиять разные факторы. Например, смешение термальной воды с холодными пресными (инфильтрационными, грунтовыми, поверхностными или талыми) водами может существенно снизить оценки температуры, получаемые SiO_2 -геотермометрами (в них используется абсолютная концентрация кремнезема в воде, поэтому ее разбавление пресной занижит результаты расчета). Поэтому представляется, что менее чувствительны к процессам разбавления геотермометры, в которых используются отношения элементов (Na/K, Li/Na, Li-Mg). Однако процессы смешения вод разного генезиса, имеющих близкую по значению минерализацию и различные соотношения ионов Na, K, Li и Mg, также могут влиять на показания и щелочных геотермометров. Сходимость результатов расчетов температуры разными геотермометрами также может зависеть от исходного состава вмещающих пород и подземной воды, а также парциального давления CO_2 , регулирующего карбонатное равновесие в системе «вода-порода» и времени нахождения воды в контакте с породой.

В силу этих причин температуры, получаемые по разным геотермометрам могут заметно различаться. Критерием выбора в качестве основного того или иного геотермометра может быть корреляция показаний геотермометра с измеренными температурами.

Глава 3

ОПИСАНИЕ ИСТОЧНИКОВ

Изучение терм Восточной Чукотки насчитывает более чем 200-летнюю *историю исследования*. Описания отдельных источников были выполнены еще в второй половине XVIII века. Первое упоминание о них, судя по сводке А.М. Диковского и Ю.В. Крюкова [1981], относится к Сенявинским источникам, которые были отмечены казацким сотником И.Я. Кобелевым на карте своего путешествия по Чукотке в 1779 г. В той же сводке, со ссылкой на *Этнографические материалы Северо-Восточной географической экспедиции И.И. Биллингса 1785–1795 гг.* [Этнографические материалы..., 1978], сообщается, что участник этой экспедиции штурман Батаков описал теплые источники, известные сегодня в литературе как Безымянные, или «Бабушкины Очки». Но в отчете о путешествии лейтенанта флота Г. А. Сарычева по северо-восточной части Сибири, Ледовитому морю и Восточному океану в составе этой экспедиции говорится о том, что «...зимой 1791–92 гг. штурман Батаков открыл источники теплых вод в северной половине Чукотского полуострова, на юго-западном побережье Колючинской губы» (цит. по [Гидрогеология СССР, 1972, с. 16]). Судя по описанию, речь в отчете экспедиции могла идти об Оранжевых (Кальхеурервеемских) источниках (№ 14).

Об исследованиях гидротерм Чукотки в XIX веке сведений в литературе не найдено.

В начале же прошлого века – в 1909–1910 гг. – в исследуемом районе работала Чукотская экспедиция Академии наук. Альбом составленных ею карт был опубликован только в 1935 г. в виде приложения к 18-му выпуску Трудов Полярной комиссии АН СССР [Чукотская экспедиция..., 1935]. На одной из этих карт указано местоположение самых горячих на полуострове Мечигмен-

ских терм (другие названия – Хельхымилевеемские, или Гильмимлинейские источники) (№ 6).

В 1934–35 гг. на Чукотском полуострове работала геологическая экспедиция Арктического института Главсевморпути. Ее сотрудниками были обследованы Сенявинские (Пенкигнейские), Мечигменские, Чаплинские, Аракамчеченские, Кукуньские (Лоринские) и Нешканские термальные источники [Пономарев, 1936; Головачев, 1937; Никольский, 1937; Рабкин, 1937; Швецов, 1937].

Начиная с 1950-х гг., сведения о термоминеральных источниках, их геологической позиции и некоторых параметрах накапливались в материалах геологических и гидрогеологических съемок разного масштаба [Богомолов, 1977; Борзаковский, Романова, 1968; Борзаковский и др., 1968; Бравина и др., 1957_ф; Завгородний, 1960_ф; Карасева, 1976_ф; Карасева, Сафаргалиев, 1986_ф; Крюков, 1980, 1985, 1987; Крюков, Плясунов, 1987; Недомолкин, 1978_ф, 1982_ф; Никитин и др., 1957_ф, 1959_ф; Романова, Жукова, 1970_{а,б}; Романова и др., 1969_ф; Саргина и др., 1956_ф; Стремяков и др., 1957; Стремяков, 1967_ф; Фейгин и др., 1968_ф].

Целенаправленное изучение геохимической специфики и бальнеологических свойств ряда источников было проведено в 1955 г. Чукотской комплексной партией Центрального НИИ курортологии и физиотерапии Минздрава СССР (В.В. Иванов, Л.А. Сарычева, М.Р. Виноградова). Его результаты суммированы в сводке [Иванов, 1960].

По мере накопления данных их обобщали П.Ф. Швецов [1937], А.И. Калабин [1959, 1960], А.А. Зеленкевич [1961, 1963, 1970], В.Ф. Завгородний [1962], В.Г. Гольдтман [1967], Е.И. Суворова [1972] и другие исследователи. Списки источников с некоторой сопутствующей инфор-

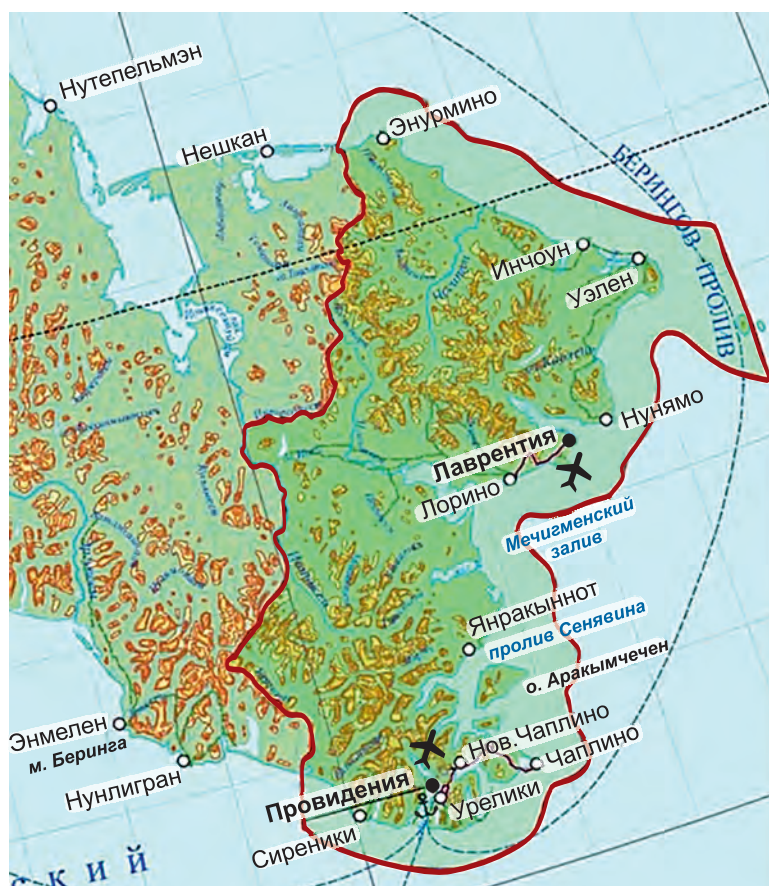


Рис. 3. Территория национального парка «Берингия»

мацией приводятся в сводках [Каталог..., 1969; Владимирцева и др., Гос. геол. карта..., 2001_{а,б}].

Наиболее детально были изучены три группы источников – Чаплинские, Дежневские и Кукуньские (Лоринские). Раньше всего, в 1964–68 гг. эти работы, включая геофизические методы, бурение скважин и гидрогеологическое опробование, были проведены на Чаплинских источниках [Фейгин и др., 1968_ф]. На Дежневских источниках, в связи с планировавшимся их освоением, такие же работы были проделаны в 1970–1976 гг. [Карасева, 1976_ф]. В 1984–1986 гг. с целью подсчета эксплуатационных запасов были проведены комплексные исследования Кукуньских (Лоринских) источников [Карасева, Сафаргалиев, 1986_ф]. Две последние группы были в 2002–2004 гг. дополнительно изучены по заказу администрации Чукотского АО экспедицией Национального энергетического управления Исландии [Arnason, Franzsson, 2002; Arnason et al, 2005]. Наиболее детальное обследование терм Чукотки было выполнено в 2004 и 2005 гг. экспедицией ФГУ-ПП «Георегион» (г. Анадырь) [Киевский и др.,

2006_ф]. Результаты вышеперечисленных исследований учтены в данной монографии.

В 1993 году на территории Восточной Чукотки с целью охраны биологического разнообразия и естественного состояния ее ландшафтов был организован *природно-этнический парк* «Берингия». В январе 2013 года решением правительства Российской Федерации на базе этого природно-этнического парка был создан *национальный парк* «БЕРИНГИЯ». В его состав вошли большинство из описываемых ниже термальных источников. (рис. 3), что дает надежду на сохранение этих удивительных и уникальных территорий.

Ниже приводятся описания 33 групп источников. Описание 17 из них выполнено по результатам наших экспедиций 2002 и 2004 гг., остальных – по данным организации «Георегион» (г. Анадырь). Все термопроявления были разделены по территориальному принципу на четыре района (см. рис. 1 и табл. 1): Южный (ЮР, *Раздел 3.1*), Восточный (ВР, *Раздел 3.2*), Северный (СР, *Раздел 3.3*) и район Колюченско-Мечигменской депрессии (КМД, *Раздел 3.4*).

3.1. ЮЖНЫЙ РАЙОН

3.1.1. ЧАПЛИНСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 1 (64° 25' 28" N, 172° 30' 05" W, Н ~ 20–57 м)

Чаплинские высокотемпературные минеральные источники – одни из самых изученных, доступных и перспективных для комплексного (теплоэнергетического, санаторно-курортного и рекреационного) освоения гидротерм Чукотки.

Исследование этих источников началось еще в тридцатые годы прошлого столетия [Головачев, 1937]. Впоследствии источники неоднократно обследовались геологами-съемщиками, гидрогеологами, бальнеологами [Иванов, 1960; Иванов, Невраев, 1964; Гольдтман, 1967; Борзаковский и др., 1968; Мангушев, 1981; Киевский и др., 2006; и др.]. С 1954 года здесь функционировал пионерский лагерь, а позднее и база отдыха с развитой структурой хозяйственного обслуживания. Здесь существовал закрытый термальный бассейн с благоустроенными раздевалками, небольшая теплица, жилые и хозяйственные постройки. Теплоснабжение всего рекреационного комплекса осуществлялось пресной водой, нагретой в теплообменниках на бетонных каптажах естественных выходов термоминеральных вод. В 1964–67 гг. на источниках была проведена детальная разведка, включавшая бурение скважин

(28 скважин глубиной до 66 м и одной до 350 м), геофизические работы (электропрофилирование, магниторазведка) и гидрогеологические исследования [Фейгин и др., 1968; Суворова, 1972]. Приведенное ниже описание сделано, в основном, по результатам наших исследований в июле 2002 г. К этому времени база отдыха была полностью разрушена. В 2005 году источники были обследованы сотрудниками экспедиции организации «Георегион» под руководством А.Д. Киевского [Киевский и др., 2006].

Местоположение

Источники находятся на Чаплинском полуострове (№ 1 на рис. 1) в долине реки Ульхум, в 5 км от устья. Расстояние до источников от пос. Провидение по автомобильной дороге ~60 км, от пос. Ново-Чаплино ~30 км. Общий вид источников – на рис. 3.1.1.1.

Геологическая ситуация

На участке разгрузки терм широкая плоскостная долина реки Ульхум, выработанная вдоль мощной, до 600 м в поперечнике, субширотной



Рис. 3.1.1.1. Чаплинские источники. Общий вид. Фото А.Д. Киевского

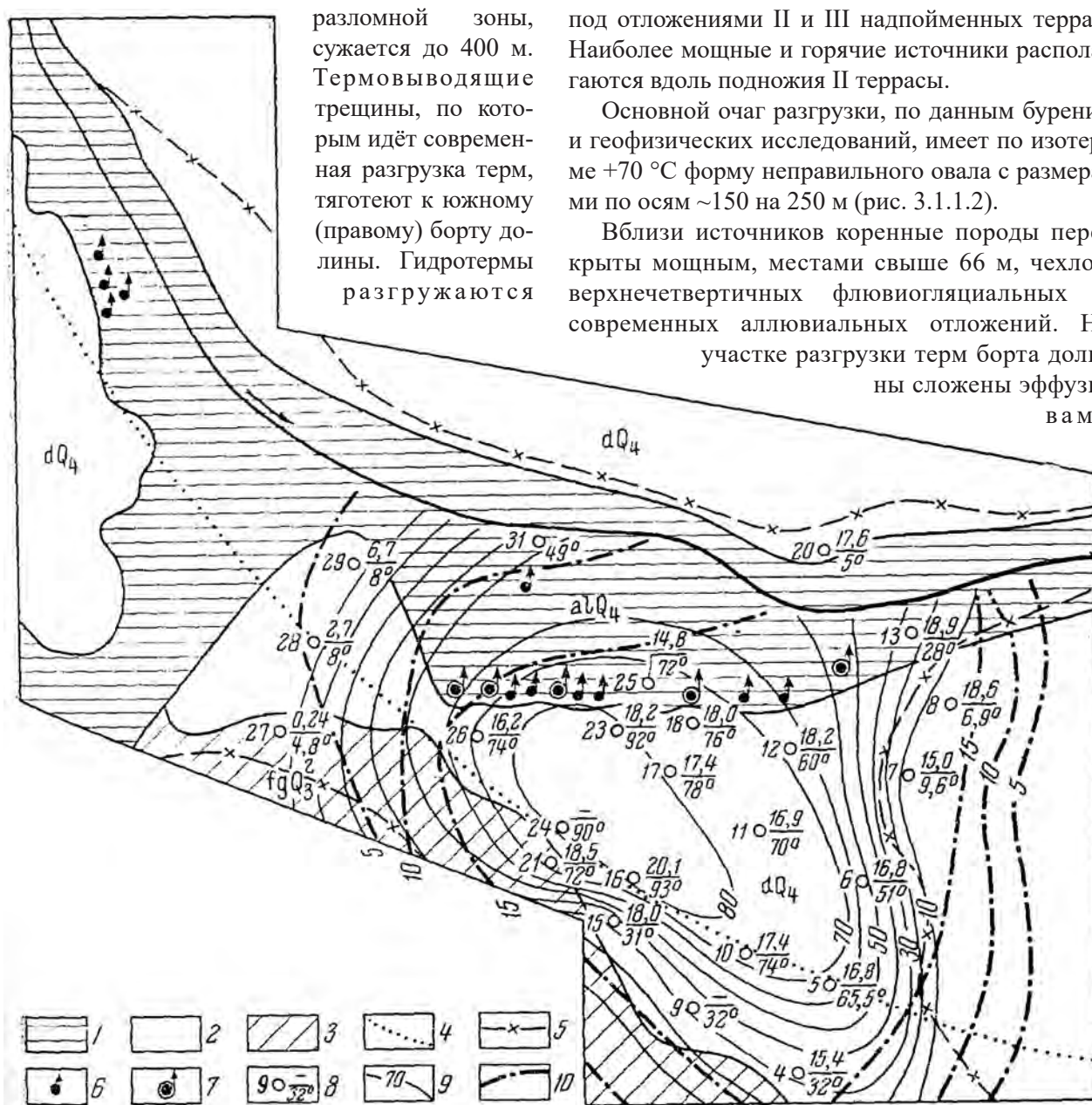


Рис. 3.1.1.2. Схематическая гидрогеологическая карта Чаплинских источников по Г.Ю. Фейгину и др., 1968_ф (цит. по [Суворова, 1972, стр. 221])

Условные обозначения: 1-3 – четвертичные рыхлые отложения (1 – аллювиальные, 2 – делювиальные, 3 – флювиогляциальные), 4 – разлом, 5 – контур распространения термальных вод, 6 – восходящий источник, 7 – группа источников, 8 – скважина и ее № (в числителе минерализация воды, г/л, в знаменателе температура, °С), 9 – изотермы, °С, 10 – изолинии минерализации, г/л

нижне- и верхнемелового возраста: андезитами, андезито-базальтами, андезито-дацитами, липаритами и их туфами. Эффузивы залегают на верхне-средне-девонских образованиях, представленных песчано-глинистыми и кварц-амфиболовыми сланцами и мраморизованными известняками [Фейгин и др., 1968]. Эти образо-

вания, по-видимому, и являются водовмещающей толщей, где формируется солевая нагрузка термоминеральных вод. Самыми молодыми проявлениями магматизма в окрестностях источников считаются палеогеновые дайки диабазов и диоритовых порфириров, прорывающие верхнемеловые отложения [Фейгин и др., 1968].

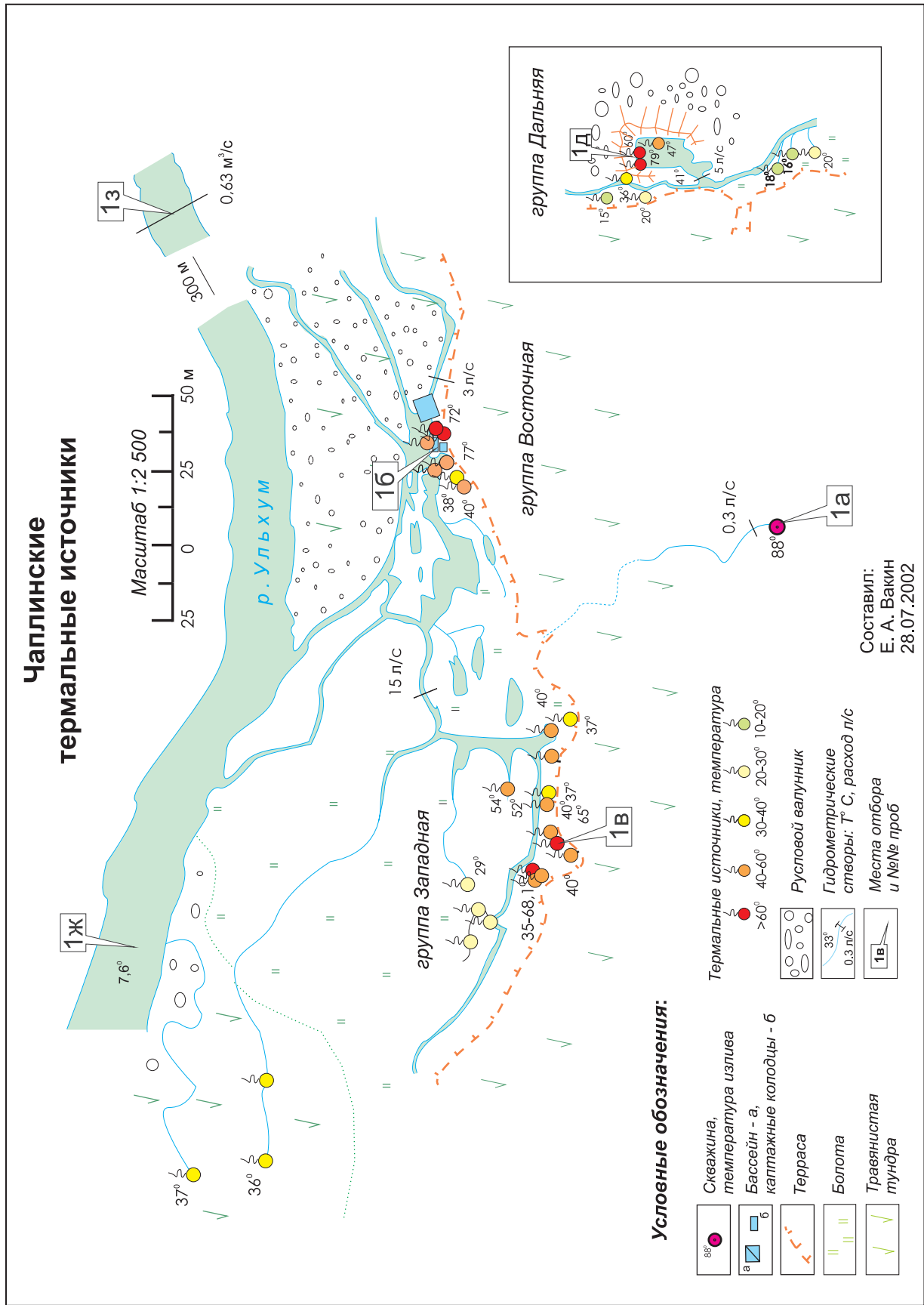


Рис. 3.1.1.3. Схема расположения отдельных выходов термальных вод на Чаплинских источниках (составлена Е.А. Вакиным)

Гидрогеологические условия района, согласно [Борзаковский и др., 1968], определяются почти сплошным распространением многолетнемерзлых пород. Температура мерзлой толщи колеблется в среднем от -0.5 до -1.5 °С, влияние температуры воздуха сказывается на глубине 15–20 м. Мощность многолетнемерзлых пород по данным бурения составляет 46–150 м. По условиям циркуляции термальные воды трещинные, трещинно-жильные.

Морфология выходов

Ключевая площадка Чаплинских источников протягивается по болотистой правобережной пойме реки Ульхум на 300 м при максимальной ширине 100 м (рис. 3.1.1.1). Талик прослеживается по пойме на 100–150 м ниже и на 200–300 м выше термальной площадки. Наиболее мощные и высокотемпературные восходящие термальные источники расположены вдоль подножия II террасы. Выделяются две основные, сближенные, группы источников – *Восточная* и *Западная* и обособленная – *Дальняя* (рис. 3.1.1.3).

Ключевая площадка контрастно выделяется на фоне окружающей тундры более обильной и разнообразной растительностью (рис. 3.1.1.4).

Восточная группа самая высокотемпературная и компактная – она занимает площадь менее 500 м². В неё входят четыре мощных источника с температурами 72–77 °С и, на западной периферии, два слабых источника с температурами

38 °С и 40 °С. На трёх источниках сохранились остатки каптажных устройств в виде бетонных колодцев, остатки теплообменников и трубопроводов. Из разрушенных каптажей вода стекает в мелкий пруд на пойме, в тёплый ручей у основания террасы и, регулируемым стоком, в полуразрушенный бассейн размером 3×5 м² (рис. 3.1.1.5 А, Б). Суммарный видимый дебит источников этой группы более 6 л/с (в пересчёте на воду с температурой 77 °С).

В 120 м южнее Восточной группы сохранилась единственная из пробуренных здесь скважин (рис. 3.1.1.6). Она изливает воду с расходом (измеренным в июле 2002 г.) 0.3 л/с при температуре 88 °С – максимальной из наблюдаемых сейчас в выходах Чаплинских гидротерм. По-видимому, это скв. № 16, где при разведке (см. [Суворова, 1972]) были зафиксированы максимальная температура (93 °С) и минерализация (19.1 г/л). Эта вода (проба 1а – табл. 3.1.1.1) дает наиболее верное представление о характере глубинных, не изменённых при разгрузке (разбавлением, охлаждением) Чаплинских гидротерм. При дальнейших построениях принята за их «эталон».

Пойма между Восточной и Западной группой на протяжении ~100 м занята термальным болотом с системой соединенных протоками тёплых плоскодонных озерков с температурой до 20 °С. На дне некоторых из озерков выделяются пузырьки газа и идёт слабая разгрузка термальных вод с температурой до 35 °С.

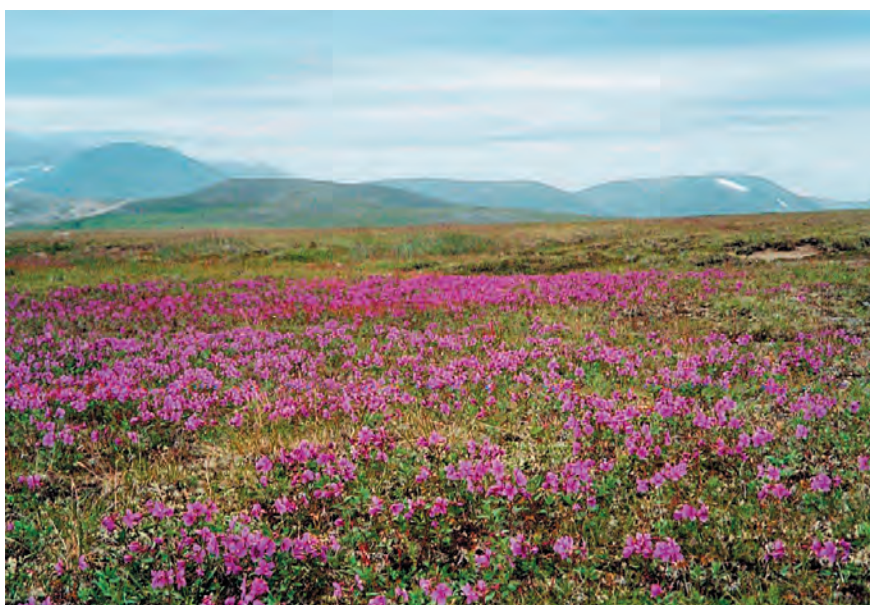


Рис. 3.1.1.4. Растительность вокруг Чаплинских источников. Фото авторов



А



Б

Рис.3.1.1.5. Чаплинские источники, Восточная группа. Фото авторов
(А) общий вид, (Б) полуразрушенный бассейн для купания

Западная группа (рис. 3.1.1.7) состоит из более чем двух десятков термальных источников с температурами от 20 до 68 °С.

Самые мощные и горячие источники разгружаются на протяжении 70 м у основания II террасы и на её склоне на высоте до 1 м. Эти источники имеют облик неглубоких, 0.2–0.3 м, воронок диаметром 0.2–0.7 м или неглубоких луж диаметром 2–4 м с плоским песчано-гравийным дном, где пробиваются грифоны горячей воды и пузырьки газа. В нижней части склона террасы термальные воды изливаются в виде нисходящих источников или линейного высачивания. Аллювиальные отложения на участках выхода терм слабо сцементированы кремнисты-

ми отложениями и местами покрыты налётами минеральных новообразований, в которых доминируют оксиды железа и силикатные минералы, в том числе цеолиты. Воронки, водоёмы и тёплые ручьи активно зарастают термофильными водорослями. Источники дают начало термальному ручью, текущему вдоль подножия террасы, который, принимая тёплые левые притоки с заболоченной поймы, образует цепочку мелких водоёмов и течёт в направлении Восточной группы. Участок поймы между термальным ручьём и рекой на площади $\sim 120 \times 200 \text{ м}^2$ заболочен и прогрет за счёт разгрузки терм. Здесь более десятка источников с температурой до 31 °С. Это мелкие водоёмы диаметром 2–4 м с илистым дном, где пробиваются слабые струйки термальной воды. Они либо не имеют видимого стока, либо образуют притоки основного термального ручья.

Дебиты отдельных источников Западной группы от сотых долей до 2 л/с (водоём с высокотемпературными грифонами на западной оконечности основного участка разгрузки). Суммарный видимый дебит источников Западной группы, в пересчёте на воду с максимальной для этой группы температурой 68°, оценен нами в $\sim 16\text{--}18 \text{ л/с}$.

Дальняя группа (64° 26' 0.9" N, 172° 31' 16.7" W, h $\sim 33 \text{ м}$) расположена в 1,6 км северо-западнее двух других, выше по долине под её правым бортом. Здесь у подножия надпойменной террасы в валунно-галечниковой пойме на месте выходов источников, вырыт прямоугольный котлован размером $\sim 12 \times 20 \text{ м}^2$ глубиной до 1,5 м. Температура источников в дне водоёма достигает до 79 °С (рис. 3.1.1.3). Из водоёма на юг вытекает тер-



Рис.3.1.1.6. Чаплинские источники, самоизливающая скважина (т. 1а) на склоне г. Утыг. На устье скважины – натечные минеральные новообразования. Фото авторов



Рис. 3.1.1.7. Террасы р. Ульхум с источниками Западной группы. У основания террасы видны высачивания минеральной воды. *Фото авторов*

мальный ручей с расходом ~5 л/с и температурой 41.2 °С. Между котлованом и террасой и на 30 м севернее выходят слабые источники с температурой от 36 °С до 15 °С. Их вода собирается в ручей, который течёт вдоль террасы и теряется в заболоченной тундре. Южнее, в болоте на правом берегу этого ручья, на протяжении 200 м наблюдаются слабые источники и линейное высачивание термоминеральных вод с температурой 16–20 °С. Суммарную величину поверхностной разгрузки источников этой группы определить трудно. Видимо, она превосходит 5 л/с в пересчёте на воду с температурой 80 °С. Скрытая разгрузка в аллювиальные отложения может значительно превышать эту цифру.

Группа Дальняя отделена от основных выходов Чаплинских источников, и её рассматривают как перспективное для разведки самостоятельное Ульхумское термопроявление [Киевский и др., 2006].

Химический состав и изотопные характеристики

Состав Чаплинских термальных вод приведен в табл. 4.1.1 и частично в табл. 3.1.1.1 и 3.1.1.2 вместе с его характеристиками по данным различных авторов.

Химический состав вод источников – хлоридный натриево-кальциевый*, воды щелочные

(рН до 8.6) с температурой до 90 °С. Хлорид кальция составляет в них почти 40 % растворенных солей (отсюда их горький вкус). Этот состав, как видно из табл. 3.1.1.1, за время наблюдений оставался с 1935 года практически постоянным.

Основной гидрохимической особенностью Чаплинских терм является их относительно высокая (до ~20 г/л) минерализация. В этих водах довольно высоки концентрации и таких компонентов, как бром ($[Br] = 30\text{--}45$ мг/л), и бор ($[B] \sim 1$ мг/л). Величина отношения $[Cl]/[Br]$ в Чаплинских термах – 260–280 по нашим определениям – довольно близка к типичной для морской воды (~300). Несмотря на то, что типичных для последней магния и сульфатов в этих водах почти не содержится ($[Mg] = 30\text{--}60$ мг/л, $[SO_4] = 200\text{--}230$ мг/л), Ю.А. Борзаковский с коллегами [1968] пришли к заключению, что «...судя по составу, а также по высокому хлор-бромному коэффициенту... воды Чаплинских источников, как и выходящих западнее Кивакских и Синевеевские являются морскими. Источники приурочены к крупным разрывам северо-восточного направления. Образование источников можно объяснить проникновением и циркуляцией морских вод по глубоким открытым трещинам, существующим в пределах <этих> зон».

Той же точки зрения придерживался В.Г. Гольдтман, [1967]. По его мнению, формирование хлоридных вод береговых терм Северо-Востока

* Здесь и ниже ионы перечисляются в порядке убывания концентраций

Таблица 3.1.1.1. Химический состав термальных вод Чаплинских источников

Место отбора, группы	Год отбора	Формула ионно-солевого состава, мг-экв %	Источник сведений
Восточная гр.	1935	$M_{17.6}Cl99/(Na+K)56Ca44$ T78 °C	Головачев, 1937
Восточная гр.	1935	$M_{18.5}Cl99/(Na+K)60Ca40$	Головачев, 1937
Восточная гр.	1936	$M_{18.7}Cl99/Na59Ca39$ pH 6.8 T72 °C	Швецов, 1937
н.с.	1955	$M_{18.2}Cl98/(Na+K)60Ca40$ pH 8.5 T77 °C	Иванов, 1960
Грифон 1	1959	$M_{21.1}Cl99 (Na+K)65Ca33$ pH 8.1	Завгородний, 1962
Грифон 2	1959	$M_{20.5}Cl98/(Na+K)60Ca38$ pH 8.1	Завгородний, 1962
Западная гр.	1958	$M_{18.7}Cl98/(Na+K)61Ca39$ T70 °C	Гольдтман, 1967
н.с.	<1971	$M_{18.7}Cl98/(Na+K)60Ca40$ pH 8.6 T80.5 °C	Маврицкий, 1971
н.с.	<1968	$M_{18.1}Cl98/(Na+K)60Ca40$ pH 8.5 T80 °C	Борзаковский и др., 1968
н.с.	<1981	$M_{18.7}Cl98/(Na+K)62Ca36$ pH 7.1 T66 °C	Экосистемы..., 1981
Восточная гр.	2005	$M_{18.3}Cl 99 / Na 65 Ca 35$ pH 7.5 T 71 °C	Киевский и др., 2006
Скважина 1а	2002	$M_{19.3}Cl98/Na62Ca37$ pH 8.6 T87.5 °C	Эта работа
Восточная гр	2002	$M_{19.0}Cl98/Na60Ca39$ pH 8.0 T67.8 °C	Эта работа
Западная гр.	2002	$M_{18.0}Cl98/Na59Ca40$ pH 7.2 T68.1 °C	Эта работа
Дальняя гр.	2002	$M_{9.0}Cl98/Na60Ca39$ pH 6.2 T79.0 °C	Эта работа

СССР происходит, вероятно, путем фильтрации морской воды в тонкодисперсные донные отложения и нижележащие трещинные зоны

Изотопный состав H_2O Чаплинских гидротерм не согласуется со взглядами Ю.А. Борзаковского, В.Г. Гольдсмана и большинства их коллег о «морском» питании этих и подобных им прибрежных источников. Как видно на рис. 3.1.1.8, изотопный состав H_2O этих терм ($\delta^{18}O$ от -13.1 до -13.6 ‰, δD от -100.5 до -101.7 ‰) существенно отличается от состава морских вод (согласно SMOW, $\delta^{18}O = 0$ ‰, $\delta D = 0$ ‰) и близок к найденному в местных поверхностных водах ($\delta^{18}O = -13.8$ ‰, $\delta D = -99.2$ ‰). Подробнее эта проблема рассматривается в Главе 4.

Газовый состав Чаплинских гидротерм. Наиболее мощные их источники выделяют в пульсирующем режиме свободную газовую фазу. В ее составе (табл. 3.1.1.2) абсолютно доминирует азот. Заметная примесь CO_2 в 3–4 раза превышает концентрацию в атмосфере. На самоизливе скважины удалось измерить газовый фактор (соотношение дебитов газа и воды), который соста-

вил 0.015 – 0.024, т. е. 15–24 мл газа на 1 литр воды – это типично для азотных терм.

Отношение N_2/Ar_{ATM} в этих водах равно 63, находясь между значениями 38 и 84, характерными соответственно для водорастворенного и свободного воздуха. Это не оставляет сомнений в атмосферной природе азота. Аргон же содержит небольшой избыток (по сравнению с воздушным) радиогенного изотопа $^{40}Ar_{РАД}$ ($^{40}Ar/^{36}Ar = 310$), явно обусловленный его генерацией в породах за счет радиоактивного распада ^{40}K . С таким представлением согласуется относительно высокое, почти 0.3 % об., содержание гелия. Но изотопный состав гелия – $R = ^3He/^4He = 30.5 \times 10^{-8}$ – указывает на хотя и малую, но реальную примесь мантийного компонента.

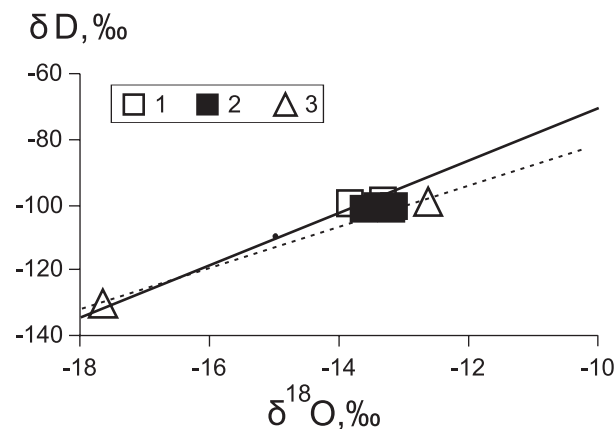
Концентрация Rn в Чаплинских водах – 28–42 Бк/л, а содержание Ra – 9.3×10^{-12} г/л [Иванов, 1960], т. е. эти воды не являются радиоактивными (по принятой бальнеологами России классификации [Иванов, Невраев, 1964], слабо-радиоактивными считаются воды с содержанием Rn более 750 Бк/л).

Рис. 3.1.1.8. Изотопный состав кислорода и водорода в водах Чаплинских источников

Условные обозначения:

- 1 – поверхностные воды; 2 – термальные воды;
3 – региональные атмосферные осадки.

Сплошная линия – линия глобальных атмосферных осадков (прямая Крейга): $\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$; пунктирная линия – линия региональных атмосферных осадков Аляски $\delta D = 6.2 \times \delta^{18}O - 20$ (по [Yurtsever, Gat, 1981])



Оценки глубинной температуры Чаплинских терм разными гидрохимическими геотермометрами довольно сходны, составляя 110–130 °С, и только по Mg-Li термометру поднимаясь до 165 °С (см. табл. 6.1). Эти оценки довольно хорошо согласуются с прогнозом глубинных температур, который вытекает из данных о температурах в пробуренных здесь скважинах (рис. 3.1.1.9).

Эти температуры измерялись «...через 5–10 м проходки ствола скважин... гирляндами залегивленных термометров ТГ17 с градуировкой до 110 °С...» [Фейгин и др., 1968]. Максимальные температуры 88–94 °С были встречены геолога-

ми СВТГУ на глубинах 50–55 м в скважинах 16, 17, 22 – 24, в районе которых ими предполагалась «разгрузка термальных вод в рыхлые отложения...», тогда как «...колонковая скв. 1к не вскрыла основную водовыводящую зону» (см. там же). Зато, как видно на рис. 3.1.1.9, скв. 1к выявила в почти километровой разбуренной части разреза Чаплинского месторождения постоянный высокий геотермический градиент ~ 200 °С/км.

Таблица 3.1.1.2. Химический состав свободной газовой фазы Чаплинских источников (по данным различных авторов)

Место отбора, № проб	Год отбора	Газовый состав, % об.										Источник сведений
		O ₂	CO ₂	CH ₄	N ₂	Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	He	⁴ He/ ²⁰ Ne	R _{изм} × 10 ⁻⁸	R _{испр} × 10 ⁻⁸	
«Колодец»	1945	0.5	0.1	0.6	98.8	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Калабин, 1959
б/н	1955	7.6	1.1		91.2	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Иванов и др., 1956 ³⁾
Ист. 34 ¹⁾	<1960	н/д	0.2	0.94	95.5	1.91	н/д	0.34	н/д	н/д	н/д	Иванов, 1960
Ист. 34 ²⁾	<1960	н/д	н/д	1.55	94.6	2.26	н/д	0.08	н/д	н/д	н/д	Иванов, 1960
б/н	<1968	н/д	н/д	н/д	99.3	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Борзаковский и др., 1968
Средне. 4 анализа.	<1981	8	1	н/д	91	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Экосистемы..., 1981
Ист. 39	2005	0.1	0.10	0.93	94.3	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Киевский и др., 2006
Скв. 1а	2002	0.1	0.07	1.20	94.1	1.50	310	0.3	287	30.5	30.5	Эта работа
Вост. гр. 1б	2002	0.6	0.14	0.89	93.6	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Эта работа
Зап. гр. 1в	2002	0.15	0.05	0.97	94.1	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Эта работа
Дальн. гр. 1д	2002	0.44	0.05	1.19	93.4	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Эта работа

Примечания.¹⁾ – свободный газ; ²⁾ – водорастворенный газ; н/д – нет данных;

³⁾ – Иванов и др., 1956 – ссылка в Гидрогеология СССР, 1972.

Согласно такому градиенту, прогнозируемые гидрохимическими геотермометрами температуры 110–130 °С можно ожидать здесь на глубинах 500–600 м, а глубже они могут быть и выше. Это следует иметь в виду в случае будущего освоения гидрогеотермальных ресурсов Чаплинского месторождения.

Суммарный расход и тепловая мощность

Непосредственное измерение расхода и выноса тепла (тепловой мощности разгрузки) таких групп источников, как Чаплинские, как правило, затруднено множеством привходящих факторов. Это скрытая и рассредоточенная разгрузка, охлаждение, смешение с поверхностными водами и т. д. В практике изучения месторождений термоминеральных вод успешно применяется гидрохимический метод определения величины суммарной водной и тепловой разгрузки – по приращению количества одного из растворённых компонентов, характерных для данных термоминеральных вод, в дренирующем очаг разгрузки водотоке (см. Главу 2). Чаплинские источники весьма благоприятны для применения этого метода: очаг разгрузки гидротерм полностью дренируется маловодной рекой Ульхум, термальные воды содержат высокие концентрации хлор-иона – компонента, геохимически устойчивого в растворённом состоянии, который практически полностью отсутствует в холодных поверхностных водах района.

По нашим определениям*, суммарный расход Восточной и Западной групп Чаплинских источников в июле 2002 г. составил 41 л/с воды, аналогичной принятой за «эталон» воде самоизливающей скважины с температурой 88° С, (которая характеризуется пробой 1а в табл. 4.1.1). Соответствующий вынос тепла составляет 3600 ккал/с = 15 МВт_т.

Для определения общего дебита группы Дальней гидрохимический метод неприменим, поскольку ручейки термальной воды теряются в галечниках широкой поймы, река разделена на несколько протоков, а источник с максимальной

температурой 79 °С выходит в дне водоёма, так что состав эталонной для данной группы воды установить нельзя. Следуя нашим ориентировочным оценкам видимой разгрузки, можно принять, как минимальную, величину разгрузки 5 л/с воды с температурой 80°С и, соответственно, вынос тепла равным 400 ккал/с $\approx$ 1.7 МВт_т, а всех трех групп, Восточной, Западной и Дальней – 15+1.7 = 16.7 МВт_т.

Однако по данным А.Д. Киевского [2006], общий наблюдаемый дебит Чаплинских терм, полученный суммированием дебитов отдельных источников, составил в Западной группе 6.2 л/с, а в Восточной – 2.5 л/с, т. е. всего 8.7 л/с. Суммарный вынос тепла составил 88 х 8.7 = 765.6 ккал/с или 3.21 МВт_т. А.Д. Киевским в качестве самостоятельного было выделено Ульхумское термопроявление, соответствующее нашей Дальней группе. Определенный им суммарный дебит этого термопроявления составил 5.6 л/с, а вынос тепла 403.2 ккал/с или 1.69 МВт_т.

Но по результатам разведки [Фейгин и др., 1968_ф] в пересчете на температуру 85°С величина суммарной разгрузки термальных вод в р. Ульхум составила 27.5 л/с. И тогда вынос тепла оказывается равен 85 × 27.5 = 9.787 МВт_т.

Как видно из приведенных данных, наши оценки суммарного расхода и тепловой мощности Чаплинских источников значительно отличаются от оценок А.Д. Киевского даже с учетом его данных по Ульхумского термопроявления.

Возможности освоения

Приведенные выше оценки расхода (41+5 л/с) и соответствующей тепловой мощности (15+1.7 МВт_т) отражают нижнюю оценку ресурсов потенциального месторождения. Эти цифры несколько выше, чем полученные при разведке месторождения в 1964–65 гг. Г.Ю. Фейгиным с коллегами [1968_ф]. Эти исследователи определили суммарный естественный дебит Чаплинских гидротерм «по выносу хлора» в 27.5 л/с с температурой 85°С. Используя эту величину естественных ресурсов Q_e , они оценили эксплуатационные ресурсы Q_z категории «С» как $Q_z = Q_e \times (1-\alpha)$, где α – коэффициент использования запасов, принятый равным 0.5, т. е. $Q_z = 13.75$ л/с. Запасы категории «А» они оценили по результатам полугодового опытного выпуска из скв. № 25, изливавшей тогда воду с температурой 84°С, гораздо меньшей величиной – 0.28 л/с, а запасы категории «В» – опытно-

* Расчет сделан по формуле $V_t = V_p(C_n - C_b)/C_t = 630(752-0)/11630 = 40.7$ л/с, где V_t – суммарная разгрузка = дебит термальных вод, л/с; V_p – расход реки ниже источников; C_n – концентрация хлор-иона в речной воде ниже источников, мг/л; C_b – тоже выше источников; C_t – концентрация хлор-иона в воде эталонного источника, мг/л.

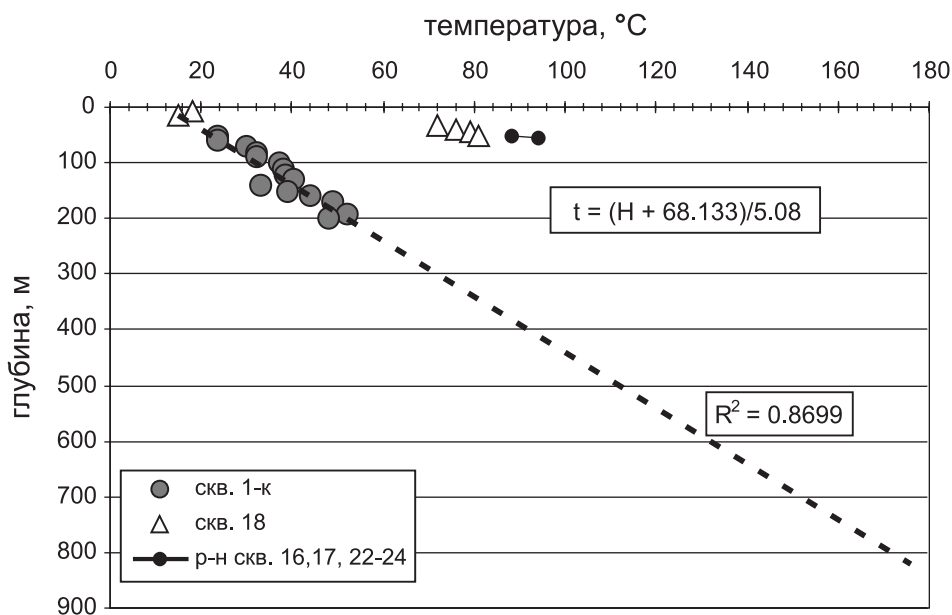


Рис. 3.1.1.9. Температура в скважинах, пройденных на Чаплинских источниках (составлено по данным из [Фейгин и др., 1968])

ми откачками из скв. 23 – в 0.65 л/с воды с температурой 81°C. При этом они отметили, что потребление термальной воды пионерлагерем на отопление зданий и заполнение плавательного бассейна в то время составлял менее 0.3 л/с, а с учетом подогрева теплицы – до 0.5 л/с.

По опыту разведки и эксплуатации подобных месторождений трещинно-жильных азотных терм на Камчатке (Паратунское, Малкинское, Эссовское месторождения), при разбуривании скважинами глубиной 500–1000 м добычу термальных вод удастся увеличить в 3–7 раз по сравнению с величиной естественной разгрузки. При этом температура добываемой скважинами воды оказывается всего на 5–15°C выше максимальной температуры природных выходов.

По аналогии, при минимальном эмпирическом и предполагаемом на Чаплинских источниках коэффициенте увеличения естественной тепловой мощности втрое, прогнозные тепловые ресурсы Чаплинского месторождения составят 45 МВт_т. Этих ресурсов достаточно для создания небольшой геотермальной электростанции (ГеоЭС). В мировой практике строительства таких станций считается, что при температуре теплоносителя менее 100°C КПД всей технологической системы ГеоЭС составляет около 10 %, а при температурах от 100 до 300°C – около 30 % [Мангушев, 1981, с. 33]. Следовательно, на базе Чаплинского месторождения может быть создана ГеоЭС мощ-

ностью не менее 4 МВт, а при благоприятном исходе разведки и более.

Эффективность ГеоЭС и её технологическая схема определяется, прежде всего, температурой теплоносителя. При температурах, близких к 100°C, это может быть только ЭС бинарного цикла – с использованием промежуточного легкокипящего теплоносителя (фреона, бутана и т. п.).

На теоретическую возможность существенного возрастания температуры Чаплинских терм с глубиной указывают термометрия пробуренных скважин (рис. 3.1.1.9) и расчеты, основанные на особенностях химического состава вод – гидрохимические геотермометры (см. выше). Последние, указывая на возможность существования терм с большей температурой, не позволяют оценить глубину их залегания. Определить ее, а, следовательно, дать ответ на вопрос о возможном увеличении мощности ГеоЭС за счёт увеличения температуры теплоносителя, способно только разведочное бурение.

При комплексном использовании термальных вод и подключении ресурсов Дальней группы гидротерм, прогнозные ресурсы Чаплинского месторождения одновременно с ГеоЭС могут обеспечить также теплофикацию рекреационного комплекса и работу теплиц.

Воды Чаплинских источников являются лечебными. По Заклчению Томского НИИ курортологии и физиотерапии [Киевский и др., 2006],

подземная вода источника № 40 Чаплинского термопроявления относится к группе кремнистых термальных вод для наружного применения. Воды данного типа могут использоваться наружно (в виде ванн) при лечении различных заболеваний. Ресурсы Чаплинских термоминеральных вод достаточны, чтобы развернуть на их базе лечебные и рекреационные учреждения с пропускной способностью, далеко превосходящей потребности Чукотки. Ограничения в этом плане будут определяться крайне низкой экологической ёмкостью территории – её способностью противостоять антропогенному прессу без необратимых изменений природной среды.

Пути дальнейших исследований

Потенциальные возможности использования Чаплинского месторождения гидротерм достаточно высоки как по ресурсам, так и по качеству вод, и их реализация зависит не столько от природных, сколько от социально-экономических факторов. Можно рассматривать варианты сценариев освоения месторождения от максимально полного – комплексного (со строительством ГеоЭС или термального водовода, по образцу исландских, до пос. Чаплино, тепличного хозяйства и санаторно-туристического комплекса) до минимального (возрождение рекреационного объекта районного значения).

В первом случае потребуется разведка месторождения с бурением глубоких скважин, подсчёт и защита запасов. Задача облегчается наличием материалов разведочных работ, проведенных здесь в 1964–68 гг. Новый этап освоения месторождения целесообразно начинать с бурения разведочно-эксплуатационных скважин глубиной 500–1000 м, определив места их заложения

по имеющимся данным и уточнив, по возможности, ограниченным объёмом геофизических работ.

Для строительства рекреационного комплекса районного значения и подсобного тепличного хозяйства достаточно составления профессиональных проектов на основе данных, уже имеющихся здесь благодаря проведенным ранее исследованиям.

При использовании Чаплинских терм в теплофикационных целях возникнут технологические трудности из-за их высокой минерализации. И на месте, и при транспортировке на расстояние целесообразнее использовать пресную воду питьевых кондиций, нагретую в теплообменниках. Обычно применяются простые и эффективные в эксплуатации коаксиальные (труба в трубе) теплообменники.

В случае масштабного освоения терм возникнет экологическая проблема утилизации отработанных вод. Проблема упрощается близостью моря и тем, что концентрация всех компонентов минерализации в Чаплинских водах ниже, чем в морской, поэтому не исключена возможность прямого слива отработанных вод в реку.

Чаплинские источники, наряду с другими термальными источниками Чукотки принадлежат к числу уникальных явлений природы. Ко времени нашего опробования они находились в удручающем состоянии из-за бессмысленного разрушения всего ранее построенного и варварского загрязнения источников и прилегающей местности.

В настоящее время Чаплинские источники входят в состав национального парка «БЕРИНГИЯ» (основан в 2013 г.) как водно-ботанический памятник природы «ЧАПЛИНСКИЙ». Это ужесточает правила природопользования в окрестностях источников, но не исключает их дальнейшее исследование и эксплуатацию.

3.1.2. СЕНЯВИНСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 2 (64° 44' 11.5" N, 172° 51' 1.0" W, Н ~ 23 м)

Местоположение

Как указали в своей сводке А.М. Диковский и Ю.В. Крюков [1981], Сениявинские источники (№ 2 на рис. 1) *по-видимому, первыми из терм Чукотки* были отмечены на карте – казацким сотником И.Я. Кобелевым во время его путешествия в 1779 г. Эти источники находятся между проливом Сениявина и бухтой Пенкигней (отсюда их другое название – Пенкигнейские) в долине реки Ключевой в 1.5 км от устья. Ближайшие населенные пункты: с. Янракинот – в 26 км северо-восточнее, с. Новое Чаплино – в 25 км южнее и пос. Провидения – 40 км юго-западнее проявления. Как и Чаплинские, они впервые были обследованы Ф.А. Головачевым в 1934 и 1935 гг. [Головачев, 1937]. Нами эти источники были опробованы в 2002 г. До этого они посещались Г.П. Корюкиным [Бравина и др., 1953, 1957], В.В. Ивановым [1960], В.Ф. Завгородним [1960, 1962] и другими исследователями, а в 2005 г. экспедицией ФГУГП «Георегион», г. Анадырь [Киевский и др., 2006].

Сениявинские источники – самые мощные в Провиденском районе выходы термоминеральных вод с относительно большим теплоэнергетическим потенциалом и ценными бальнеологическими свойствами. Источники активно посещаются местными жителями, но летом до них можно добраться только морем или вертолётом. В центре термальной площадки устроена деревянная ванна, живописно украшенная китовыми костями, сохранились следы очень старых ванн, каптажного устройства и остатки жилой постройки.

Геологическая ситуация

Вместе с другими источниками южного района Сениявинские источники относятся к Чаплинскому гидрогеологическому массиву Берингоморской гидрогеологической области. По заключению специалистов ФГУГП «Георегион» [Киевский и др., 2006], они приурочены к зоне контакта кристаллических сланцев среднего девона и нижнемеловых гранитов, содержащих многочисленные ксенолиты среднепалеозойских пород и прорванных дайками, гранодиорит-порфиров позднемелового возраста. Коренные породы частично перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями.

Трогообразная долина реки Ключевой, выработанная по крупной разломной зоне субширот-

ного направления, на участке *выхода источников* сужается до 200 м. На этом участке долины мощность рыхлых отложений – аллювиальных валунов и галечников поймы и первой террасы и делювиальных щебнисто-гравийных отложений второй террасы – не превышает 4–6 м, а в русле реки обнажаются коренные породы. Крутые борта долины в районе источников сложены гранитами и гранит-порфирами верхнемелового возраста, прорывающими средне-верхнедевонскую известняково-сланцевую толщу и, в свою очередь, прорванными субвертикальными дайками аплитов меридионального (СЗ 320° – СВ 10°) направления. Коренные породы разбиты трещинами, крутопадающими на СЗ (азимут падения 320°, угол 80°) и ЮЗ (220°, угол 70–80°), окремнены и ожелезнены. Останцы древних (палеозойских?) биотитовых гнейсов вскрываются в правобережном уступе первой террасы на главной термальной площадке и в 50–100 м выше по долине. У западной оконечности термального поля обрыв левого берега реки высотой до 20 м сложен сильно трещиноватыми пегматоидными гранитами.

Морфология выходов

Ключевая площадка Сениявинских источников протягивается по обоим берегам реки на 500 м, при максимальной ширине 120 м (рис. 3.1.2.1).

Большинство высокотемпературных и высокодебитных источников расположены на правом берегу, на склоне и на поверхности II террасы (рис. 3.1.2.2).

Источники выходят как из открытых трещин в коренных породах, так и в виде грифонов в воронках в сцементированном кремнистыми отложениями аллювии (см. рис. 3.1.2.3). Выходы горячих вод есть и в русле реки. Насчитывается более 150 источников (см. рис. 3.1.2.2). Дебиты отдельных выходов – от ничтожных высачиваний до ~ 2.5 л/с, температура – от 20 до 79.7 °С, многие источники газируют.

Западную правобережную (Главную) группу (рис. 3.1.2.4) составляют источники с максимальными (до 2.5 л/с) дебитами и температурой (79.5 °С). Разгрузка терм идёт на поверхности 2-й террасы, сквозь сцементированные кремнистыми осадками вод обломочные отложения, и в её склоне, из многочисленных мелких трещин



Рис. 3.1.2.1. Сенявинские источники, общий вид долины р. Ключевой в месте выхода источников (показано стрелкой). *Фото авторов*

в обнажающихся здесь гнейсах и гранит-порфирах. На поверхности террасы источники имеют вид округлых котелков диаметром до 1.5 м с плоским дном, где слабыми грифонами выбивает вода и пузыри газа. Горячая вода сливается в ручьи и обильным потоком стекает в реку. Можно насчитать более 40 отдельных выходов, причём, источников с температурой выше 50 °С значительно больше, чем менее горячих, образующих периферию группы.

По замерам в горячих ручьях и визуальной оценке слабых выходов суммарный дебит источников этой группы 6–8 л/с. Здесь устроено две ванны, которые и привлекают на источники посетителей. Первая, на террасе, размером 2 × 4 м² облицована досками и декорирована китовыми костями (рис. 3.1.2.5), вторая – выложена в крупном валуннике на берегу реки. В неё каскадом сливается горячая вода с террасы, а из реки затекает холодная.

Восточная правобережная группа (рис. 3.1.2.2) отделена от Западной узким пространством без термопроявлений. Её высокотемпературная часть представляет собой сцементированную прогретую площадку на поверхности II террасы с множеством, более 15, маленьких воронок, заполненных водой с температурой 50–75 °С. Ниже высокотемпературного участка на берегу реки и в пойменном валуннике на протяжении 100 м прослеживается цепочка источников с температурой 20–60 °С. Разгрузка горячих вод отмечена

и в русле реки. Восточнее на протяжении 300 м, до самой границы ключевого поля, поверхность террасы занята термальным болотом с источниками с температурой ниже 40 °С, и только отдельные слабые выходы у южной и восточной границы ключевого поля имеют более высокую температуру. Прямо на заболоченном участке сохранилась полуразрушенная жилая постройка, каптажный колодец и остатки трубопровода. Суммарный видимый расход источников этой группы (их около 45) существенно меньше, чем у Главной, и составляет ~3–4 л/с.

Левобережная группа. Левобережная часть ключевого поля от коренного склона долины до реки заболочена разгружающимися здесь термальными водами. Тёплое болото выделяется на фоне остальной долины обильной и разнообразной растительностью. Выходы термальных вод располагаются на плоской поверхности I террасы, у подножия её низкого (<1 м) уступа и в пойменном валуннике. Насчитывается более 50 отдельных источников с температурами от 20 до 50 °С и дебитами от 0.00л до 0.6 л/с (рис. 3.1.2.2). Источники имеют вид небольших озерков, заполненных водой воронок, линейного и рассредоточенного высачивания. Только очень немногие из них слабо газируют. Вода собирается в тёплые ручейки, которые стекают в реку или, чаще, теряются в пойме. Количество источников, их температуры и дебиты растут к востоку. Самое плотное скопление высокотем-

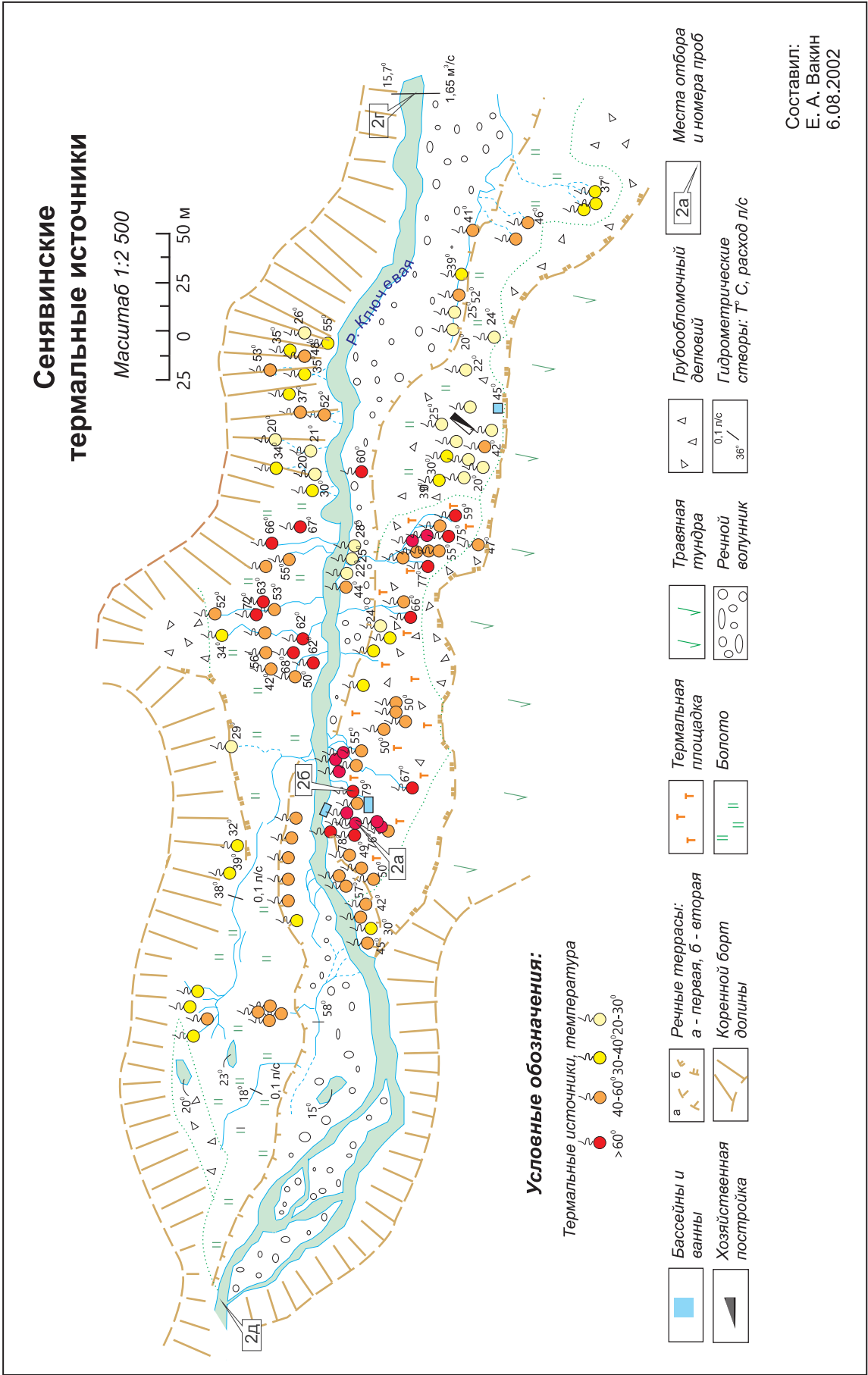


Рис. 3.1.2.2. Схема выходов термальных вод Сенявинских источников (составлена Е.А. Вакиным)



Рис. 3.1.2.3. Сенявинские источники, выход термальной воды в сцементированном аллювии у подножья правого борта долины. *Фото авторов*

с температурами от 20 до 55 °С и дебитами 0.00 л/с. Высота выходов над урезом воды в реке от 0 до 10 м. Суммарный дебит можно оценить как 2–3 л/с.

Химический состав и изотопные характеристики

Воды Сенявинских источников по солевому составу (табл. 3.1.2.1) – хлоридные натриево-кальциевые, щелочные (рН = 8,6).

Среди гидротерм Чукотки они выделяются низкой минерализацией (1.5 г/л), резко отличающейся этим от ближайших Чаплинских источников. По содержанию SiO_2 – 59 мг/л (H_2SiO_3 77мг/л) – это кремнистые термы. Величина отношения $[\text{Cl}]/[\text{Br}] = 224$, тогда как в морской воде ~ 300.

Как видно из таблицы, химический состав Сенявинских термальных вод за все время наблюдений с 1934 г. практически постоянен, как и их температура на выходе.

По изотопному составу водорода и кислорода (рис. 3.1.2.6) воды Сенявинских источников существенно легче местных поверхностных, но лежат на линии метеорных вод Крейга и резко отлича-

пературных источников наблюдается напротив Восточной правобережной группы. Здесь аллювий подстилается палеозойскими сильно трещиноватыми пегматоидными гранитами. По замерам в отдельных ручьях и визуальным оценкам рассредоточенной разгрузки суммарный расход источников этой группы оценивается в 9–11 л/с.

В восточной части ключевого поля в высоком скальном обрыве левого берега реки на протяжении ~100 м идёт разгрузка термальных вод. Вода вытекает из открытых почти вертикальных трещин север-северо-восточного простирания гранитов и гранит-порфирах. Здесь более 20 источников

Таблица 3.1.2.1. Химический состав термальных вод Сенявинских источников
(по данным различных авторов)

Место отбора	Дата отбора	Формула ионно-солевого состава, мг-экв %	Источник сведений
Грифон	1934	$\text{M}_{1.3}\text{Cl90SO}_4\text{8}/(\text{Na}+\text{K})78\text{Ca}22$ T81°C	Головачев, 1937
Грифон. тот же	1935	$\text{M}_{1.2}\text{C89SO}_4\text{9}/(\text{Na}+\text{K})75\text{Ca}24$	Головачев, 1937
Грифон	1936	$\text{M}_{1.4}\text{Cl } 94 / \text{Na}73\text{Ca}27$ рН6.8 T85 °С	Швецов, 1937
Основной ист.	1955	$\text{M}_{1.5}\text{Cl89}/(\text{Na}+\text{K})77\text{Ca}22$ рН8.7 T80 °С	Иванов, 1960
Грифон 1	<1962	$\text{M}_{2.7}\text{Cl96}/(\text{Na}+\text{K})90\text{Ca}8$ рН8.4	Завгородний, 1962
Грифон 2	<1962	$\text{M}_{1.8}\text{Cl96}/(\text{Na}+\text{K})86\text{Ca}12$ рН8.2	Завгородний, 1962
Источник	<1963	$\text{Cl89}/(\text{Na}+\text{K})77\text{Ca}22$ рН8.7 T79.5 °С	Зеленкевич, 1963
Источник	<1971	$\text{M}_{1.5}\text{Cl90SO}_4\text{9}/(\text{Na}+\text{K})751\text{Ca}24$ рН8.7 T80 °С	Маврицкий, 1971
Среднее %	<1981	$\text{M}_{1.5}\text{Cl91SO}_4\text{6}/\text{Na}76\text{Ca}21$ рН8.7 T80 °С	Экосистемы..., 1981
Источник 110	2005	$\text{M}_{1.3}\text{Cl94}/(\text{Na}+\text{K})81\text{Ca}19$ рН8.6 T79 °С	Киевский и др., 2006
Источник 2а	2002	$\text{M}_{1.5}\text{Cl90SO}_4\text{6}/\text{Na}77\text{Ca}21$ рН8.6 T78 °С	Эта работа
Источник 2б	2002	$\text{M}_{1.5}\text{Cl92SO}_4\text{6}/\text{Na}77\text{Ca}21$ рН8.6 T79 °С	Эта работа

Рис. 3.1.2.4. Сениявинские источники, общий вид западной правобережной (Главной) группы. Фото авторов



ются от морских. Следовательно, несмотря на близость Берингова моря, его воды не проникают в гидротермальную систему. Подробнее это будет рассмотрено в Главе 4.

Многие источники газируют с разной степенью интенсивности. Свободно выделяющиеся газы (табл. 5.1.1 и 5.1.2) почти целиком состоят из азота с ничтожной примесью углекислоты ($<0.1\%$ об.), чуть большей, около 0.1% , концентрацией метана и значительным – до 1.7% об. – содержанием аргона. В изотопном составе аргона примеси неатмосферного $^{40}\text{Ar}_{\text{РАД}}$ не наблюдается. Величина отношения $\text{N}_2/\text{Ar}_{\text{АТМ}} \sim 60$ ниже, чем в свободном воздухе из-за лучшей растворимости аргона, и оба газа, очевидно, метеогенного происхождения.

Концентрация гелия в газах Сениявинских источников довольно высока, достигая 0.11% об. Это в 200 раз больше, чем в воздухе. Его изотопный состав ($^3\text{He}/^4\text{He} = 26.7 \times 10^{-8}$ – табл. 5.1.2) сильно отличается как от атмосферного $R_{\text{АТМ}} = 1.4 \times 10^{-6}$, так и корового радиогенного $R_{\text{РАД}} = (2 \pm 1) \times 10^{-8}$. При измеренном отношении $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} = 47$ доля атмосферного компонента в исследуемом газе пренебрежимо мала, так что состав гелия здесь указывает на небольшую примесь к коровому мантийного He с $R \sim 10^{-5}$.

Сениявинские воды слабо радиоактивны – они содержат 3.3×10^{-12} г/л радия, а концентрация в них радона отвечает 37.8 ед. Махе [Иванов, 1960].

По гидрохимическому типу воды Сениявинских источников – азотные слабоминерализованные, хлоридные натриево-кальциевые, щелочные, высокотемпературные. Судя по всему, это типичные трещинно-жильные воды выщелачивания атмосферного происхождения, формирующиеся в кристаллических породах на больших глубинах в условиях при высоких температурах и давлениях. Оценки глубинной («базовой») температуры Сениявинских терм гидрохимическими геотермометрами показали, что она находится в диапазоне $109\text{--}166\text{ }^\circ\text{C}$ (табл. 6.1).

Суммарный расход и тепловая мощность

Суммарный дебит естественной разгрузки Сениявинских гидротерм (с учетом рассредоточенной и скрытой) нами был определен гидрохимическим методом – по увеличению концентрации хлора в воде р. Ключевой ниже выхода источни-



А



Б

Рис. 3.1.2.5. Ванна для купания на Сениявинских источниках в «интерьере» из костей кита (А) и отдельный выход термальных вод (Б) – грифон 1, проба 2а. Фото авторов

Таблица 3.1.2.2. Газовый состав термальных вод Сенявинских источников
(по данным различных авторов)

Место отбора, № проб	Год отбора	Газовый состав										Источник сведений
		O ₂	CO ₂	CH ₄	N ₂	Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	He	⁴ He/ ²⁰ Ne	R _{изм} × 10 ⁻⁸	R _{исп} × 10 ⁻⁸	
б/н	1955	н/д	0.1	0.1	99.5 ¹⁾	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Иванов и др., 1956 ³⁾
Осн.ист. ²⁾	1955	н/д	0.1	0.73	97.1	2.01	н/д	0.014	н/д	н/д	н/д	Иванов, 1960
Осн.ист. ³⁾	1955	н/д	н/д	н/д	97.7	2.24	н/д	0.019	н/д	н/д	н/д	Иванов, 1960
Среднее по 4 ан.	<1981	н/д	н/д	н/д	99 ¹⁾	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Экосистемы..., 1981
Ист. 39	2005	12.4	1.1	0.1	80.9	н/д	н/д	0.1	н/д	н/д	н/д	Киевский и др., 2006
№ 2а	2002	0.06	0.07	0.13	97.9	н/д	н/д	0.108	н/д	н/д	н/д	Эта работа
№ 2б	2002	0.013	0.05	0.13	98.0	1.7	294	0.110	47	26.7	26.7	Эта работа

Примечания: ¹⁾ – вместе с редкими газами, ²⁾ – свободный газ, ³⁾ – водорастворенный газ, н/д – нет данных, ³⁾ – Иванов и др., 1956 – ссылка в *Гидрогеология СССР*, 1972.

ков (см. Главу 2). В пересчете на воду с температурой 80 °С он составляет 55 л/с*. Соответственно, естественный вынос тепла (тепловая мощность разгрузки гидротерм) составляет 4300 ккал/с, или примерно 18 МВт_т. Это почти в 4–6 раз больше, чем указывали предыдущие исследователи [Иванов, 1960; Завгородний, 1960_ф; Стремяков, 1967_ф; Суворова, 1972], не учитывавшие скрытую и рассредоточенную разгрузку терм, и в два с лишним раза выше (21.7 л/с, 7.1 МВт_т) оценки А.Д. Киевского [2006]. Соответственно, и значение выноса тепла, полученное нами, во столько же раз превышает его значение (1692.6 ккал/с или 7.1 МВт_т).

Возможности освоения

Сенявинские воды являются лечебными. По принятой в России бальнеологической классификации [Иванов, 1960] – это высокотермальные, кремнистые, слабо радоновые воды. Согласно заключению Ленинградского НИИФиК (цит. по [Пономарев, 1960]), такие воды рекомендуются в виде ванн при подагре, мышечном и суставном ревматизме, невралгии. В Заключении Томского НИИ курортологии и физиотерапии отмечено, что

«...подземная вода источника № 110 Сенявинского проявления относится к группе кремнистых термальных вод для наружного применения...» и может быть использована в виде ванн при болезнях системы кровообращения, нервной и костно-мышечной систем и др. [Киевский и др., 2006].

Тепловая мощность естественной разгрузки Сенявинских источников вполне достаточна для строительства здесь ГеоЭС бинарного цикла мощностью до 2 МВт_т вместе с теплично-парниковым хозяйством и крупным рекреационно-лечебным комплексом. По опыту разведки азотных гидротерм Камчатки, потенциальные ресурсы месторождения могут быть как минимум в 3 раза больше. Однако экономико-географическое положение Сенявинских источников делает сомнительной целесообразность их энергетического освоения в обозримом будущем – отсутствуют коммуникации и местные потребители. Поэтому более реальным представляется создание на их базе рекреационного предприятия: туристической базы с термальным бассейном, водолечебницы и тепличного хозяйства. Для этого достаточно на термальной площадке реконструировать примитивные ванны, построить раздевалки и лёгкие павильоны для кратковременного пребывания и соорудить поверхностный водозабор в виде 1–2 бетонных или деревянных колодцев глубиной ~2 м для отбора и транспортировки 3–4 л/с воды по пластмассовым трубам на расстояние до 1 км. Из-за опасности вредного

* Расчёт сделан по формуле: $V_t = V_p(C_n - C_b) / C_t = 1650 (35.4 - 11.4) / 717 = 55$ л/с, где V_t – суммарная разгрузка термальных вод, л/с, V_p – расход реки ниже источников, л/с, C_n – концентрация хлор-иона в речной воде ниже источников, мг/л, C_b – тоже выше источников; C_t – концентрация хлор-иона в «эталонной» воде, мг/л.

воздействия радона все жилые и хозяйственные помещения необходимо вынести за пределы термальной площадки.

Термальные источники такой мощности, как Сенявинские, в условиях вечной мерзлоты являются редкостным природным феноменом. Они могут деградировать при неумелой эксплуатации и нуждаются в специальной защите. Ключевая площадка и прилегающие земли должны получить статус особо охраняемой территории – памятника природы окружного значения. В 2002 году на берегу залива частным предпринимателем было начато строительство гостевого дома, который функционирует и в настоящее время.

Сенявинские источники входят в состав национального парка «БЕРИНГИЯ» как водный памятник природы «КЛЮЧЕВОЙ».

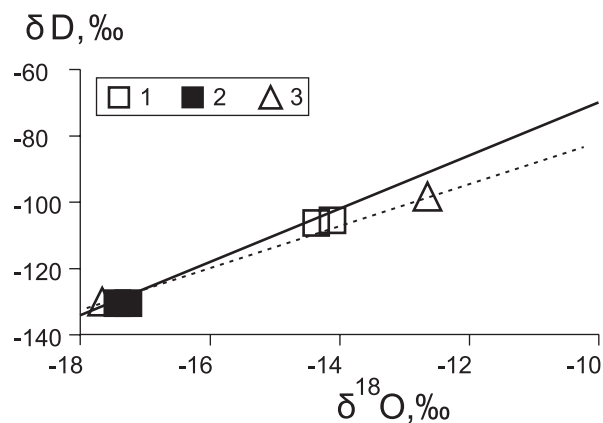


Рис. 3.1.2.6. Изотопный состав H_2O Сенявинских источников. Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8

3.1.3. АРАКАМЧЕЧЕНСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 3 (64° 44' 38" N, 172° 18' 14.2" W, Н ~ 44 м)

Местоположение

Эти источники (№ 3 на рис. 1) с температурой до 38 °С находятся вблизи юго-восточного побережья острова Аракамчечен в долине р. Пыльмылак в 2 км от ее устья на участке выхода реки из гор на равнину (рис. 3.1.3.1).

Территория острова является особо охраняемой территорией – природным заповедником,

поскольку здесь находится самое крупное на Чукотке лежбище морских котиков. На острове нет населенных пунктов и дорог. Судя по первозданному состоянию источников и ключевой площадки, они посещаются очень редко.

Изучение Аракамчеченских источников началось в середине 30-х гг. XX века. Вероятно, первое описание их местоположения, морфоло-



Рис. 3.1.3.1. Общий вид долины реки Пыльмылак. Фото авторов

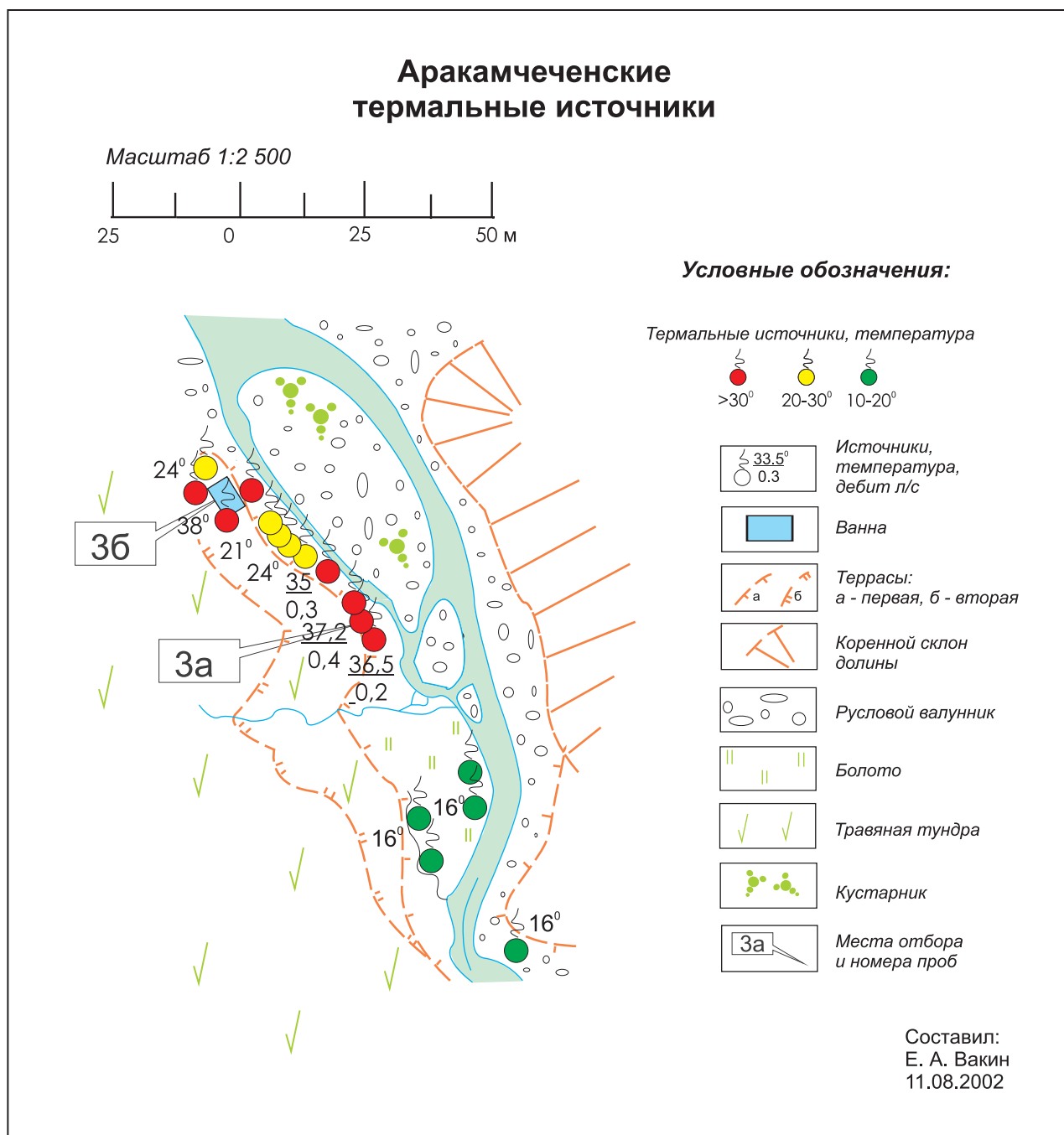


Рис.3.1.3.2. Схема выходов Аракамчеченских термальных источников (составлена Е.А. Вакиным)

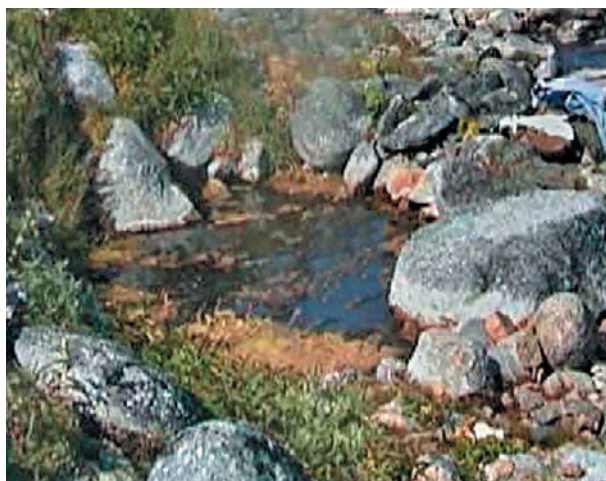
гии выходов и геологической приуроченности дано Ф.А. Головачевым, посетившим источники в июле 1935 г. [Головачев, 1937].

Различные сведения об Аракамчеченских источниках приводятся в ряде последующих работ [Бравина и др., 1953, 1957; Калабин, 1959, 1960; Иванов, 1960; Завгородний, 1960, 1962; Зеленкевич и др., 1963; Стремяков, 1967; Романова, Жукова, 1970_а; Суворова, 1972, *Экосистемы...*, 1981 и др.].

Нами источники были обследованы летом 2002 г., а в 2005 г. на них работала экспедиция ФГУП «Георегион», г. Анадырь [Киевский и др., 2006].

Геологическая ситуация

Источники находятся на пересечении двух разломных зон – северо-восточного простираения, которая и разделяет гористую западную и равнинную восточную части острова, и северо-западно-



А



Б

Рис. 3.1.3.3. Аракамчеченские источники: «дикая» ванна (А), выход газа (Б). Фото авторов

го. Выходы термальных вод приурочены к зоне разлома северо-западного направления, в данном участке проходящей вдоль долины реки. Вблизи источников долина реки, трассируя зоны разломов, резко меняет направление с почти широтного на юго-юго-восточное. На участке выхода источников обнажаются мраморизованные известняки и сланцы верхнего палеозоя и контактирующие с ними граниты мезозойского возраста (Cr_1). Коренные породы перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями [Киевский и др., 2006].

В гидрогеологическом отношении проявление приурочено к тому же Чаплинскому гидрогеологическому массиву Берингоморской гидрогеологической области. Гидрогеологические условия

района определяются почти сплошным распространением многолетнемерзлых пород [Романова и Жукова, 1970_а, стр. 61], температура мерзлой толщи которых на глубине до 15 м колеблется в среднем от -0.5 до -1.5 °С. Предположительная мощность многолетнемерзлых пород, по аналогии с районами бухт Провидения и Преображения, составляет 120–170 м. В прибрежной части территории она уменьшается до 50–60 м.

Морфология выходов

Выходы вод с температурой более 30° прослеживаются на протяжении 50 м. Самые верхние из них образуют в крупном валуннике I террасы «дикую ванну» – водоем размером 1.5×2.5 м, глу-

Таблица 3.1.3.1. Химический состав термальных вод Аракамчеченских источников

Место отбора, группы	Год отбора	Формула ионно-солевого состава, мг-экв %	Источник сведений
Источник	1939	$M_{2.5}Cl92/(Na+K)79Ca20$ pH6.8 T33°C	Иванов, 1960
б/н	1952	$M_{1.17}Cl86/(Na+K)81Ca18$ pH7.7 T31-33°C	Бравина, Васильев ¹⁾ , 1953
№63	1959	$M_{1.1}Cl92/(Na+K)69Ca28$ pH8.4	Завгородний, 1960
Грифон 1	>1962	$M_{1.25}Cl89HCO_3 7/(Na+K)83Ca12$ pH7.5	Завгородний, 1962
Грифон 2	>1962	$M_{1.18}Cl92HCO_3 4/(Na+K)83Ca14$ pH8.2	Завгородний, 1962
Источник	>1970	$M_{1.71}Cl86/(Na+K)81Ca18$ T31-33°C	Романова, Жукова, 1970 _а
Ср. из 2 ан.	>1981	$M_{1.2}Cl83HCO_3 10SO_4 7/(Na+K)82Ca18$ pH7.7 T33°C	Экосистемы..., 1981
Проба Зв.	2005	$M_{1.8}Cl93SO_4 4HCO_3 3/(Na+K)81Ca19$ pH7.9 T31.6°C	Киевский и др., 2006
Проба За	2002	$M_{1.47}Cl90SO_4 8/(Na+K)82Ca17$ pH8.4 T37.4°C	Эта работа

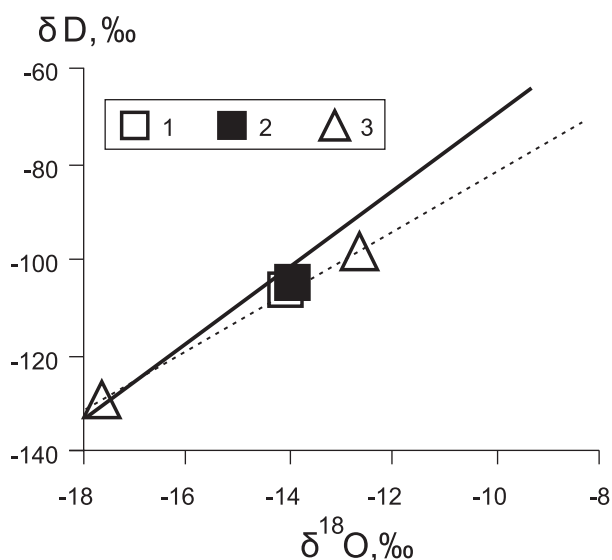
Примечание. ¹⁾ Бравина, Васильев, 1953 – ссылка в Гидрогеология СССР, 1972.

Таблица 3.1.3.2. Химический состав свободной газовой фазы Аракамчеченских источников
(по данным различных авторов)

Место отбора, № проб	Год отбора	Газовый состав, % об.										Источник сведений
		O ₂	CO ₂	CH ₄	N ₂	Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	He	⁴ He/ ²⁰ Ne	$R_{изм} \times 10^{-8}$	$R_{испр} \times 10^{-8}$	
Грифон 8	1938	н/д	н/д	н/д	98.7	1.264	н/д	0.042	н/д	н/д	н/д	Иванов, 1960
б/н	1952	н/д	н/д	н/д	100	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Бравина, Васильев, 1953 ¹⁾
б/н	>1981	н/д	н/д	н/д	100	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Экосистемы..., 1981
Проба 3в	2005	н/д	н/д	н/д	98.9	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Киевский и др., 2006
Проба 3а	2002	3.02	0.02	0.0002	95.9	1.30	302	0.043	37	44.4	44.4	Эта работа
Проба 3б	2002	3.28	0.04	0.0002	95.5	н/д	н/д	0.043	н/д	н/д	н/д	Эта работа

Примечания: н/д – нет данных, ¹⁾ Бравина, Васильев, 1953 – ссылка в *Гидрогеология СССР*, 1972.

биной 0.6 м с газирующими грифонами с температурой до 38 °С на дне и на берегах (рис. 3.1.3.2, 3.1.3.3). Ванна заросла термофильными водорослями, сток из нее ~ 1 л/с. В 30 м ниже по долине в уступе террасы разгружаются источники с температурой 35–37 °С в виде газирующих грифонов в воронках диаметром 30–40 см и стоком от 0.1 до 0.4 л/с. На протяжении 90 м ниже источников правобережная пойма представляет собой прогретое болото с отдельными небольшими лужами с температурой 10–20 °С, заросшими ярко зелеными водорослями. Такие же источники отмечены и на левом берегу реки, в 150 м ниже по течению от основных выходов.



Химический состав и изотопные характеристики

Вода источников, по нашим данным, мало-минерализованная (1.47 г/л), щелочная (pH = 8.4), хлоридная натриево-кальциевая. Величина отношения [Cl]/[Br] = 290. Как видно из табл. 3.1.3.1, состав термальных вод оставался достаточно постоянным.

Высокий хлор-бромный коэффициент, казалось бы, позволяет предположить участие морских вод в формировании солевого состава гидротерм, однако по изотопному составу водорода и кислорода (δD, δ¹⁸O – см. ниже) термальная вода Аракамчеченских источников аналогична местным метеорным водам и резко отличается от морской (рис. 3.1.3.4).

Свободный газ почти целиком состоит из азота (табл. 3.1.3.2), имеющего, судя по величине отношения $N_2/Ar_{атм} = 75$, чисто атмосферное происхождение, хотя в изотопном составе аргона наблюдается небольшая примесь неатмосферного ⁴⁰Ar_{рад} (⁴⁰Ar/³⁶Ar = 302). Но в изотопном составе гелия $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 44.4 \times 10^{-8}$ – отчетливо заметна примесь мантийной компоненты (табл. 5.1.2).

Оценки глубинной («базовой») температуры Аракамчеченских терм гидрохимическими геотермометрами показали, что она должна находиться в диапазоне 85–143 °С (табл. 6.1).

Рис. 3.1.3.4. Изотопный состав кислорода и водорода в водах Аракамчеченских источников

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8



Рис. 3.1.3.5. Оленеводы острова Аракамчечен. Фото авторов

Суммарный расход и тепловая мощность

Характер разгрузки Аракамчеченских термоминеральных вод затрудняет измерения их расхода, поэтому дебиты большинства источников оценены визуально. Романова и Жукова [1970_а, стр. 64] оценили дебит источников примерно в 0.2 л/с, а температуру воды – в 31–33 °С. По их мнению, восходящие воды разгружаются еще и скрыто, на дне реки, о чем говорит температура воды речной воды (18–20 °С).

Видимый дебит источников с температурой более 30 °С составляет, по нашим оценкам, примерно 2–3 л/с. Общий расход низкотемпературных (10–20 °С) источников можно оценить величиной ~6–8 л/с. В пересчёте на воду с максимальной замеренной температурой 38 °С, открытая разгрузка гидротерм здесь в сумме вряд ли больше 6 л/с. Истинный дебит гидротерм может быть и выше, но скрытый их сток из-за очень малой мощности

аллювия, скорее всего, не велик. Вынос тепла Аракамчеченскими источниками грубо оценивается в $\sim 230 \text{ ккал/с} = \sim 1 \text{ МВт}_T$.

Сходные оценки общего расхода и выноса тепла Аракамчеченских источников дает и А.Д. Киевский [2006].

Возможности освоения

Из-за малой тепловой мощности разгрузки и трудного доступа эти источники вряд ли когда-нибудь станут объектом хозяйственного освоения, тем более что менее чем в 30 километрах находятся гораздо более мощные Сенявинские гидротермы. Но источники на острове Аракамчечен могут иметь значение как местная достопримечательность. При минимальном благоустройстве или даже в современном диком состоянии эти источники могут служить местом короткого отдыха для оленеводов или других случайных посетителей (рис. 3.1.3.5).

3.1.4. КИВАКСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 4 (64° 20' 32.1" N, 172° 55' 46.6" W, Н ~ 12 м)

Изучение Кивакских источников (т. 4 на рис. 1) относится к началу 1950-х гг. Одно из первых описаний местоположения источников, морфологии выходов и их химический состав представлено в монографии А.И. Калабина [1959] со ссылкой на материалы В.А. Чеховского и Ю.А. Петровича 1951 года. Е.И. Суворова в своем разделе «Термальные и минеральные воды» [*Гидрогеология СССР*, т. 26, 1972] приводит результаты химического анализа воды 1951 года со ссылкой на С.Б. Бравину и Б.И. Васильева. Некоторые материалы по Кивакским источникам представлены в материалах той же Бравиной с коллегами [1957], а также [Иванов, 1960; Зеленкевич, 1963; Борзакровский и др. 1968, *Экосистемы...*, 1981; Владимирцева и др. 2001_{а,б}] и ряда др.

В 2005 году Кивакские источники были подробно обследованы экспедицией организации «Георегион», г. Анадырь [Киевский и др., 2006]. Нами источники были опробованы в 2004 г.

Местоположение

Кивакские источники расположены (рис. 3.1.4.1) на восточном берегу лагуны Кивак у западного подножия гор Бугристой и Черкасского [Калабин, 1959]. Они находятся в 25 км от районного центра – поселка Провидения и относительно легко доступны: до западного берега лагу-

ны идет автомобильная дорога. Далее ее можно пересечь на лодке (~1 км) или обогнуть пешком (~6 км).

В свое время источники охотно посещались местным населением, поскольку на них была оборудована «зона отдыха» – поставлен дощатый домик-раздевалка и обустроены два бассейна для купания – крытый и открытый. На момент опробования нами в 2002 году эти сооружения находились в крайне неприглядном состоянии.

Геологическая ситуация

В общем геолого-структурном плане источники расположены на пересечении двух зон тектонического дробления: субмеридиональной, в зоне, которой выработана лагуна Кивак, и северо-восточной, рассекающей крупный интрузивный комплекс верхнемеловых биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов, слагающий берега лагуны. Термоминеральные воды разгружаются в непосредственной близости от берега, у подножия и в уступе низкой морской террасы, выработанном в делювиальных отложениях крутых западных склонов горы Черкасского. Судя по характеру разгрузки, термоминеральные воды образуют грунтовый поток в делювиальных отложениях. Коренные же восходящие струи этих вод перекрыты грубообломочным делювием и нахо-

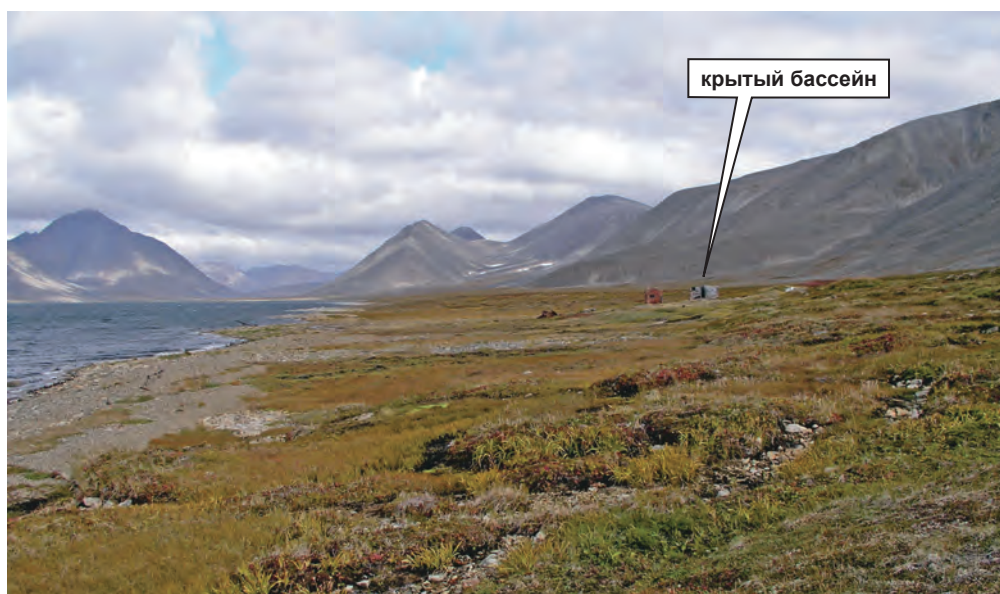


Рис. 3.1.4.1. Общий вид Кивакского проявления термоминеральных вод. Фото А.Д. Киевского

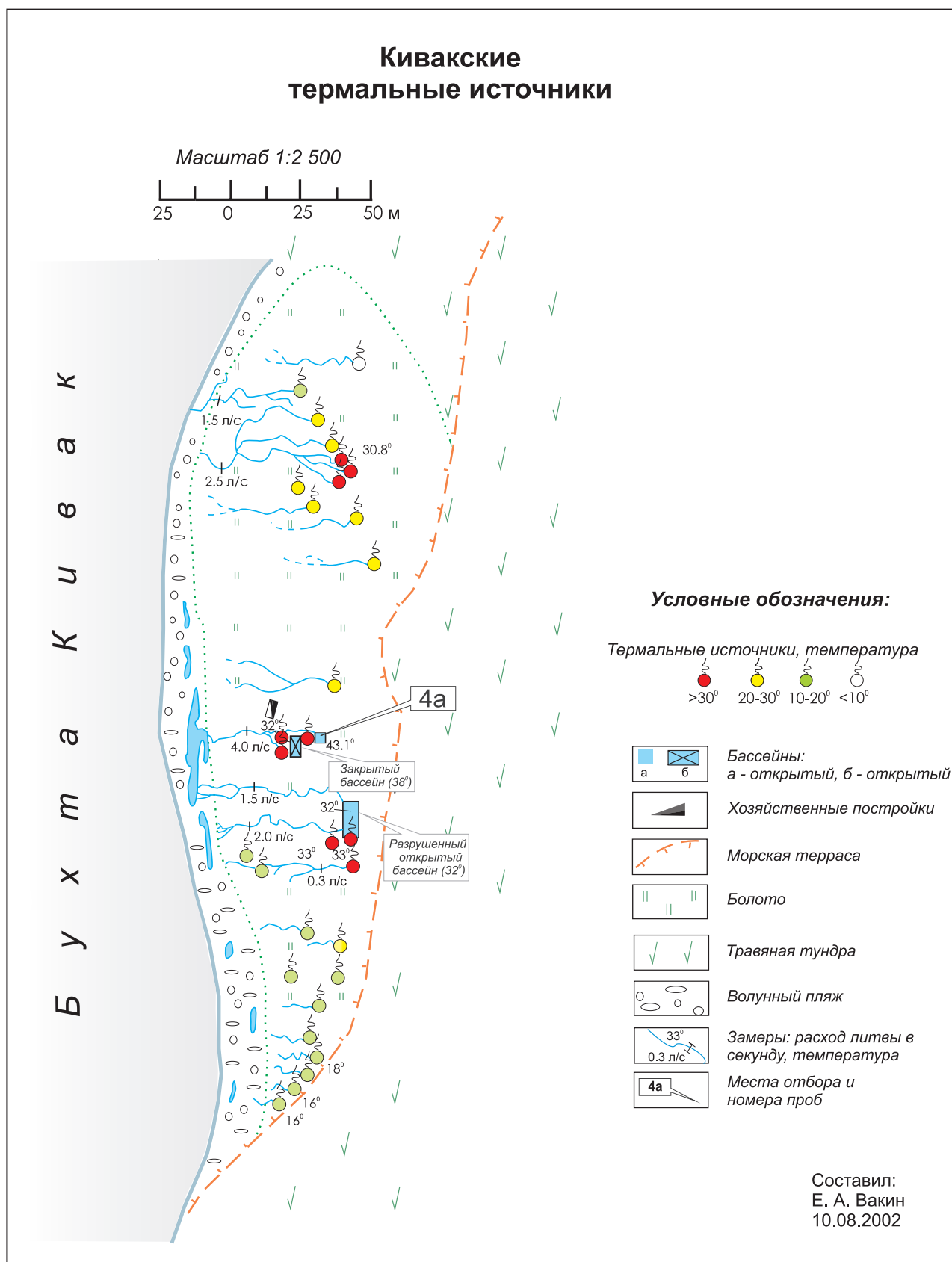


Рис. 3.1.4.2. Схема выходов термальных вод Кивакских источников (составлена Е.А. Вакиным)



Рис. 3.1.4.3. Кивакские источники, полуразрушенный колодец, каптирующий источник 4а. *Фото авторов*

Морфология выходов

Ключевая площадка Кивакских источников вытянута вдоль берега лимана на 350 м при максимальной ширине 80 м (рис. 3.1.4.2). Термальные воды разгружаются в виде слабых источников нисходящего облика, рассредоточенного линейного и площадного высачивания, и только наиболее сильные выходы имеют вид концентрированных источников с дебитом более 0.1 л/с.

Температура воды в других источниках варьирует от 12 до 43 °С. Вода источников собирается в теплые ручьи, которые образуют небольшие озерки и лужи или теряются в болоте и пляжном валунике. Вся ключевая площадка заболочена. Растительность на площадке и в непосредственной близости отличается разнообразием видов, обилием и гипертрофированными размерами, и контрастно проявляет прогретые участки на фоне окружающей тундры. Можно условно выделить три группы источников: *Северную, Центральную и Южную*.

Центральную группу составляют наиболее обильные источники с температурой до 43 °С. Здесь на пространстве 50 × 50 м² насчитывается до 10 источников с температурой выше 30 °С. Восходящий источник с максимальной температурой каптирован деревянным колодцем размером 2 × 2 м² и глубиной 0.6 м (рис. 3.1.4.3). Вода этого источника принята за эталонную для Кивакских терм. Расположенные рядом с ним источники с температурой до 38 °С питают крытый бассейн – полуразрушенный дощатый павильон с ванной размером 5 × 5 м² (рис. 3.1.4.4).

Рядом с бассейном есть еще несколько источников с температурой 30–33 °С. Воды всех этих источников, включая сток из бассейна, образуют ручей с расходом ~ 4 л/с, стекающий в небольшое озерко на границе болота и пляжа. В южной части группы выходят три сильных и несколько более мелких источников с температурой 33 °С. Один из них дает начало ручью с расходом ~ 0.3 л/с, остальные питают выложенный досками обветшавший открытый бассейн размером 10 × 15 м² и глубиной 1,5 м, из которого вытекают два ручья с расходом 1.5 и 2 л/с. Суммарный видимый дебит источников Центральной группы превышает 8 л/с

дятся восточнее ключевой площадки. Термовыводящие каналы, видимо, связаны с тектонической трещиноватостью интрузивных массивов.

Район источника сложен [Борзаковский и др., 1968] верхнемеловыми гранитоидами, интрузии которых обрамляют лагуну Кивак. У северной оконечности лагуны Кивак отмечена дайка неогеновых базальтов.

В гидрогеологическом отношении проявление приурочено к Чаплинскому гидрогеологическому массиву Берингоморской гидрогеологической области [Киевский и др., 2006]. По характеру глубинной циркуляции воды трещинно-жильного типа.

Гидрогеологические условия района [Борзаковский и др., 1968] определяются почти сплошным распространением многолетнемерзлых пород. Температура мерзлой толщи колеблется в среднем от -0.5 до -1.5 °С, влияние температуры воздуха сказывается на глубине 15–20 м. Мощность многолетнемерзлых пород по данным бурения составляет 46–150 м.



Рис. 3.1.4.4. Остатки крытого бассейна и разделение на Кивакских источниках. *Фото авторов*

Рис. 3.1.4.5. Изотопный состав кислорода и водорода в водах Кивакских источников

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8

воды с температурой от 30 до 43 °С (~6 л/с в пересчете на воду с температурой 43 °С).

Северная группа (рис. 3.1.4.2) находится в термальном болоте в 60 м от Центральной. Здесь на площадке 60 × 80 м² располагаются более десятка слабых источников с температурой 16–31 °С, а западнее вдоль пляжа идёт рассредоточенное высачивание термоминеральных вод. Вода собирается в два ручья с общим расходом ~3 л/с и несколько более мелких. Все они теряются в теплых лужах на пляже. По визуальной оценке, общий видимый расход водопровявлений этой группы не превышает 5 л/с воды с температурой 15–30 °С или ~3 л/с в пересчете на «эталонную» (43 °С) воду.

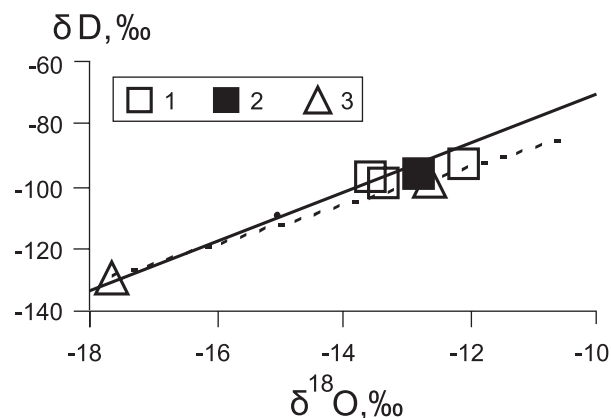
Южная группа (рис. 3.1.4.2) тоже представляет собой термальное болото шириной в северной части около 60 м, выклинивающееся на юг. Вдоль уступа террасы и в болоте выходят слабые, менее 0.05 л/с, источники и рассредоточенные выходы минерализованных вод с температурой 18–12 °С. Вода собирается в небольшие ручейки, которые теряются в пляжном валуннике. Здесь, по-видимому, преобладает скрытая разгрузка. Суммарный видимый дебит источников этой группы можно очень приблизительно оценить в 1.5–2.5 л/с воды с температурой 12–18 °С или ~1 л/с в пересчете на воду с температурой 43 °С.

Химический состав и изотопные характеристики

Ионно-солевой состав термальной воды Кивакских источников по результатам предыдущих исследований представлен в табл. 3.1.4.1.

Химический состав вод источников, по нашим данным, – хлоридный натриево-кальциевый, воды маломинерализованные (до 4.8 г/л), щелочные (рН до 8.2) с температурой до 43.1 °С. По сравнению с данными других авторов, представленными в таблице, наша проба более горячая, минерализованная и щелочная, однако тип воды во всех случаях остается постоянным

Разница в приводимых химических составах термальной воды связана, по нашему мнению, в основном, с возникающими трудностями при определении концентрации Mg в пробах по стандартной методике. Более точный результат получается при использовании метода ICP-AES (см. Главу 2).



Величина отношения $[\text{Cl}]/[\text{Br}]$ в нашей пробе 4а составила 237, а в пробе 4б А.Д. Киевского [2006] это отношение равно 276.

Борзаковский Ю.А. с соавторами [1968] высказывают мнение, что, судя по составу, а также по высокому хлор-бромному коэффициенту (свыше 300), воды Кивакских источников, также как Чаплинских и Синевязских, являются морскими. Однако, по изотопному составу воды Кивакских источников (δD , $\delta^{18}\text{O}$), рис. 3.1.4.5, практически не отличаются от местных поверхностных вод, что, как и в ряде других случаев, говорит об отсутствии в них прямого подмешивания морских вод, несмотря на положение источников на берегу морской лагуны.

Свободно выделяющаяся газовая фаза, как и в предыдущих случаях, почти целиком состоит из азота – 96.8 % об. Концентрации других газов, по нашим данным, составили (в % об.): O_2 – 2.42, CH_4 – 0.0003, CO_2 – 0.07 (табл. 5.1.1). Концентрации инертных газов He и Ar составили – 0.106 и 1.30 % об. соответственно, а их изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He} = 20.2 \times 10^{-8}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 306$ (табл. 5.1.2). Величина отношения $^3\text{He}/^4\text{He} = 20.2 \times 10^{-8}$ хотя и минимальна среди чукотских терм, но все равно указывает на реальную примесь мантийной составляющей в составе гелия. Аргон, в свою очередь, содержит помимо атмосферного и некоторый избыток радиогенного компонента.

Суммарный расход и тепловая мощность

Условия разгрузки Кивакских терм не позволяют применить гидрохимический метод определения суммарного расхода. При низких дебитах многочисленных источников и рассредоточенной разгрузке в болотах и на галечниковом пляже непосредственно измерить расход

Таблица 3.1.4.1. Химический состав термальной воды Кивакских источников
(по данным различных авторов)

Место отбора	Год отбора	Формула ионно-солевого состава, мг-экв %	Источник сведений
Грифон	1951	$M_{3,1}Cl86SO_4\ 8/Na\ 53Ca27Mg20\ T35.5\ ^\circ C$	Калабин, 1959
Источник	1951	$M_{2,7}Cl91\ /\ Na57\ Ca35\ pH6.2\ T35.5\ ^\circ C$	<i>Гидрогеология СССР...</i> , 1972
Источник	<1960	$M_{3,0}Cl91/Na56Ca25\ T35.5\ ^\circ C$	Иванов, 1960
Источник	<1963	$M_{2,9}Cl91/Na53Ca27Mg20\ T35.5\ ^\circ C$	Зеленкевич, 1963
Источник	<1968	$M_{2,7}Cl98/Na53Ca27Mg20\ pH6.6\ T35.5\ ^\circ C$	Борзаковский и др., 1968
Среднее 3 пробы, %	<1981	$M_{2,8}Cl92SO_4\ 7/Na57Ca26Mg17\ pH6.2\ T36.0\ ^\circ C$	<i>Экосистемы...</i> , 1981
Источник	<2001	$M_{3,0}Cl99/Na57Ca25\ pH6.2\ T35.5\ ^\circ C$	Владимирцева и др., 2001 _a
Проба 4б	2006	$M_{3,5}Cl98SO_4\ 2/Na55Ca45\ pH6.2\ T36.0\ ^\circ C$	Киевский и др., 2006
Проба 4а	2002	$M_{4,8}Cl98/Na\ 51Ca48\ pH8.2\ T43.1\ ^\circ C$	<i>Эта работа</i>

открытой разгрузки и, тем более, определить скрытый сток практически невозможно. Разгрузка групп источников подсчитана по измерениям расхода отдельных ручьёв и визуальным оценкам расхода водопроявлений (см. выше). Суммарный видимый дебит Кивакских источников оценен нами в 15 л/с. В пересчете на воду с максимальной измеренной температурой (43 °С) общий дебит Кивакских источников составляет ~10 л/с без учёта скрытого стока. Соответственно, вынос тепла составляет минимум 430 ккал/с, или 1.8 МВт_т.

По оценкам ФГУПП «Георегион» [Киевский и др., 2006], суммарный дебит при сложении дебитов отдельных источников составил 12.8 л/с, а вынос тепла – 540.2 ккал/с или 2.3 МВт_т.

Возможности освоения

Тепловая мощность 1.8 МВт при низких температурах теплоносителя явно недостаточна для теплоэнергетического освоения данного месторождения. По показаниям геохимических геотермометров, глубинная температура формирования Кивакских гидротерм («базовая» температура гидротермальной системы) лежит в интервале

86–137 °С (табл. 6.1). Этот метод не позволяет определить глубину локализации такого высокотемпературного резервуара, а лишь указывает на возможность его существования в геологическом разрезе (см. *Главу 2*). Подтвердить или опровергнуть такой прогноз можно только бурением достаточно глубоких скважин.

Максимальные температуры естественных выходов Кивакских источников отвечают температуре лечебных ванн (38–42 °С), но отсутствие в их составе достаточных концентраций биологически активных компонентов не позволяет относить эти воды к лечебным.

Использование в рекреационных целях остается оптимальным способом хозяйственного освоения Кивакских источников. Дебит и температура естественных выходов термальных вод могут быть увеличены бурением неглубоких (~50 м) скважин. Можно надеяться вывести здесь отвечающие бальнеологическим условиям воды с температурой выше 40 °С в количестве, достаточном для обеспечения базы отдыха и бальнеолечебницы районного значения (5–10 л/с).

3.1.5. НУНЯМОВЕЕМСКИЕ ВЕРХНИЕ ИСТОЧНИКИ № 27 (65° 25' 20" N, 173° 18' 05" W)

Местоположение

Источники (т. 27 на рис. 1) расположены в левом борту левого притока р. Нунямовеем, впадающей в Анадырский залив, в 1.5 км от устья реки. Ближайший к ним населенный пункт – с. Энмелен находится в 55 км юго-запад. Они были опробованы в 1957 г. И.А. Никитиным, который, по-видимому, дал их первое описание [Никитин и др., 1959_ф]. В этом описании выделены три группы источников: Нунямовеемский холодный, Нунямовеемские Нижние и Нунямовеемские Верхние. Некоторые сведения об источниках приведены в работе Ю.В. Крюкова [Экосистемы..., 1981]. Наиболее позднее и детальное описание источников (Нунямовеемских Верхних) сделано сотрудниками экспедиции ФГУГП «Георегион» [Киевский и др., 2006], передавшими нам некоторые образцы для аналитических исследований. Нам опробовать эти источники не удалось, и их описание ниже приводится по литературным данным с добавлением полученных нами результатов.

Геологическая ситуация

В районе выходов источников выделены верхнемеловые, палеогеновые и четвертичные вулканогенные образования [Никитин и др., 1959_ф].

Вулканогенные образования верхнего мела (лёурваамская свита) залегают несогласно на породах нижнего мела и триаса и представлены, главным образом, туфолавами липаритов и туфами кислого состава. На лёурваамской свите несогласно залегает палеоценовая нунлигранская свита, представленная андезитами с редкими прослоями андезито-базальтов. В районе источников южнее долины р. Нунямовеем И.А. Никитиным было откартировано небольшое лавовое поле базальтов мощностью 50–100 м. По мнению И.А. Никитина, его лавы непосредственно связаны с современным рельефом и имеют возраст, близкий к современному.

В гидрогеологическом отношении источники принадлежат к системе гидрогеологических массивов Верхояно-Чукотской гидрогеологической области [Киевский и др., 2006] с трещинной и трещинно-жильной циркуляцией вод в зоне развития многолетнемерзлых пород. Их мощность в 60 км к юго-востоку от района Нунямовеемских источников, у пос. Нунлигран, составляет 50–150 м.

Морфология

По данным экспедиции ФГУГП «Георегион» [Киевский и др., 2006], Верхне-Нунямовеемские источники выходят на поверхность двумя компактными группами на пойме левого притока р. Нунямовеем – ручья шириной до 15 м и глубиной до 0.7 м – и в уступе делювиального склона. Русло ручья покрыто термофильными водорослями, вдоль которого выделяются две группы источников: *Северная* и *Южная* (рис. 3.1.5.1).

В выходах *Северной группы* температура воды колеблется от 13.5 до 41.7 °С, а минерализация – от 0.6 до 1.8 г/л. Источники протягиваются узкой полосой (10–15 м) вдоль склона и представляют собой линейные выходы струек воды из уступа и газирующие грифоны на дне и бортах канав на пойме ручья. Дебит отдельных выходов терм не превышает 0.4 л/с.

В 150 м выше по течению расположена *Южная группа*. В пойме ручья находится основная термальная площадка овальной формы размером ~30 x 80 м по осям с выходами мелких слабо газирующих грифонов. В южной части площадки вырыт бассейн диаметром около 5 м, глубиной 0.5 м, в дне которого также наблюдаются мелкие газирующие грифоны. Выходы термальной воды наблюдаются и из уступа делювиального склона. Температура воды источников этой группы составляет 20–36 °С.

Химический состав и изотопные характеристики

Как видно из приведенных данных, химический состав источников Нижне-Нунямовеемских и Верхне-Нунямовеемских практически одинаков, и за почти полувековую историю изучения их химический состав не изменился. Однако обращает на себя внимание, что воды Нижне-Нунямовеемских источников более минерализованные, но, в то же время, и более низкотемпературные по сравнению с Нунямовеемскими Верхними.

Максимальная температура воды в источниках Нунямовеемские Верхние, по данным работы [Никитин, 1959] составляет 46.5 °С, а в работе [Киевский и др., 2006] – 41.7 °С. Их суммарный дебит оценивается А.Д. Киевским в 18 л/с.

Таким образом, по минерализации и основному ионно-солевому составу термальная вода



Рис. 3.1.5.1. Общий вид «Южной группы» источников Верхне-Нунымвеевского проявления термоминеральных вод. Фото А.Д. Киевского

является горячей маломинерализованной хлоридной натриево-кальцевой со слабощелочной реакцией водной среды.

По изотопному составу водорода δD и кислорода $\delta^{18}O$ (рис. 3.1.5.2) фигуративная точка термальной воды из Нунымвеевских Верхних источников лежит как на линии метеорных вод Крейга, так и на линии региональных атмосферных осадков, причем термальная вода даже изотопно «легче», чем местная поверхностная. Такое соотношение изотопных составов термальных и местных метеорных вод дает возможность предположить присутствие в составе гидротерм некоей изотопно-легкой глубинной составляющей и противоречит возможности формирования термальных вод за счет «...метаморфизации высоко минерализованных морских вод...», как это

предполагали, в частности, И.А. Никитин с соавторами [Никитин и др., 1959].

Источники Верхне-Нунымвеевские [Киевский и др., 2006], как и Нунымвеевские Нижние [Никитин и др., 1959] являются азотными и имеют сходный газовый состав (в % об.): $N_2 - 91.5$; $CO_2 - 0.1$; $O_2 - 3.5$; $He - 0.1$ и $N_2 - 95.0$; $CO_2 - 0.55$. $CH_4 - 0.20$; $O_2 - 4.25$ соответственно. Концентрация He , по нашим данным (табл. 5.1.1 и 5.1.2), составила 0.15 % об., а его изотопный состав $- {}^3He/{}^4He \times 10^{-8} = 35$, который свидетельствует о наличии некоторой доли мантийного гелия. Содержание Ar равно 1.03 % об. при его изотопном составе ${}^{40}Ar/{}^{36}Ar = 306$, показывающим присутствие небольшой доли неатмосферного аргона. N_2/Ar_{ATM} -отношение, равное 90.6, говорит о наличии также и неатмогенного азота.

Таблица 3.1.5.1. Химический состав термальных вод Верхне-Нунымвеевские источники

Место отбора, № пробы	Год отбора	Формула химического состава	Источник сведений
Холодная группа	1957	$M_{0.3} Cl_{93}/(Na+K)80Ca15pH7.9T11^{\circ}C$	Никитин и др., 1959
Нижняя группа	1957	$M_{4.5} Cl_{97}/(Na+K)74Ca24pH7T25-30^{\circ}C$	Никитин и др., 1959
Верхняя группа	1957	$M_{2.0} Cl_{97}/(Na+K)74Ca24pH7T32-46.5^{\circ}C$	Никитин и др., 1959
Нунымвеевские Верхние.	2005	$M_{1.1} Cl_{97}/(Na+K)74Ca26pH7.7T35.6^{\circ}C$	Киевский и др., 2006

Тепловая мощность

Тепловая мощность Верхне-Нунымовеевских источников, по оценке ФГУП «Георегион», составила 750.6 ккал/с или 3.14 МВт_т.

Возможности освоения

Использования Нунымовеевских источников в энергетических целях весьма сомнительна в виду относительно низкой температуры вод, а также большой удаленности их от возможного потребителя.

Другое возможное направление практического использования источников – бальнеологическое [Никитин и др., 1959; Богомолов Г.И., 1977; Киевский и др., 2006], но это вряд ли актуально в настоящее время.

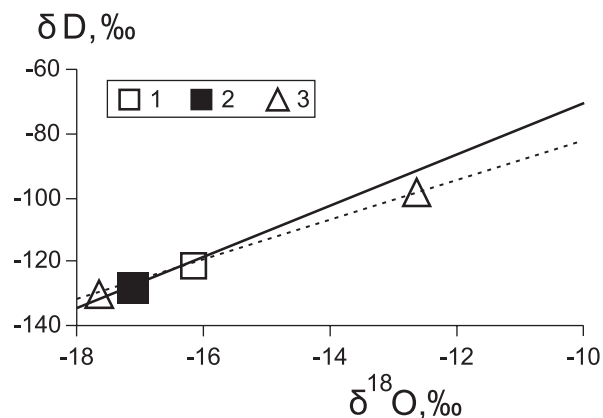


Рис. 3.1.5.2. Изотопный состав кислорода и водорода в водах Верхне-Нунымовеевских источников

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8

3.1.6. СИНЕВЕЕВСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 28 (64° 36' 35" N, 173° 49' 20" W)

Местоположение

Синевеевские минеральные источники (№ 28 на рис. 1) расположены в пойме и левом борту р. Синевеев в 15 км от устья. Ближайшие населенные пункты: с. Сиреники в 25 км южнее, п. Провидения в 35 км юго-восточнее проявления.

Источники были описаны Борзаковским Ю.А. с коллегами [1968]. Некоторые данные о них представлены также в работе [Владимирцева и др., 2001_а]. В 2005 г. источники были опробованы сотрудниками ФГУП «Георегион» [Киевский и др., 2006], которые передали нам пробы для химических и изотопных анализов.

Нам посетить Синевеевские источники не удалось, и приведенное ниже их краткое описание сделано по указанным выше материалам. Пробы для наших анализов были переданы нам сотрудниками ФГУП «Георегион».

Геологическая ситуация

Согласно [Борзаковский и др., 1968], в этом районе развиты мраморизованные известняки и кристаллические сланцы докембрия, андезиты и дациты этелькуюмской свиты нижнего мела, липариты и фельзиты леурваамской свиты верхнего мела, дациты и андезиты нунлигранской свиты нижнего палеогена и верхнечетвертичные рыхлые отложения в долине реки Синевеев. Сами источники «...приурочены к крупным разрывам

северо-восточного направления...» [Борзаковский и др., 1968], а состав водоносных пород – андезиты и их туфы нижнего мела [Владимирцева и др., Гос. геол. карта..., 2001_а, табл. 11].

Район источников относится к Корякско-Чукотской гидрогеологической области [Киевский и др., 2006].

Морфология выходов

По описанию А.Д. Киевского [2006], долина реки Синевеев имеет ширину до 600 м, а ее русло делится на многочисленные протоки глубиной не более 0.6 м. Выходы отдельных термоминеральных источников наблюдаются на первой надпойменной террасе реки, протягиваясь полосой вдоль уступа второй надпойменной террасы на площади 500 x 50 м (рис. 3.1.6.1). Источники проявляются в виде мелких слабо газифицируемых грифонов в дне и бортах отрицательных форм рельефа террасы (канавы, воронки и пр.). Группа наиболее горячих восходящих источников приурочена к центральной части проявления, где вырыт водоем размером 2.5 x 4 м и глубиной 0.4 м, который используется местными жителями для принятия ванн. Температура воды в самом горячем источнике № 6 (проба № 28а) составила 43.1 °С при концентрации NaCl 8.37 г/л. Температура воды и концентрация NaCl в источниках закономерно уменьшается от центральной части проявления к периферии.

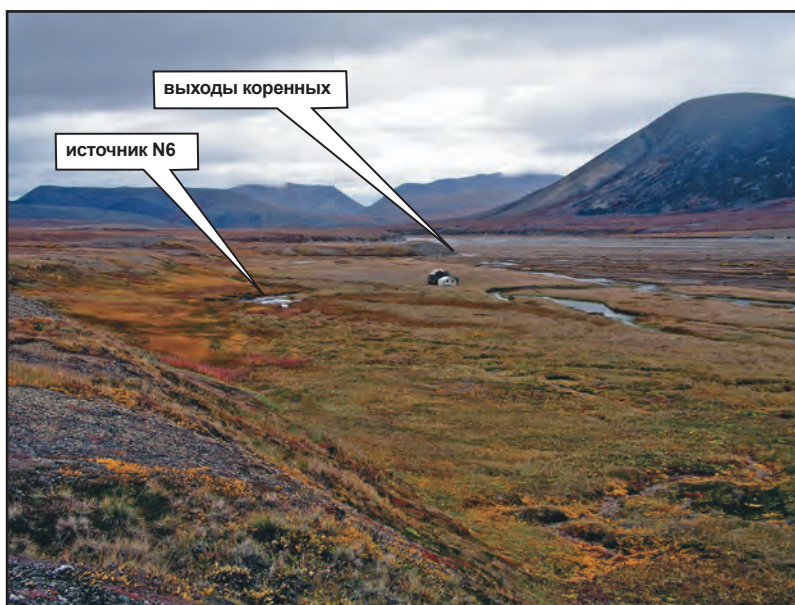
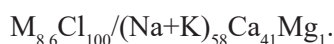


Рис. 3.1.6.1. Общий вид Синевеевских источников. Фото А.Д. Киевского

Химический состав и изотопные характеристики

По данным [Борзаковский и др., 1968, стр. 53], воды Синевеевских источников хлоридные, натриево-кальциевые, содержат H_2S , минерализация 8.6 г/л; pH – 5.6. Формула химического состава:



Практически аналогичный химический состав воды



Синевеевских источников определен и А.Д. Киевским [2006].

Ю.А. Борзаковский с соавторами предположили, что воды этих источников (а также Чаплин-

ских и Кивакских, см. выше) сформировались за счет глубокой циркуляции морских вод. Указанной точке зрения противоречат полученные нами данные по изотопному составу кислорода и водорода в водах Синевеевских источников (рис. 3.1.6.2). Как видно из рисунка, изотопный состав термальной воды ($\delta^{18}O = -14.6 \text{ ‰}$, $\delta D = -111.1 \text{ ‰}$) лежит на линии региональных атмосферных осадков и значительно отличается от такового для морских вод.

По газовому составу [Киевский и др., 2006] термальные воды источников являются азотными (93.6 % об.) при «воздушном» отношении $N_2/Ar_{атм} = 68.9$ с примесью углекислого газа (0.2 % об.), гелия (0.2 % об.) и относительно высокой концентрацией аргона (1.37 % об.). Изотопный состав гелия $^3He/^4He = 39 \times 10^{-8}$ свидетельствует о присутствии в нем мантийной составляющей, а изотопный состав аргона $^{40}Ar/^{36}Ar = 298$ – о наличии небольшой доли радиогенной (коровой) составляющей (табл. 5.1.1 и 5.1.2).

Суммарный расход и тепловая мощность

А.Д. Киевским [2006] подсчитана открытая разгрузка термоминеральных вод. В качестве «эталонной» для проявления в целом им была

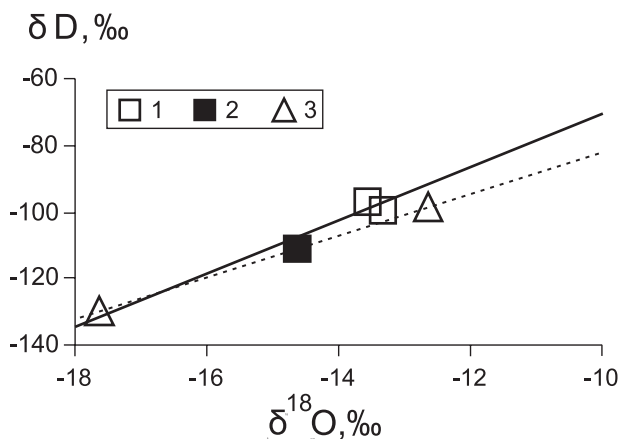


Рис. 3.1.6.2. Изотопный состав О и Н в водах Синевеевских источников

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8

принята вода источника 6 (т. 28а, табл. 4.1.1). Суммарный дебит, полученный сложением дебитов отдельных источников, составил, по его данным, 2.1 л/с, а вынос тепла – 90.5 ккал/с или 0.4 МВт. Близкую оценку суммарного дебита источников (1.9 л/с) дали и Ю.А. Борзаковский с соавторами [1968].

Возможности освоения

Для уточнения возможностей использования Синевеевских источников – бальнеологического, рекреационного и, тем более, теплоэнергетического – необходимы целенаправленные дополнительные исследования, но по имеющимся данным, потенциал их представляется для этого недостаточным.

3.1.7. ГЕТЛЯНГЕНСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 29 (65° 11' 41" N, 172° 45' 05" W)

Гетлянгенские источники (№ 29 на рис. 1) расположены в правом борту ручья Тупэлвинием в 1.8 км от его впадения в р. Гетлянген (вблизи побережья бухты Пенкигней). Ближайшим населенным пунктом является с. Янракыннот в 35 км юго-восточнее источников. Эпизодически посещаются местным населением для купания.

По-видимому, впервые эти источники посетили Е.А. Макаров с коллегами [1976_ф], на чьи данные сослались Ю.В. Крюков и В.И. Плясунов [1987]. Нам опробовать эти источники не удалось. Подробное описание Гетлянгенских терм дано в 2005 г. экспедицией ФГУП «Георегион» во главе с А.Д. Киевским [2006], который передал нам пробы для изотопных исследований.

Геологическая ситуация

По данным А.Д. Киевского, это термопроявление в геологическом плане расположено в зоне контакта туфогенных пород леурваамской свиты верхнего мела и известняков танатапской свиты среднего девона, перекрытых аллювиальными гравийно-галечниковыми отложениями, слагающими пойму и первую надпойменную террасу ручья.

В гидрогеологическом отношении проявление приурочено к Гетлянгенскому артезианскому бассейну Берингоморской гидрогеологической области [Киевский и др., 2006].

Морфология

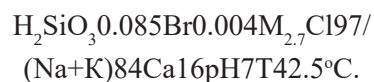
По описанию [Киевский и др., 2006], разгрузка термоминеральных вод происходит в левом борту ручья, покрытого термофильными водорослями, на первой надпойменной террасе. Здесь, на площади 150 x 100 м, в бортах и дне отрицательных форм рельефа (канавы, воронки, долины мелких ручейков), наблюдаются 14 восходящих источни-

ков теплых и горячих минеральных вод в виде мелких грифонов (<1 см), сопровождающихся редким выделением газа. Температура воды в источниках составляет от 20 до 44 °С, преимущественно 38–40 °С. Минерализация воды в источниках изменяется от 2.3 до 4.4 г/л. На термальной площадке вырыт водоем диаметром 4 м, глубиной 0.5 м для принятия ванн. Источники отложений не формируют. Суммарный дебит проявления, полученный суммированием дебитов единичных источников, составил, по данным А.Д. Киевского, 8.8 л/с.

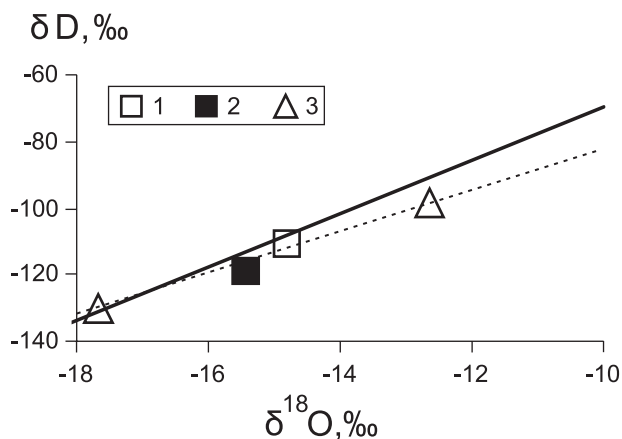
Существенно иначе морфология выходов источников описана в работе Ю.В. Крюкова и В.И. Плясунова [1987]. Там отмечено, что «... по ручью Тупэлвинием, в 2 км от его устья... на площади 25 м² наблюдаются 3 грифона. Диаметр воронок около 50 см, дно их илистое, мощность ила 10 см; ил перекрывает пески и гравий. По стенкам воронок наблюдаются солевые выцветы белого цвета. Вода температурой 70 °С бесцветная, без запаха, слабосоленая...». Такое различие в описаниях, скорее всего, характеризует разные участки Гетлянгенских источников.

Химический состав и изотопные характеристики

Ионно-солевой состав воды источников, по данным А.Д. Киевского, имеет вид:



Она является горячей маломинерализованной хлоридной натриево-кальциевой с нейтральной реакцией водной среды и с повышенным количеством метакремниевой кислоты. Отношение Cl/Br составляет 223, что ниже морского (300) (табл. 4.1.1).



Фигуративная точка *изотопного состава* водорода δD и кислорода $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 3.1.7.1) термальной воды из Гетлянгенских источников лежит как на линии метеорных вод Крейга, так и на линии региональных атмосферных осадков, причем термальная вода изотопно «легче», чем местная поверхностная.

Такое соотношение изотопных составов термальных, местных метеорных и морских вод противоречит возможности участия морских вод в формировании гидротерм.

Рис. 3.1.7.1. Изотопный состав H_2O Гетлянгенских источников

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8

В спонтанно выделяющейся *газовой фазе* [Киевский и др., 2006] преобладает азот (80.9 % об.), присутствует углекислый газ (1.1 % об.). Концентрация O_2 в пробе составляет 12.4 % об., что говорит о контаминации воздухом при отборе газа. Концентрация He составила, по нашим данным, 0.13 % об., а Ar – 1.26 % об., их изотопные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 51 \times 10^{-8}$ и 299 соответственно (табл. 5.1.1 и 5.1.2). $\text{N}_2/\text{Ar}_{\text{атм}}$ -отношение равно 64.9 и указывает на атмосферное происхождение азота.

Тепловая мощность

Тепловая мощность разгрузки Гетлянгенских источников, по расчетам А.Д. Киевского [2006], составила $388 \text{ ккал/с} = 1.62 \text{ МВт}_\tau$.

Возможности освоения

По заключению Томского НИИ курортологии и физиотерапии вода источника № 8/2 Гетлянгенского проявления может быть использована в бальнеологических целях [Киевский и др., 2006].

3.2. ВОСТОЧНЫЙ РАЙОН

3.2.1. ДЕЖНЕВСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 9 (66° 06' 05.9" N, 169° 48' 41.8" W, Н ~ 50 м)

Впервые источники были обследованы в процессе геолого-съёмочных работ сотрудниками СВТГУ и 4-го ГУ МГ РСФСР [Саргина и др., 1956; Стремяков и др., 1957]. Краткое их описание со ссылкой на эти материалы приведено в монографии А.И. Калабина [1959]. В 1970–1976 гг., в связи с планировавшимся здесь строительством базы отдыха, профилактория и тепличного хозяйства, в районе источников были проведены детальные разведочные работы [Карасева, 1976], включавшие в себя бурение, геофизические исследования (электропрофилирование) и гидрогеологическое опробование.

В 2002 г. на Дежневских источниках нами было проведено газо-гидрохимическое и изотопное опробование термальных вод, но ввиду плохих погодных условий и дефицита времени более детального изучения источников провести не удалось. В 2002–2004 гг. по инициативе администрации Чукотского АО Дежневские источники (вместе с Лоринскими) были исследованы экспедицией Национального энергетического управления Исландии [Arnason et al., 2005; Franzson et al.,

2005], а в 2004 году – экспедицией ФГУГП «Гео-регион» [Киевский и др., 2006].

Местоположение

Источники (№ 9 на рис. 1) расположены на крайнем востоке Чукотского полуострова у подножья северного склона сопки Нэпыгэллен (483.7 м) в долине ручья Горячего в 8 км южнее пос. Уэлен. Источники посещаются местным населением для принятия ванн. Фрагмент общего вида источников представлен на рис. 3.2.1.1.

Геологическая ситуация

В геологическом строении района [Карасева, 1976] участвуют отложения нижнего карбона, меловые интрузивы и рыхлые четвертичные образования. Первые представлены алевролитами, известняками и известково-глинистыми сланцами. Они прорваны нефелиновыми сиенитами мелового возраста, образующими Дежневский массив. Четвертичные отложения представлены морскими, ледниковыми и аллювиальными образованиями. Суммарная мощность последних в русле и пойме



Рис. 3.2.1.1. Дежневские источники. Общий вид. Фото авторов

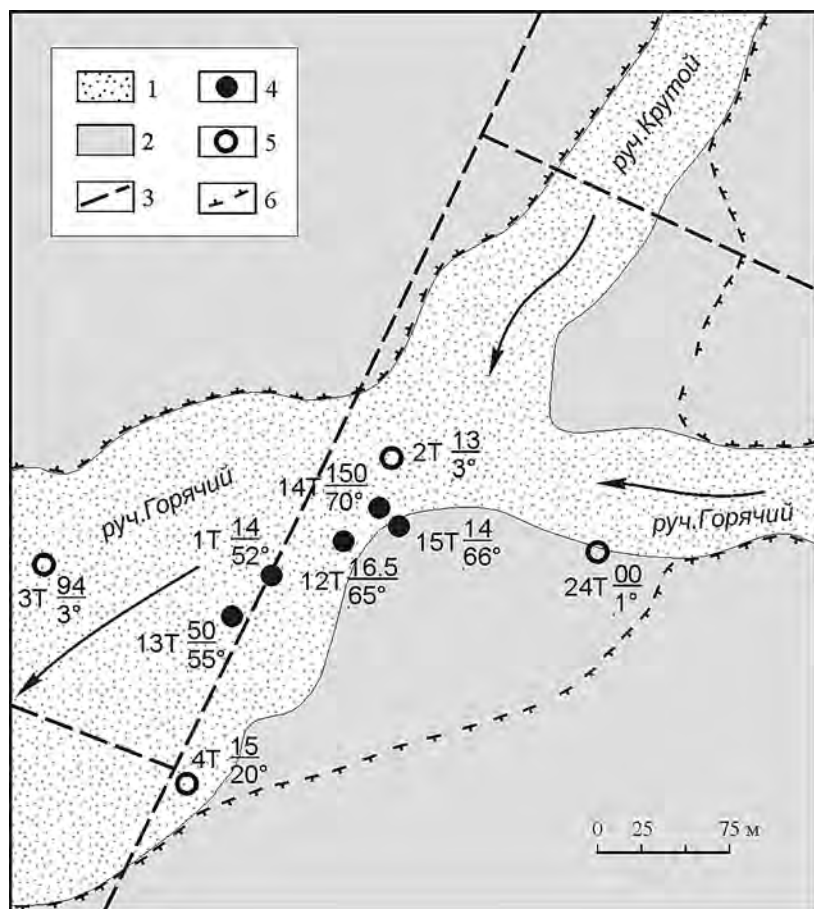


Рис. 3.2.1.2. Схема выходов Дежневских источников (по [Карасева, 1976], упрощено)

Условные обозначения:

1 – современные аллювиальные отложения (галечники, пески с валунами), 2 – современные делювиальные отложения (щебень и глыбы), перекрывающие нижнекаменноугольные известняки и сланцы и верхнемеловые нефелиновые сиениты, 3 – предполагаемые разломы, 4 – скважины, вскрывшие термальные воды (слева – номер скв., числитель – глубина, м, знаменатель – температура воды, °C), 5 – скважины, вскрывшие пресные холодные воды, 6 – граница талика.

ручья Горячего составляет, по данным бурения от 4 до 19 м, а в среднем 10–15 м. Долина ручья, в которой выходы термальных вод создали сквозную таликовую зону, приурочена к разлому северо-восточного направления в экзоконтактной зоне Дежневского массива, так что по характеру циркуляции эти воды отнесены к трещинно-жильным [Киевский и др., 2006]. За пределами очага разгрузки терм, в районе пос. Уэлен нижняя граница многолетнемерзлых пород залегает на глубине 40–50 м, местами до 100 м [Кириллов и др., 1969].

В гидрогеологическом плане месторождение расположено в пределах Уэленского гидрогеологического массива Корякско-Чукотской гидрогеологической области [Киевский и др., 2006].

Морфология выходов

По материалам О.М. Карасевой [1976], рис. 3.2.1.2, термоминеральные воды с температурой 47 °C и суммарным дебитом 0.5 л/с выходят в левом борту долины ручья Горячего в 200 м ниже впадения в него ручья Крутого, на высоте 50 м над уровнем моря. В пятиметровом уступе этого же левого борта на протяжении 200 м наблюдается еще около 20 выходов с температурой до 43 °C и дебитом не более 0.1 л/с в каждом. Еще ниже по течению ручья Горячего, на дне расчищенного в 1969 году бассейна, отмечено около 10 выходов термальных вод с температурой 47–50 °C и дебитом менее 0.1 л/с в каждом. В 1970–1976 гг. в пределах участка было пробурено 18 скважин, из которых пять вскрыли термальные воды. Большинство скважин – мелкие, глубиной от 6 до 16.5 м, но три более глубокие. При этом скв. 13Т глубиной 50 м вскрыла воду с температурой 55 °C, скв. 14Т (150 м) – 70 °C, а скв. 3Т (94 м) – только 3 °C, хотя от «горячих» скважин она удалена всего на ~ 150 м.

Во время посещения нами Дежневских источников в конце августа 2002 г. на пойме левого берега ручья Горячего отмечены рассредоточенные маломощные выходы термальных вод с температурой до 36 °C и видимым дебитом порядка 0.0л л/с.

Ниже по течению ручья на дне и берегу искусственного котлована были встречены высачивания воды с температурой до 57.5 °C. Помимо источников, на том же левом берегу находятся три самоизливающие скважины – Верхняя, Центральная и Нижняя. Точно отождествить их с показанными на рис. 3.2.1.2 скважинами не удалось, но, по-видимому, скв. Верхняя (рис. 3.2.1.3) соответствует скважине 14Т, скв. Центральная – скважине 1Т, а скв. Нижняя (рис. 3.2.1.4) скважине 13Т.

Скважины почти до устья забросаны камнями и мелкой щебенкой. Дебит самоизлива скважин замерить не удалось, но визуально он меньше 0.3 л/с (дебита самоизливающей скважины на Чаплинских источниках). В скважинах спора-

Рис.3.2.1.3. Дежневские источники, скважина Верхняя (отмечена стрелкой). *Фото авторов*



дически выделяется газ. Температура воды на изливе была в Верхней скважине 69 °С (в скв. 14т она составляла 70 °С на глубине ~70 м), в Центральной – 60.1 °С, в Нижней – 52.8 °С. К Центральной скважине примыкает искусственный бассейн (рис. 3.2.1.5) размером 3.5 × 2.0 м², глубиной ~ 1 м с температурой воды 31 °С (со дна его выделяются пузырьки газа), так что температура воды на изливе скважины может быть занижена из-за охлаждения водой бассейна. Недалеко от скважины Нижней (рис. 3.2.1.4) находится котлован размером приблизительно 10 × 35 м, со дна которого также поднимаются газовые пузырьки.

Геофизические исследования, проведенные на месторождении [Карасева, 1976], показали, что в местах выхода термальных вод выделяется зона с сопротивлением <100 Ом/м, интерпретируемая как сквозной талик. Площадь с пониженным сопротивлением занимает всю пойменную часть долины ручья Горячего, что свидетельствует о расширении на глубине зоны с повышенной минерализацией подземных вод.

Химический состав и изотопные характеристики

Для определения *химического состава* термоминеральных вод нами были взяты пробы из указанных выше самоизливающих скважин. Полученные результаты приведены в табл. 4.1.1. и, частично, в табл. 3.2.1.1.

По количеству растворенных солей – Дежневские термы, наряду с Чаплинскими, а также Нешканскими и Оранжевыми (тт. 10 и 14, см. ниже), являются самыми минерализованными из всех обследованных источников.

Воды скважин Верхней и Центральной несколько отличаются величиной рН (5.9 и 7.7 соответственно). По химическому составу воды хлорид-

ные натриево-кальциевые. Содержание кремниевой кислоты – 20–25 мг/л, ниже, чем указанные Карасевой [1976] 30–60 мг/л. Cl/Br-коэффициент в термальных водах составляет 247–281 (в среднем 264), что близко, но все же ниже величины, характерной для морских вод (~300). Концентрация Ca²⁺ в термальных водах приблизительно в 4 раза выше, чем в морской воде, в то время как концентрации SO₄²⁻ и Mg²⁺ в водах скважин (92.1 мг/л, 100.3 мг/л и 2.4–7.3 мг/л соответственно), напротив, на порядки величин меньше, чем в океанической воде.

Литературные данные о минерализации термальных вод Дежневских источников, представленные вместе с нашими в табл. 3.2.1.1, довольно противоречивы. Так, в работе А.А. Зеленкевича [1963] минерализация вод оценивается в 13.8 г/л, а по данным [Стремяков и др., 1957] эта величина составляла в марте 1956 г. 14 г/л, а в декабре того же года – 39.8 г/л. Чем вызвано такое расхождение



Рис. 3.2.1.4. Скважина Нижняя на берегу котлована с теплой водой (отмечена стрелкой). *Фото авторов*



Рис. 3.2.1.5. Бассейн у скважины Центральная. Фото авторов

ние, остается загадкой. По данным же О.М. Карасевой [1976], минерализация термальных вод составляет 18.0–20.9 г/л, что соответствует как полученной нами, так и определению А.Д. Киевского [2006]. В то же время, химический состав

термальных вод по О.М. Карасевой (табл. 3.2.1.2) находится в явном диссонансе с таковым в табл. 3.2.1.1. В первую очередь это относится к различию в концентрациях кальция и магния – высокие содержания магния и крайне низкие концентрации кальция в анализах О.М. Карасевой по сравнению с данными других авторов, включая и наши определения. Это привело и к изменению химического типа вод с натриево-кальциевого на натриево-магниевый у О.М. Карасевой. Вызывает недоумение и столь разительное изменение концентраций кальция и магния в воде скважины 1Т при опробовании в 1974 и 1975 гг. при сходных содержаниях других ионов и величинах общей минерализации.

Изотопный состав водорода и кислорода в Дежневских термальных водах (рис. 3.2.1.6) аналогичен таковому в местных метеорных водах, что исключает поступление в современную гидротермальную систему воды из Берингова моря, которое предполагала О.М. Карасева, исходя из гидрохимических данных.

Свободная газовая фаза гидротерм почти целиком состоит из азота ($[N_2] = 94.6 \text{ \% об.}$ (табл. 3.2.1.2). Концентрации инертных газов He и Ar довольно высоки, составляя 0.3 и 1.4 % об. соответственно. Отношение $N_2/Ar = 68$ – промежуточное между таковым в свободном воздухе (84) и водорастворенном (~40), что указывает на атмосферное происхождение азота, а изотопное

Таблица 3.2.1.1. Химический состав термальных вод Дежневских источников

Место отбора	Год отбора	Формула ионно-солевого состава, мг-экв %	Источник сведений
Источник	1955	$M_{39.8}Cl99/(Na+K)59Ca21Mg20 \text{ pH}6.2 \text{ T}32^\circ\text{C}$	Стремяков ¹⁾ и др., 1957
Грифон	<1962	$M_{13.8}Cl98/(Na+K)70Ca24 \text{ pH}7.2$	Завгородний, 1962
Источник	<1963	$M_{13.8}Cl96/(Na+K)70 \text{ T}32^\circ\text{C}$	Зеленкевич, 1963
Источник	1968	$M_{15.7}Cl99/Na73Ca27 \text{ pH}7.3 \text{ T}47^\circ\text{C}$	Кириллов ²⁾ и др., 1969
Среднее из 2-х проб, %	<1981	$M_{15.7}Cl98/(Na+K)71Ca27Mg2 \text{ pH}7.3 \text{ T}70^\circ\text{C}$	Экосистемы..., 1981
Проба 9е	2004	$M_{20.4}Cl100/(Na+K)75 \text{ Ca}25 \text{ pH}6.7 \text{ T}68.5^\circ\text{C}$	Киевский и др., 2006
Проба 9а	2002	$M_{19.6}Cl99/Na72Ca26 \text{ pH}5.9 \text{ T}69^\circ\text{C}$	Эта работа
Проба 9б	2002	$M_{19.8}Cl99/Na71Ca27 \text{ pH}7.8 \text{ T}60.1^\circ\text{C}$	Эта работа
Проба 9в	2002	$M_{9.3}Cl99/Na72Ca26 \text{ T}52.8^\circ\text{C}$	Эта работа

Примечания: ¹⁾ Стремяков и др., 1957 – ссылка в *Каталог минеральных вод СССР*, 1969;

²⁾ Кириллов и др., 1969 – ссылка в *Гидрогеология СССР*, 1972.

Таблица 3.2.1.2. Состав выведенных скважинами вод Дежневских источников (мг/л), по данным О.М. Карасевой [1976]

	Скв. 1Т	Скв. 1Т	Скв. 13Т	Скв. 4 Т
Дата	1974	22.08.75	24.08.75	09.06.76
Глубина, м	14	14	50	150
t, °C	52	н/д	55	66
M, г/л	20.9	19,5	18,0	19.8
pH	7.0	6.5	6.7	7.0
Cl, мг/л	11314	11578	10875	11851
SO ₄ , мг/л	104.5	94.9	163.0	98.8
HCO ₃ , мг/л	42.7	115.9	78.1	238
Na+K, мг/л	6952.2	5572	5235	5743
Ca, мг/л	1743.5	5.0	0.2	0.2
Mg, мг/л	36.5	1750	1579	180.6
	Cl99/(Na+K)68Ca27	Cl99/(Na+K)63Mg37	Cl99/(Na+K)64Mg36	Cl98/(Na+K)94Mg6

отношение аргона ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 296$ – совпадает с воздушным) – на такое же происхождение аргона. Отношение концентраций изотопов гелия $R = ^3\text{He}/^4\text{He} = 42.0 \times 10^{-8}$ существенно превосходит коровое и свидетельствует о присутствии некоторой доли мантийной компоненты в составе спонтанных газов.

Оценка глубинной температуры Дежневских терм различными гидрохимическими геотермометрами (табл. 6.1) дала противоречивые результаты. Наибольшую температуру (213–217 °C) показал Mg/Li-геотермометр (это максимальная оценка среди всех полученных для чукотских терм), а минимальную – «кварцевый» (69–77 °C), «щелочные» геотермометры дали промежуточные оценки (152–201 °C).

Суммарный расход и тепловая мощность

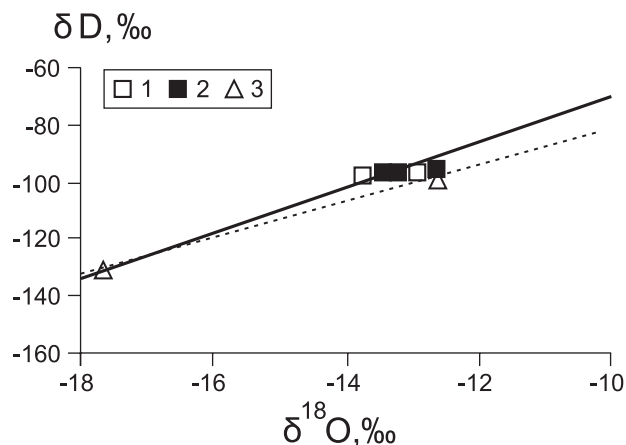
Суммарный дебит естественной разгрузки Дежневских гидротерм по причинам, указанным выше, нами оценен не был. Согласно данным геологов Восточно-Чукотской геолого-разведочной экспедиции [Карасева, 1976], естественные запасы термальных вод, оцененные простым суммированием дебитов единичных выходов

без учета разницы их температур, составляли 3.5–4.5 л/с. В результате же разведочных работ и испытаний пробуренных скважин они определили их эксплуатационные запасы. Суммируя результаты режимных наблюдений за самоизливом скважин 13т и 1т и опытных откачек из скв. 14т, они оценили запасы по категориям В + С₁ в 5.1 л/с для «усредненной» температуры скважин, равной 59.5 °C.

Основываясь на этих данных, вынос тепла Дежневскими гидротермами можно оценить в $5.1 \text{ л/с} \times 59.5 \text{ °C} = 303.4 \text{ ккал/с}$. Но использование в таких расчетах «усредненной температуры» кажется не вполне корректным. Более точные результаты можно получить, учитывая

Рис. 3.2.1.6. Изотопный состав О и Н в водах Дежневских источников

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8



различия в температуре и минерализации воды, изливаемой разными скважинами. Считая, что наиболее высокотемпературный (70 °С) выход в максимальной степени соответствует глубинным термальным водам, мы оценили их долю в наблюдаемом общем расходе термальных вод и нашли, что уточненная таким образом тепловая мощность их разгрузки равна 340 ккал/с, что отличается от оценки О.М. Карасевой менее, чем на 10 %. Аналогичную оценку 340 ккал/с = 1.42 МВт_Т получил и А.Д. Киевский [2006].

Возможности освоения

Из всех известных термальных источников Восточной Чукотки Дежневские расположены ближе всего к потенциальному потребителю. Всего в 8 км от них находится пос. Уэлен – главный населенный пункт на северо-востоке полуострова, так что их практическое освоение могло бы оказаться очень полезным. Но нынешний уровень изученности месторождения недостаточен, и для его освоения нужны дальнейшие геологоразведочные работы. В частности, следовало бы провести термопрофилирование для более детального оконтуривания водоносной зоны термальных вод

и выбора оптимальных мест заложения эксплуатационных скважин.

Разрабатывая технологическую схему освоения ресурсов Дежневского месторождения, следует учесть, что высокая минерализация термальных вод препятствует их прямой подаче в теплофикационную систему и требует использования теплообменников.

Воды Дежневских источников обладают бальнеологическими свойствами и могут быть пригодны для лечения травм, кожных и некоторых желудочно-кишечных заболеваний, болезней систем кровообращения, нервной, костно-мышечной, органов дыхания и пищеварения, сахарном диабете [Карасева, 1976; Киевский и др., 2006]. Для уточнения бальнеологической ценности и решения вопроса практического использования воды источника необходимо провести исследования по санитарно-микробиологическим и радиологическим показателям воды, а также продолжить исследования по оценке качества в сезонной динамике.

В настоящее время Дежневские источники входят в состав национального парка «БЕРИНГИЯ» как водно-ботанический памятник природы «ВОСТОЧНЫЙ».

Таблица 3.2.1.3. Химический состав свободной газовой фазы Дежневских источников

Место отбора, № проб	Год отбора	Газовый состав, % об										Источник сведений
		O ₂	CO ₂	CH ₄	N ₂	Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	He	⁴ He/ ²⁰ Ne	R _{изм} × 10 ⁻⁸	R _{испр} × 10 ⁻⁸	
н/д	1974	1.85	0.04	1.04	96.83	н/д	н/д	0.239	н/д	н/д	н/д	Карасева, 1976
Источник 1	2004	н/д	0.43	1.08	98.2	1.4	296	0.320	н/д	н/д	н/д	Киевский и др., 2006
Скв. Центральная	2002	0.012	0.05	1.04	94.6	н/д	н/д	0.305	292	42	42	Эта работа

Примечание: н/д – нет данных.

3.2.2. ПЫКЕЛУНЬВЕЕМСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 18 (66° 08' 30" N, 170° 16' 45" W)

Источники (т. 18 на рис. 1) разгружаются в долине реки Пыкелуньвеем в 2–2.5 км от места ее впадения в реку Кооленьвеем. Ближайший населенный пункт – с. Уэлен, находящееся в 25 км от источников к северо-востоку.

Они впервые описаны И.М. Саргиной в 1955 г. [Саргина и др., 1956]. Это описание практически дословно повторено в книге А.И. Калабина [Калабин, 1959]. Некоторые данные об этих источниках приводятся в работе [Владимирцева, 2001_а]. Более детально Пыкелуньвеемские источники были изучены в 2004 г. сотрудниками ФГУПП «Георегион», г. Анадырь [Киевский и др., 2006], которые передали нам образцы проб газа для изучения изотопного состава, так как посетить эти источники нам самим не удалось. Нижеследующее краткое описание источников сделано по данным упомянутых выше исследователей.

Геологическая ситуация

Эти исследователи по разному описывают геологическую обстановку в районе источников. По описанию И.М. Саргиной с соавторами [1956], источники разгружаются среди темно-серых филитовидных сланцев среднего и верхнего девона. В работе [Владимирцева и др., 2001_а] указано, что водоносными являются нижнекаменноугольные известняки, а источники выходят на их контактах с массивами гранитоидов. И, наконец, А.Д. Киевский [2006] сообщает, что «...в геологическом плане источники приурочены к крупной тектонической зоне северо-восточного простираения, на контакте мраморов пенкигнейской серии нижнего архея и терригенных отложений утавеемской свиты нижнего карбона» [Киевский и др., 2006]. По его мнению, в гидрогеологическом отношении Пыкелуньвеемские источники характеризуют Уэленский гидрогеологический массив Корякско-Чукотской гидрогеологической области.

Морфология выходов

Источники выходят [Саргина и др., 1956] на правом берегу реки в виде трех грифонов среди рыхлых отложений в нескольких метрах от уреза воды. Грифоны расположены в воронкообразных понижениях, связанных с руслом ручья узкими протоками. Дебит каждого грифона – около

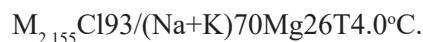
0.5 л/с, температура воды 4 °С при температуре воздуха 6 °С.

А.И. Калабин, дополняя написанное выше, подчеркнул, что «...три грифона ...расположены на одной линии, имеющей северо-восточное направление, совпадающее с направлением крупной тектонической зоны, с которой и связаны формирование и разгрузка вод источников» [Калабин, 1959].

Более подробное описание морфологии выходов источников дает А.Д. Киевский. Он указывает, что «...источники приурочены к отрицательным формам рельефа... и сосредоточены на площади 60х100 м. Они, преимущественно, восходящие, сопровождаются спонтанным выходом газов. Проявляются в виде мелких грифонов в днищах воронок и канав, залитых водой, и русле ручья ... на протяжении 120 м... На выходе водовмещающими породами являются гравийно-галечниковые отложения поймы и глыбовые отложения мраморов. Вода прозрачная, без запаха, солоноватая с минерализацией 2.3–2.7 г/л, при температуре 3.1–5.5 °С, рН – 7.5–7.8...» [Киевский и др., 2006]. По его оценке, суммарный дебит составлял 18.9 л/с.

Химический состав и изотопные характеристики

По данным И.М. Саргиной и др. [1956], ионно-солевой состав минеральных вод имеет вид:

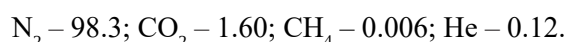


Почти такой же химический состав воды источников приводит А.Д. Киевский [2006]:



В записке [Владимирцева и др., 2001_а] указан ошибочный температурный интервал вод источников 4 – 35? °С.

Химический состав проанализированной нами пробы спонтанного газа из-за достаточно высокой концентрации в пробе кислорода (6.9 % об) был пересчитан нами на «безкислородный» (в % об.):



Отношение $N_2/Ar_{\text{АТМ}}$ (104), превышающее атмосферное (84), указывает на примесь в газе неатмосферного азота (табл. 5.2.3).

Таким образом, воды Пыкелуньевеемских источников по химическому составу являются хлоридными натриево-кальциевыми или натриево-кальциево-магниевыми, слабominерализованными ($M > 2$ г/л), а по газовому составу – азотными с добавкой «избыточного» (неатмосферного, т. е. глубинного) N_2 и большей, чем в атмосфере, примесью CO_2 . Самым же веским аргументом в пользу присутствия в Пыкелуньевеемских источниках глубинных компонентов является изотопный состав гелия в их газовой фазе: измеренная в ней величина $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 77 \times 10^{-8}$ при отноше-

нии ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne} = 51$, исключающей контаминацию атмосферой. Эти особенности вод подкрепляют отнесение их к «термальным» в геофизическом смысле. Концентрация Ar составляет 0.89 % об. и в его изотопном составе примеси неатмосферного ${}^{40}\text{Ar}_{\text{РАД}}$ не наблюдается (табл. 5.1.2).

Возможности использования

По заключению Томского НИИ курортологии и физиотерапии, приведенному в отчете экспедиции ФГУГП «Георегион» [Киевский и др., 2006], вода Пыкелуньевеемских источников является природной питьевой лечебно-столовой водой. Но для ее практического использования необходимо провести дополнительные исследования.

3.2.3. ТАНАТАПСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 19 (66° 19' 05" N, 171° 36' 25" W)

Местоположение

Источники (№ 19 на рис. 1), обследованные, по-видимому, впервые в 2004 г. [Киевский и др., 2006], находятся в долине ручья Фламинго в 400 м от места его слияния с ручьем Гырғынваам, вместе с которым они образуют реку Танатап – правый приток р. Чегитунь в ее среднем течении. Мы не смогли их посетить, но исследовали образец спонтанно выделяющейся из источников газовой фазы, который для изотопного анализа нам передал А.Д. Киевский.

Геологическая позиция и морфология выходов

Согласно его наблюдениям, в геологическом отношении источники находятся в зоне распространения мраморов нижнего архея и расположены в зоне тектонического разлома.

Они выходят на первой надпойменной террасе в 0.4 км и в 1.7 км от слияния ручьев. Это два групповых выхода многочисленных мелких грифонов в днищах «блюдецобразных» воронок диаметром до 7 м, залитых водой, сопровождающихся выделением газов. Дебит одного источника 10.1 л/с, другого – 21.4 л/с. Вода пресная, приятная на вкус, прозрачная, без запаха, с минерализацией 0.15 г/л, при температуре 4.7 °C и pH 7.1.

Химический состав

и изотопные характеристики

Солевой состав вод отвечает формуле



В полученной пробе спонтанного газа нами была определена очень высокая концентрация кислорода – 11.5 % об., поэтому результаты анализа были пересчитаны на «безкислородную» концентрацию. В спонтанно выделяющейся газовой фазе преобладает азот (97.7 % об.) с заметной примесью явно неатмосферного компонента – углекислого газа (2.3 об. %) (табл. 5.1.1). В предоставленном нам образце газа определено отношение концентраций ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne} = 51$, которое гораздо больше атмосферного значения (~0.287). Это указывает на пренебрежимо малую контаминацию танатапского газа [${}^4\text{He} = 0.008$ % об.] воздушным гелием ($R_{\text{АТМ}} = 1.4 \times 10^{-6}$), но при этом на явную примесь глубинного компонента ($R_{\text{МОРБ}} = 1.2 \times 10^{-5}$). Концентрация Ar составила 0.9 % об., а его изотопное отношение ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} = 294$, что говорит об отсутствии избыточного (радиогенного) аргона (табл. 5.1.2).

Практического значения Танатапские источники не имеют.

3.2.4. МАМКИНСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 20 (66° 50' 09" N, 171° 33' 40" W)

Местоположение

Эти источники (т. 20 на рис. 1) выходят в долине реки Иынройгынайваам в 3.4 км от ее устья выше по течению. Как Пыкельунвээмские и Танатапские, они нами не опробовались. Источники были открыты только в 2004 г. экспедицией ФГУГП «Георегион» под руководством А.Д. Киевского, передавшего нам для анализа образцы спонтанно выделяющейся газовой фазы.

Геологическая позиция и морфология выходов

По его данным [Киевский и др., 2006], источники в геологическом отношении приурочены к площади распространения гнейсов нижнего архея, перекрытых аллювиальными валунно-галечниковыми отложениями. Выходы их наблюдаются в левом борту долины на пойме у подножья пролювиального конуса выноса. Они представляют собой мелкие грифоны в дне отрицательных форм рельефа (канавы, воронки), сопровождаясь пульсирующим через 3–4 минуты выделением мелких пузырьков газа.

Химический состав

Формула ионно-солевого состава вод Мамкинских источников имеет вид



Вода прозрачная, без запаха, ультрапресная с минерализацией 0.065 г/л. Температура воды в разных выходах от 4 до 11.8 °C, pH 6.8, суммарный дебит источников был оценен в 4.3 л/с.

В воде Мамкинских источников нами была определена самая высокая концентрация кислорода (17.2 % об.), свидетельствующая о присутствии в пробе атмосферного воздуха. Это подтверждается и очень низкой величиной отношения $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} = 0.643$. Из-за этого, как и в двух предыдущих случаях, газовый состав был пересчитан с поправкой на кислород.

В выделяющихся газах преобладает азот (96.7 %), с заметной примесью углекислого газа (3.3 % об.). Измеренное в этом газе изотопно-гелиевое отношение $R_{\text{изм}} = 1.18 \times 10^{-6}$ в этом газе гораздо выше, чем коровое $R_{\text{рад}} = (2 \pm 1) \times 10^{-8}$, но величина отношения $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} = 0.643$ очень близка к атмосферной (~0.287), указывая на сильную контаминацию атмосферой ($R_{\text{атм}} = 1.4 \times 10^{-6}$). Концентрация Ar составила 0.79 % об., а его изотопное отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295$, что говорит об отсутствии избыточного (радиогенного) аргона (табл. 5.1.1 и 5.1.2).

Практического значения источники не имеют.

3.2.5. КУКУНЬСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 5 (65° 34' 42" N, 171° 29' 25" W, Н = 74 м)

Источники (т. 5 на рис. 1.) были обнаружены в середине 1930-х гг. [Пономарев, 1936; Никольский, 1937], неоднократно обследовались позже (см. например, [Калабин, 1959; Иванов, 1960; Романова и др., 1969_ф] и др.). Детально они были изучены Восточно-Чукотской геолого-разведочной экспедицией СВПГУ в 1984–1986 гг. с целью подсчета эксплуатационных запасов термальных вод [Карасева, Сафаргалиев, 1986_ф]. Эти исследователи застали на ключевой площадке каптажное сооружение – построенный еще в 1973 году водосборное сооружение («куб»), из которого термальная вода отводилась по трубам для теплоснабжения существовавших здесь тогда пионерского лагеря, общежития-профилактория, четырех жилых домов

(всего 6 квартир) и теплицы площадью 1000 м². На момент их опробования нами в 2002 г. на площадке сохранились теплица и два гостевых домика, крытый и закрытый бассейны (рис. 3.2.5.1).

В августе 2002 года, одновременно с авторами работы, на источниках провели наблюдения сотрудники Национального энергетического управления Исландии (Orkustofnun). В 2004 г. Кукуньские источники были повторно опробованы нами, а также геологами анадырьского управления «Георегион» [Киевский и др., 2006].

Местоположение

Кукуньские источники выходят в долине ручья. Безымянного, левого притока р. Кукунь, в ~7 км



Рис.3.2.5.1. Кукуньские источники, общий вид. Фото авторов

от ее впадения в Мечигменский залив. Они находятся в 13 км северо-восточнее пос. Лорино (поэтому другое их название – Лоринские горячие) и в 45 км от пос. Лаврентия, центра Чукотского района ЧАО.

Геологическая ситуация

Разгрузка термальных вод идёт у подножия левого борта трогообразной плоскодонной долины шириной ~200 м с крутыми, 30–40° бортами, покрытыми делювиальным чехлом мощностью 2–5 м. Нижние их части задернованы и местами заболочены. Источники расположены на поверхности и у основания останца I надпойменной террасы высотой около 3 м, сложенной аллювиальными валунно-галечниковыми отложениями, сцементированными железисто-кремнистыми осадками гидротерм. На участке выхода источников левый борт долины сложен гранитами, гранит-порфирами и граносиенитами верхнемелового возраста, правый – кристаллическими сланцами палеозоя (?) [Карасева, Сафаргалиев, 1986]. Источники находятся в зоне тектонического контакта интрузивного массива с метаморфической толщей. Судя по локализации разгрузки, они приурочены к месту пересечения этой зоны со значительно менее мощным разломом субширотного направления. А.И. Калабин [1959] указывал, что «...шурфами, пройденными по профилям через 20–50 м, было выяснено, что термоминеральная вода разгружается в узкой полосе шириной 30–35 м, вытянутой поперек долины».

В гидрогеологическом плане месторождение приурочено к Мечигменско-Колочинскому гидрогеологическому массиву Корякско-Чукотской гидрогеологической области [Киевский и др., 2006].

Морфология выходов

Поверхностные выходы Кукуньских гидротерм, в отличие от многих других термальных ключей, сосредоточены на небольшом участке площадью менее 500 м² (рис. 3.2.5.2).

В естественном виде источники на ключевой площадке не сохранились. Одна их группа на останце надпойменной террасы («грифон № 1» по О.М. Карасевой и И.Д. Сафаргалиеву [1986]) заключена в капитальное водосборное сооружение, построенное еще в 1973 г. Оно представляет собой двойной бетонный колодец. Из внутреннего колодца площадью 2 × 4 м², который непосредственно каптирует выходы терм с температурой 60°C, вода через отверстия в его стенах переливается во внешний размером 6.4 × 7.2 м² при высоте стенок ~2 м. В результате зеркало воды во внешнем колодце поднято над поймой на 3–4 м, что позволяло подавать термальную воду к располагавшимся на пойме объектам-потребителям самоотком по трем трубопроводам (рис. 3.2.5.3).

Термальная вода переливается через стенки сооружения, образуя два мощных термальных ручья, и лишь малая ее часть отбирается через трубопровод для обогрева действующей здесь теплицы и двух гостевых домиков. В центре и местами по краям колодца вода «кипит» от пузырей газа (рис. 3.2.5.4).

В 30 м юго-западнее каптажа, также на месте естественных источников, подпрудой и расчисткой создан термальный бассейн – «грифон № 2» по О.М. Карасевой и И.Д. Сафаргалиеву [1986]. Его нынешние размеры ~20 × 30 м, глубина – до полутора метров. В северной его части сосредоточены многочисленные газлирующие выходы термальных вод с температурой до 57°C. Посреди бассейна построена дощатая крытая купальня (рис. 3.2.5.3).

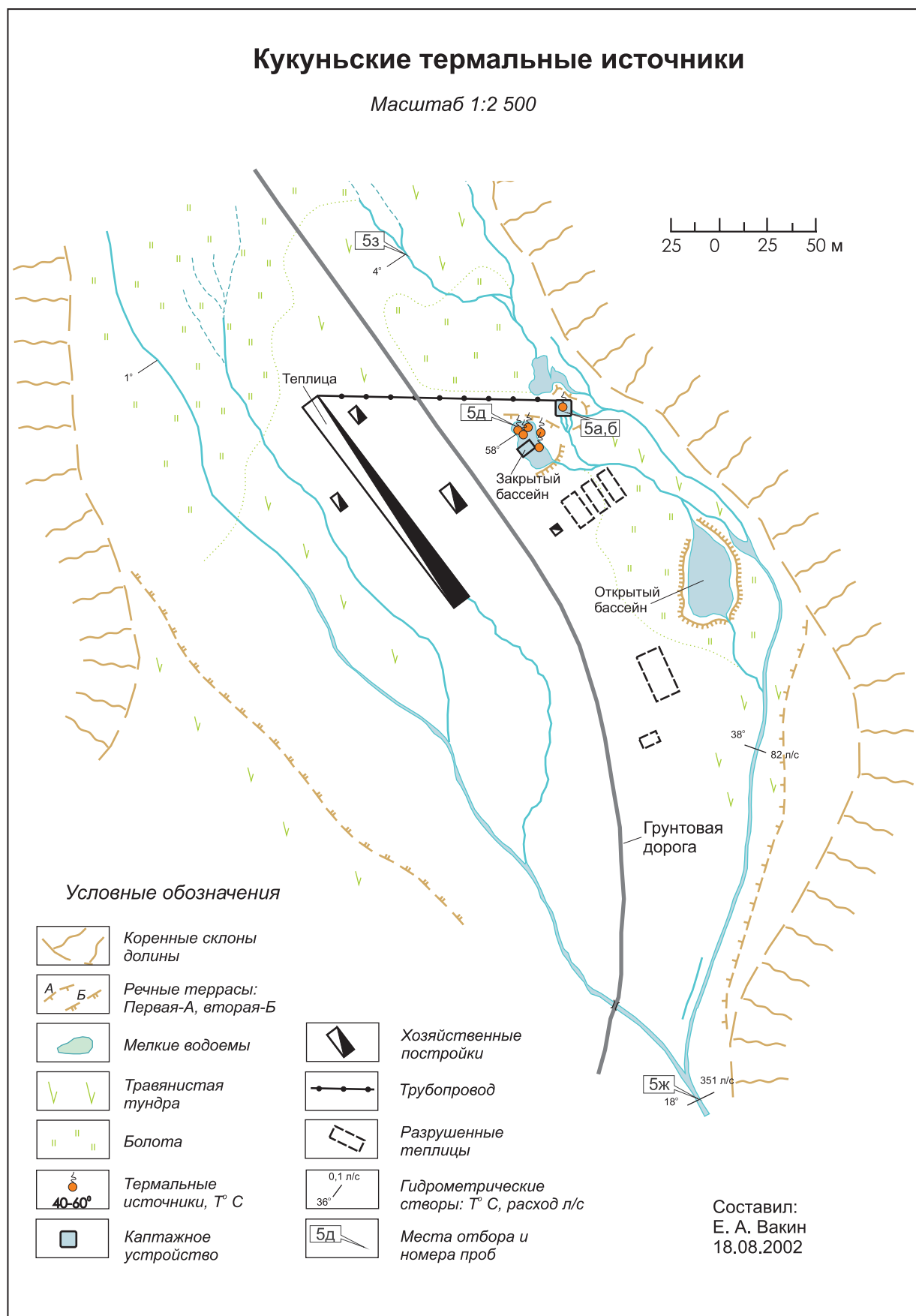


Рис. 3.2.5.2. Схема выходов Кукуньских источников (составлена Е.А. Вакиным)



Рис. 3.2.5.3. Кукуньские источники. На переднем плане в центре – каптаж грифона № 1, от него идет теплопровод, далее – термальный бассейн с дощатой крытой купальней (грифон № 2), на заднем плане – гостиница и тепличное хозяйство. *Фото авторов*

Термальные воды заболачивают пойму, питают открытый купальный бассейн (вырытый бульдозером водоём размером $50 \times 20 \text{ м}^2$) и собираются в тёплый ручей с температурой 38°C и расходом 182 л/с у подножия крутого коренного склона до-



лины (рис. 3.2.5.1 – водоем на переднем плане рисунка). Бассейны и горячие водотоки зарастают термофильными водорослями, которые активно выделяют кислород, повышающий целебные качества гидротерм (рис. 3.2.5.5).

Вне участка разгрузки других, даже слабых и низкотемпературных источников нет, но вдоль долины ниже по течению на протяжении 3 км прослеживается сплошной талик, возможно, созданный подрусловым стоком гидротерм. Геологи ВЧГРЭ отметили, что в октябре-мае в 1.5 км ниже источников образуется наледь мощностью до 1.5 м и объемом $\sim 3500 \text{ м}^3$, частично связанная, по их предположению, с разгрузкой гидротерм (см. рис. 3.2.5.6).

Благодаря неоднократным посещениям гидрогеологов, имеются данные о температурном режиме и дебите «грифонов» (табл. 3.2.5.1).

Химический состав и изотопные характеристики

В табл. 3.2.5.2 собраны данные различных авторов о *химическом составе* термальных вод Кукуньских источников, начиная с 1935 года. Как видно из этих данных, воды Кукуньских источников – маломинерализованные (3.2–5.23 г/л), слабощелочные ($\text{pH} = 7.0\text{--}7.7$), хлоридные, натриево-кальциевые. Температура воды в различных

Рис. 3.2.5.4. Термальный ручей из грифона № 1. *Фото авторов*

Таблица 3.2.5.1. Режим деятельности «грифонов» Кукуньских терм

Период наблюдений	Исследователи	Грифон № 1		Грифон № 2	
		Расход, л/с	t, °C	Расход, л/с	t, °C
1955	В.В. Иванов	30	58-61	7-10	53
1958-1959	В.Ф. Завгородний	36	59	13	53
1960	В.Ф. Завгородний	32.5	58-59	15	45
1984-1986	О.М. Карасева, И.Д. Сафаргалиев	44	58	10	48
2004	А.Д. Киевский	39	58.9	15.8	54.2
2002	Эта работа	н/д	60	н/д	53
2004	Эта работа	н/д	56.5	н/д	н/д

выходах источников колеблется от 45 до 61 °C. Величина отношения $[Cl]/[Br]$ чуть больше 250 (табл. 4.1.1).

Таким образом, за семидесятилетнюю историю наблюдений химический состав термальных вод оставался практически постоянным.

Режимные наблюдения, проведенные в 1984–1986 гг., выявили несколько меньшую минерализацию воды в грифоне № 2 и ее небольшое колебание в обоих грифонах (табл. 3.2.5.3).

Систематические различия в величине минерализации вод «грифонов» №№ 1 и 2 качественно согласуются с разницей их температур, что указывает на большее разбавление термальных вод холодными во втором из них и, следовательно, на его относительную «периферийность» в данном очаге разгрузки гидротерм.

По изотопному составу кислорода и водорода (рис. 3.2.5.7) термальные воды Кукуньских источников резко контрастируют с морской водой и сходны с местными поверхностными.

Впервые газовый состав Кукуньских гидротерм (табл. 3.2.5.4) был определен А.П. Никольским [1937] в августе 1935 года, который обнаружил в нем 97.7 об. % N_2 и 2.3 об. % CO_2 . Доминирование азота в составе свободного газа было в дальнейшем подтверждено и достаточно многочисленными данными позднейших исследователей [Иванов, 1960; Завгородний, 1960; Зеленкевич, 1963; Романова и др., 1969; Карасева, Сафаргалиев, 1986 и др.]. В частности,

по нашим определениям 2002 и 2004 гг. его концентрация в грифонах № 1 и № 2 составила 96.4 – 97.5 об. %. Происхождение азота – воздушное, так как отношение $N_2/Ar = 58.4–59.8$ находится в вилке этих значений в атмосфере (84) и водорастворенном воздухе (44).

Доля всех остальных компонентов в спонтанно выделяющемся газе не превышает 3 % об. и, как правило, еще меньше.

Но в водорастворенном газе (в/р), как следует из данных [Карасева, Сафаргалиев, 1986], (табл. 3.2.5.4) весьма значительна примесь углекислоты, растворимой гораздо лучше азота – ее содержание в пробах из «грифона» № 2 составляло 14.6–29.7 % об., а при вычете примеси воздуха (о которой говорит концентрация O_2) оно должно быть еще больше, ~20–30 об. Такое содержание CO_2 в Кукуньских газах делает их похожими на азотно-углекислые термы [Иванов, 1960; Конов, 1983], обычно обладающие высоким тепло-



Рис. 3.2.5.5. Термофильные водоросли в ручье из грифона № 1. Фото авторов

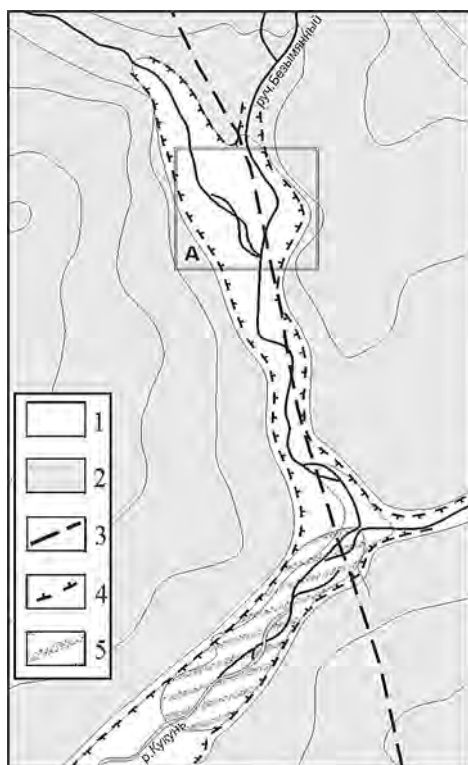


Рис. 3.2.5.6. Схема выходов Кукуньских источников (по [Карасева, Сафаргалиев, 1986; Владимирцева и др., 2001_а], упрощено)

Условные обозначения: 1 – современные аллювиальные отложения (талики), 2 – граносиениты верхнего мела, 3 – разлом, с которым связаны минеральные воды, 4 – контуры сквозного талика в зоне трещиноватости граносиенитов, 5 – наледь. Врезка А – см. рис. 3.2.5.2

высокотемпературные. Они представляют большую бальнеологическую ценность, которая стала ясной еще в начале их изучения [Никольский, 1937]. В этой работе было отмечено, что, по заключению профессора Ленинградского НИИ физиотерапии и курортологии Л.И. Вейнгера, «...эти источники должны быть причислены к группе щелочно-солевых, содержащих... CO_2 ... имеют право на включение в число лечебных... и могут быть использованы для питья... в виде ванн и в виде ингаляций для лечения многих заболеваний».

Полезные бальнеологические свойства термальных вод Кукуньских источников подтверждены и в заключении Томского НИИ курортологии и физиотерапии. Воды источников отнесены ими «...к группе кремнистых термальных вод для наружного применения...», которые могут использоваться при различных заболеваниях.

Суммарный расход и тепловая мощность

Масштабы открытой разгрузки термоминеральных вод на Кукуньском месторождении были определены режимными наблюдениями Восточно-Чукотской ГРЭ в 1984–1986 гг. Согласно этим наблюдениям, сток из грифона № 1 был определен как минимум 33 л/с воды с температурой 57–58 °С, а из грифона № 2 – 7.2 л/с воды с температурой 47 °С [Карасева, Сафаргалиев, 1986]. Геологами ВЧГРЭ эти оценки были приняты за характеристики естественных ресурсов потока термоминеральных вод и классифицированы как эксплуатационные запасы категории «В» суммарно в размере 3.4 тыс. м³/сутки. Для термальных вод они составили около 2.2 тыс. м³/сутки (с температурой от 48 до 53 °С), а для минеральных лечебных – 1.2 тыс. м³/сутки. Суммарный вынос тепла, по их оценкам, составил примерно в 2.2×10^6 кал/с = 9.3 МВт_т.

Рис. 3.2.5.7. Изотопный состав кислорода и водорода вод Кукуньских источников

Условные обозначения, что и на рис. 3.1.1.8

энергетическим потенциалом. С этим согласуется и величина отношения $^3\text{He}/^4\text{He} = 51.3 \times 10^{-8}$, указывающая на присутствие в Кукуньских газах примеси мантийного гелия.

Оценки глубинной («базовой») температуры Кукуньских терм гидрохимическими геотермометрами показали, что она должна находиться в диапазоне от 116 °С до 207 °С (табл. 6.1).

Концентрация радона в Кукуньских водах отвечает 350 Бк/л [Иванов, 1960], так что они по принятой в России классификации относятся к очень слабо радиоактивным.

По гидрохимическому типу Кукуньские воды – азотные кремнистые, среднеминерализованные хлоридные, натриево-кальциевые, нейтральные,

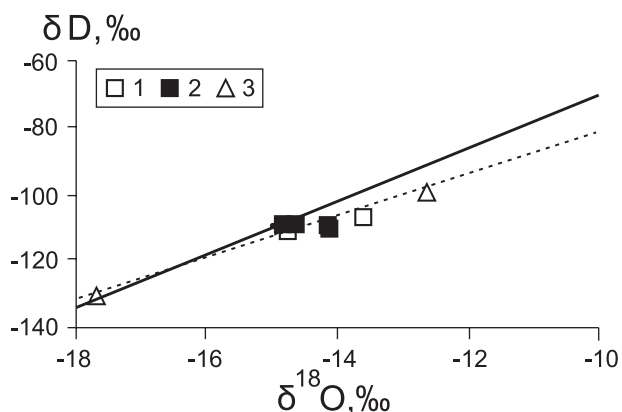


Таблица 3.2.5.2. Ионно-солевой состав термальных вод Кукуньских источников
(по данным различных авторов)

Место отбора	Год отбора	Формула ионно-солевого состава, мг-экв %	Автор
Грифон 1	1935	$M_{4,4}Cl96/(Na+K)60Ca37$ T58°C	Никольский, 1937
Источник	1953	$M_{3,2}Cl96/(Na+K)60Ca37$	Калабин, 1959
Источник	1955	$M_{4,5}Cl96/(Na+K)78Ca22$ pH7.7 T61°C	Иванов, 1960
Грифон 1	1959	$M_{5,3}Cl96/(Na+K)80Ca19$ pH7.2	Завгородний, 1962
Грифон 2	1959	$M_{5,0}Cl96/(Na+K)80Ca18$ pH7.3	Завгородний, 1962
Источник	>1969	$M_{4,9}Cl96/(Na+K)60Ca37$ pH7.2 T45°C	Романова и др., 1969
Источник	>1969	$Cl96/(Na+K)78Ca22$	Каталог..., 1969
Источник	>1971	$M_{4,5}Cl96/(Na+K)79Ca21$	Маврицкий, 1971
Источник	1981	$M_{4,5}Cl96/(Na+K)70Ca30$ pH7.7 T61°C	Экосистемы..., 1981
Грифоны 1 и 2	1984-1985	$M_{3,6-4,8}Cl95/Na75-85Ca20-21$ T50°C	Карасева, Сафурғалиев, 1986
Грифон 1	2004	$M_{4,5}Cl96/(Na+K)81Ca19$ pH7.7 T59.8°C	Киевский и др., 2006
Грифон 1	2002	$M_{5,2}Cl96/(Na+K)79Ca21$ pH7.0 T60°C	Данная работа
Грифон 2	2002	$M_{4,0}Cl96/(Na+K)79Ca21$ pH7.4 T52°C	Данная работа
Скважина	2004	$M_{4,7}Cl96/(Na+K)79Ca21$ pH7.0 T58°C	Данная работа

Но при этом осталась неучтенной скрытая разгрузка гидротерм. Условия же выхода Кукуньских источников позволяют измерить их общий расход, включая скрытую разгрузку, двумя способами: по увеличению температуры и по приращению минерализации в дренирующих водотоках. За эталонную принята вода главного каптированного источника с температурой 58°C (проба 5е, табл. 4.1.1).

Ручей Тёплый собирает весь термальный сток (рис. 3.2.5.2) Пренебрегая охлаждением на протяжении 200 м, можно оценить количество термальной воды в ручье по формуле:

$$V_T = V_{см} (H_{см} - H_{хол}) / H_T = 182 (38 - 4) / 58 = 106 \text{ л/с}$$

где V_T – общий дебит гидротерм в пересчёте на воду с температурой 58 °C л/с, $V_{см}$ – расход смешанной

воды (т. е. расход ручья), H_T , $H_{см}$, $H_{хол}$ – теплосодержание, ккал/кг, численно равно температуре термальной, смешанной и холодной воды. При этом, как уже сказано, не учитывается отбор воды из каптажа по трубопроводу. Такой же «температурный» расчет по нижнему гидрометрическому створу (рис. 3.2.5.2) дает $351(18 - 4) / 58 = 85 \text{ л/с}$.

Гидрохимическим методом (по приращению концентрации Cl^-) расход термальной воды на нижнем створе в пересчёте на эталонную воду с температурой 58 °C, определяется в 65 л/с. Расчет сделан по формуле:

$$V_T = V_p (C_n - C_b) / C_T = 351(490 - 9) / 2590 = 65 \text{ л/с},$$

где V_T – суммарная разгрузка термальных вод, л/с; V_p – расход реки ниже источников, л/с; C_n – концентрация хлор-иона в речной воде, мг/л, ниже источников; C_b – то же выше источников; C_T – концентрация хлор-иона в воде эталонного источника, мг/л. При подобных расчётах, когда расход водотоков измеряется поплавками, точность определения $\pm 20 \%$ считается хорошей.

Разница в результатах замеров на створе ручья Тёплого (106 л/с) и на нижнем створе (85 и 65 л/с) может свидетельствовать об отсутствии скрытой

Таблица 3.2.5.3. Колебания минерализации Кукуньских терм (по О.М. Карасевой и И.Д. Сафарғалиеву [1986])

«Грифон»	Минерализация, г/л		
	апрель-май	июль	сентябрь-октябрь
№ 1	4.7	4.6	4.8
№ 2	4.2	3.8	3.6

Таблица 3.2.5.4. Состав газовой фазы термальных вод Кукуньских источников
(по данным различных авторов)

Место отбора	Год отбора	Газовый состав, % об.										Источник сведений
		O ₂	CO ₂	CH ₄	N ₂	Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	He	⁴ He/ ²⁰ Ne	R _{изм} × 10 ⁻⁸	R _{испр} × 10 ⁻⁸	
б/н	1935	н/д	2.3	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Никольский, 1937
№ 64	1938	2.4	1.2	н/д	95.5	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Завгородний, 1960
б/н	>1963	0.3	1.0	2.0	96.7	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Зеленкевич, 1963
Среднее 3 пробы	>1981	н/д	2	н/д	98	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Экосистемы ..., 1981
Грифон № 1	1985	3.0	1.05	0.74	93.4	1.1	н/д	0.2	н/д	н/д	н/д	Карасева, Сафаргалиев, 1986
Грифон № 2	1985	0.8	0.6	0.6	98.2	1.6	н/д	0.2	н/д	н/д	н/д	Там же
Грифон № 2, в/р.	1985	8.69	14.6	0.01	74.9	1.79	н/д	0.010	н/д	н/д	н/д	Там же
Грифон № 2, в/р.	1985	8.68	29.7	0.01	60.26	1.31	н/д	0.001	н/д	н/д	н/д	Там же
Грифон № 1	2004	8.8	0.5	0.21	91.5	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	Киевский и др., 2006
Грифон № 1	2002	0.57	1.04	0.74	96.4	0.94	300	0.17	137	51.3	51.3	Эта работа
Грифон № 2	2002	0.25	0.66	0.54	97.5	н/д	н/д	0.16	н/д	н/д	н/д	Эта работа
Грифон № 1	2004	0.29	1.37	0.83	96.9	1.33	294	0.18	24	80	80	Эта работа

Примечание: в/р – водорастворенный газ; остальные пробы – свободный газ; н/д – нет данных.

разгрузки между створами и о возможном стоке термальных вод в аллювиальные отложения.

Для прогноза потенциальных тепловых ресурсов Кукуньских гидротерм целесообразно принять величину суммарной естественной разгрузки 65 л/с воды с температурой 58 °С, полученную гидрохимическим методом по выносу Cl⁻. Во первых, этим методом определена естественная разгрузка остальных групп гидротерм, во вторых, эта цифра наиболее близка к полученной 20 лет назад геологами ВЧГРЭ (40 л/с при температуре 58–47 °С) и принятой как эксплуатационные запасы Кукуньских гидротерм по категории «В» (см. выше).

Исходя из оценки общего дебита Кукуньских источников в 65 л/с при температуре воды 58 °С, тепловая мощность их естественной разгрузки может быть определена как 3770 ккал/с = 16 МВт_т.

По оценкам А.Д. Киевского [2006], дебит источника № 1 составляет: 39 л/с при температуре 59.8 °С, а его тепловая мощность – $39 \times 59.8 = 2332.2$ ккал/с или 9.76 МВт_т. Дебит источника № 2 составляет 15.8 л/с при температуре 43.6 °С, а его тепловая мощность – $15.8 \times 43.6 = 688.9$ ккал/с или 2.88 МВт_т.

Итого, по расчетам А.Д. Киевского, суммарная тепловая мощность Кукуньских источников составляет 3002 ккал/с или 12.56 МВт_т.

Возможности освоения

Геологи ВЧГРЭ около 35 лет назад указывали, что «...Кукуньское месторождение термоминеральных вод можно считать подготовленным к промышленному освоению... Вовлечение эксплуатационных запасов термоминеральных вод может обеспечиваться прямым каптированием источников в естественном режиме».

Действительно, концентрированность разгрузки Кукуньских источников предоставляет редкую возможность осуществить практически полный захват восходящего через зону активного водообмена гидротермального потока поверхностными каптажными устройствами, подобными сохранившемуся здесь до сих пор (рис. 3.2.5.3).

Ресурсы, состав и бальнеологические свойства Кукуньских гидротерм весьма благоприятны для их эксплуатации. Наиболее перспективно их сельскохозяйственное освоение (создание тепличного хозяйства окружного значения и реставрация птицефабрики) и организация круп-

ного рекреационного санаторно-туристического комплекса. Более проблематично их теплоэнергетическое использование – для теплофикации пос. Лорино и строительства бинарной ГеоЭС – из-за довольно низкой для этого температуры разгружающихся терм.

В условиях концентрированной разгрузки Кукуньских гидротерм наиболее простым, дешёвым и эффективным является их захват для дальнейшего использования поверхностным каптажным устройством, что потребовало бы лишь ремонта и модернизации сохранившегося водосборного сооружения. Это позволило бы направить в трубопроводы ~40 л/с воды с температурой 58 °С. Таких ресурсов термальных вод хватило бы не только для расширения тепличного хозяйства, но и для создания санаторно-туристического комплекса с пропускной способностью до 100 человек, включающего открытый и закрытый бассейны, лечебные ванны, жилые и подсобные помещения, и, одновременно, для расширения тепличного хозяйства. Пока же для теплоснабжения существующей теплицы и нескольких жилых построек используется не более 10 л/с. В случае увеличения потребностей на Кукуньских источниках можно соорудить каптаж на второй группе источников («грифоне № 2»), на месте сегодняшней закрытой купальни.

Для реализации такого проекта не нужны дополнительные геологические исследования, но потребуются привлечение специалистов для его экономического обоснования и проектирования каптажей и теплофикационных систем.

Рассматривая же вопрос о геотермальном теплоснабжении пос. Лорино и/или строительстве ГеоЭС, нужно выяснить возможность добычи теплоносителя буровыми скважинами. Характер разгрузки Кукуньских гидротерм оставляет мало надежд значимо увеличить температуру теплоносителя путём бурения скважин глубиной менее 500 м. При удалении от коренной струи даже на первые сотни метров такие скважины могут оказаться холодными, а бурение в непосредственной близости к источникам может подорвать их естественную разгрузку без существенного увеличения дебита и температуры добываемых вод.

Тем не менее, существование здесь на глубине более высокотемпературных вод исключить нельзя.

Методом геохимической термометрии (см. выше) был определен диапазон «базовых» температур Кукуньской гидротермальной системы: от 116 °С до 207 °С. Этот метод не позволяет определить местоположения геотермального резервуара в геологическом разрезе, но указывает на возможность существования теплоносителей с такими температурами на неопределённой глубине.

Для определения пунктов заложения скважин следует предварительно провести выше и ниже по долине детальные геофизические исследования (электропрофилирование и магнитометрию), позволяющие оконтурить геотермическую и гидрохимическую аномалию. Данные о конфигурации очага разгрузки можно получить дешёвым и нетрудоёмким методом комплексной почвенно-газовой съёмки с определением в шпурах глубиной до 1 м температуры и концентраций радона, гелия и CO₂. Радоновая съёмка, кроме того, оконтурит участки, опасные для возведения жилых построек и длительного пребывания. По результатам этих исследований следует заложить поперёк долины 3–4 буровых зондировочных профиля по 3 скважины глубиной порядка 50 м на каждом для геотермических измерений (температура, тепловой поток) и, возможно, гидрогеологических исследований. Всё это позволит получить реальные представления о конфигурации восходящего потока термальных вод. Далее следует пробурить 1–2 разведочно-эксплуатационные, желательно наклонные, параметрические скважины глубиной не менее 500 м и провести на них комплекс каротажных исследований и гидрогеологическое опробование (опытные выпуски или откачки) для оценки параметров теплоносителя и водообильности коллекторов, предусмотрев возможность последующего использования этих скважин для добычи термальных вод. Анализ результатов этих работ позволит определить количество, глубину и конструкцию дополнительных эксплуатационных скважин.

В настоящее время Кукуньские источники входят в состав национального парка «БЕРИНГИЯ» (основан в 2013 г.) как водный памятник природы «ЛОРИНСКИЙ» и, как следует из сайта <https://www.marshruty.ru>, в настоящее время на источниках действует бальнеологический курорт «Лоринские горячие ключи».

3.2.6. ИТЫГВЕЕМСКИЙ ИСТОЧНИК № 25 (65° 53' 44" N, 170° 31' 36" W)

Источник под именем Итыкивеемский описан С.Г. Романовой, Э.Г. Жуковой и В.В. Пятницким в 1969 году [Романова и др., 1969, стр. 43], причем координаты источника авторами не указаны. В 2004 году источник под названием Итыгвеемский обследован сотрудниками экспедиции организации «Георегион» [Киевский и др., 2006], которые определили его географические координаты и дали более подробное описание. Другие описания источника нам не известны. Нами источник опробован не был и его изотопные исследования не проводились.

Местоположение

Итыгвеемский источник (т. 25 на рис. 1) расположен в левом борту долины реки Итыгвеем в 3.6 км севернее бухты Пуотен и в 2.8 км от побережья Берингова моря (рис. 3.2.6.1).

Геологическая ситуация

По данным С.Г. Романовой и др. [1969, стр. 27], выход источника приурочен к площади развития мраморизованных известняков пенкигнейской серии протерозоя, нарушенных разломом.

К образованиям, связанным с неогеновым магматизмом, относятся дайки базальтов (bN). Они встречаются, главным образом, в восточной

части территории листа между бухтой Пуотен и оз. Коолень, приблизительно в 20 км от озера среди гранитоидов раннемелового комплекса и метаморфических пород протерозоя. Мощность этих даек 1–2 м, реже достигает 5 м. Протяженность их около 50 м. Эти дайки приурочены, в основном, к мелким разрывным нарушениям, опирающим крупные разломы северо-восточного простирания.

В гидрогеологическом плане проявление расположено в пределах Уэленского гидрогеологического массива Корякско-Чукотской гидрогеологической области. По характеру циркуляции воды трещинно-жильные [Киевский и др., 2006].

Морфология выходов

По описанию А.Д. Киевского, «...долина реки шириной до 200 м, асимметричная, с высоким (до 70 м) правым и низким левым бортами, сложенными делювиально-солифлюкционными щебенисто-глыбовыми образованиями». Ширина русла реки порядка 20 м, глубина – 0.2–0.5 м. Выходы источников минерализованных вод приурочены к левому борту долины, где из-под глыбы мрамора мощными струями выходят 4 источника, образуя ручей (рис. 3.2.6.1). Суммарный дебит проявления измерен в двух створах на ру-



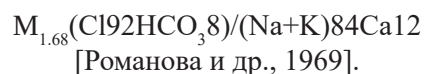
Рис. 3.2.6.1. Итыгвеемские источники, общий вид (по [Киевский и др., 2006])

чьях, образованных источниками, и составляет 71.9 л/с (самая высокая оценка дебита источников среди всех изученных водопроявлений Восточной Чукотки) при температуре воды 3.8–5.3 °С. По оценке же С.Г. Романовой с соавторами [1969], дебит источника 10 л/с, температура воды на выходе – 2 °С. Столь большая разница в величинах дебита у этих авторов требует перепроверки.

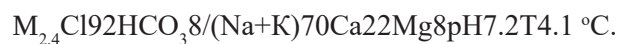
Химический состав

По минерализации и основному ионно-солевому составу вода источника является холодной мало-минерализованной хлоридной натриево – кальциевой.

Формула солевого состава:



Несколько иную формулу ионно-солевого состава для источника № 4 приводит А.Д. Киевский:



Им же отмечено повышенное содержание брома в воде источника.

Наличие газифицирующих источников никем из авторов не отмечалось.

Возможности освоения

По заключению испытательной лаборатории природных лечебных ресурсов Томского НИИ курортологии и физиотерапии [Киевский и др., 2006], вода Итыгвеемского источника является природной питьевой лечебно-столовой водой. Однако, для уточнения бальнеологической ценности и решения вопроса практического использования воды источника необходимо провести дополнительные исследования.

3.2.7. УТАВЕЕМСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 22 (66° 14' 20" N, 170° 42' 28" W)

Источники нами обследованы не были. В литературе какие-либо сведения об этих источниках также отсутствуют. Их единственное описание дано в работе [Киевский и др., 2006], краткая выдержка из которой приводится ниже.

По его данным Утавеемские источники (т. 22 на рис. 1) расположены в левом борту р. Утавеем в 140 м от русла реки. Ближайшие населенные пункты: с. Инчоун в 20 км северо-восточнее и с. Уэлен в 40 км восточнее проявления. Подъездные пути отсутствуют.

В геологическом отношении проявление приурочено к зоне сочленения терригенных отложений утавеемской свиты карбона и гнейсов эттельхвылеутской серии нижнего архея, перекрытых мощным чехлом четвертичных отложений.

В гидрогеологическом плане проявление расположено в пределах Уэленского гидрогеологического массива Корякско-Чукотской гидрогеологической области.

Выходы источников минерализованной воды наблюдаются на поверхности первой надпойменной террасы у подножья уступа третьей надпойменной террасы. Источники нисходящие, в виде

струй воды. Концентрируясь, они являются истоком ручья шириной до 1 м и глубиной 1–3 см. Ручей протекает на СВ вдоль уступа 3 надпойменной террасы, являясь дреной малодебитных источников. По руслу ручья наблюдается буроватый налет. Суммарный дебит проявления составляет 0.6 л/с.

На выходе водовмещающими породами являются пески. Вода прозрачная, с болотным запахом, слегка солоноватая, с температурой 14.3–15.6 °С и минерализацией от 2.8 до 6.2 г/л. По химическому составу хлоридная натриевая, pH = 6.3–7.6. Формула основного ионно-солевого состав подземной воды источника № 1 имеет вид:



В воде источников выявлено повышенное содержание брома.

Подземная вода проявления является природной питьевой лечебно-столовой водой и может использоваться в бальнеологических целях, однако, в связи с малым дебитом источников использование проявления нецелесообразно.

3.2.8. ЛЕВО-ТАРЬЯВЕЕМСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 23 (66° 05' 20" N, 169° 50' 54" W)

Расположены на делювиально-солифлюкционном склоне в 8 км южнее с. Уэлен и в 2.8 км юго-западнее отметки 478.8 м. Координаты: 66° 05' 20" северной широты и 169° 50' 54" западной долготы. Подъездные пути отсутствуют.

Лево-Тарьявеемские источники (т. 23 на рис. 1) нами обследованы не были. В литературе какие-либо сведения об этих источниках также отсутствуют. Их единственное описание дано в работе [Киевский и др., 2006], краткая выдержка из которой приводится ниже.

В геологическом отношении проявление расположено в зоне контакта меловых сиенитов Дежневского массива и алевролитов и глинистых сланцев карбона, перекрытых делювиально-солифлюкционными отложениями. В гидрогеологическом плане проявление расположено в пределах Уэленского гидрогеологического массива Корякско-Чукотской гидрогеологической области.

Шесть нисходящих источников выходят на поверхность из щебенистых и глыбовых отложений вдоль уступа террасы в виде струй воды и, стекая вниз по склону, образуют ручей. Температура воды в источниках изменяется от 7.2 до 11.2 °С. Суммарный дебит источников составляет 5.5 л/с. Вода прозрачная, без запаха, солоноватая.

По химическому составу, хлоридная натриево-кальциевая, с минерализацией от 1.8 до 5.6 г/л, рН = 6.9–7.1. Формула основного ионно-солевого состава имеет вид



Вода проявления является природной питьевой лечебно-столовой водой и может использоваться в бальнеологических целях.

3.2.9. КООЛЕНЬСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 24 (65° 59' 22" N, 170° 58' 41" W)

По описанию А.Д. Киевского с соавторами [2006], Кооленьские источники (т. 24 на рис. 1) расположены в левом борту долины р. Коолень в 1.3 км северо-западнее озера Коолень. Ближайшие населенные пункты: с. Уэлен, в 55 км северо-восточнее, и с. Лаврентия, в 50 км юго-восточнее проявления. Дороги отсутствуют.

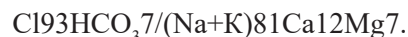
В геологическом отношении источники приурочены к зоне разлома северо-восточного простирания в гнейсах пенкигнейской серии нижнего архея. Коренные породы перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями.

В гидрогеологическом плане проявление расположено в пределах Кооленьского гидрогеологического массива Корякско-Чукотской гидрогеологической области. По характеру глубинной циркуляции воды трещинно-жильные.

Выходы источников минерализованной воды приурочены к отрицательным формам рельефа. Основные выходы приурочены к дну озера овальной формы размером 150 x 60 м, глубиной до 1.6 м. Здесь минерализация воды составляет около 1 г/л, при минерализации в ближайших озерах 0.04 г/л,

а в ручье – 0.03 г/л. Сток из озера площадной происходит по заболоченной поверхности первой надпойменной террасы, в сторону ручья. Еще два источника с минерализацией 1.2 и 1.6 г/л выходят в воронках, залитых водой на поверхности первой террасы. Температура источников – 12.1–13.8 °С. Суммарный дебит источников определить практически невозможно, но он едва ли превышает 1 л/с. Дно озера илистое. Выходов газов не наблюдается.

Вода проявления мутная, с желтоватым оттенком, слегка солоноватая. По химическому составу – хлоридная натриевая, рН = 4.4–6.7. Формула основного ионно-солевого состав подземной воды источника № 1 имеет вид:



По минерализации и основному ионно-солевому составу вода источника является холодной слабо-минерализованной хлоридной натриевой со слабокислой реакцией водной среды.

Практическое освоение источников не целесообразно в связи с их низким дебитом.

3.3. СЕВЕРНЫЙ РАЙОН

3.3.1. НЕШКАНСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 10 (66° 43' 15" N, 173° 18' 11" W, Н = 29 м)

Источники впервые опробованы и описаны М.И. Рабкиным [1937], посетившим их 8 мая 1935 г. В дальнейшем они были более детально описаны И.А. Никитиным и др. [1957_ф], Ю.В. Крюковым и В.А. Казинским [1980], Ю.В. Крюковым [1987] при проведении геологосъемочных работ масштаба 1:500000 и 1:200000. А.И. Калабин [1959] при описании Нешканских источников практически дословно цитирует работу [Рабкин, 1937], а авторы объяснительной записки к листу Q2 – Уэлен *Государственной геологической карты РФ* масштаба 1:1 000 000 [Владимирцева и др., 2001_а] – работу [Крюков, 1987].

В 2004 году источники были обследованы экспедицией ФГУП «Георегион» [Киевский и др., 2006]), а летом того же года Нешканские источники были опробованы авторами данной работы.

Местоположение

Нешканские источники (т. 10 на рис. 1) расположены в безлюдной местности на территории Чукотского района ЧАО в среднем течении ручья Аанрылынеквеем, левого притока р. Тэюкейвеем, в 40 км севернее пос. Нешкан.

Геологическая ситуация

Нешканские источники находятся в Кооленьском гидрогеологическом массиве, сложенном метаморфическими породами архея, протерозоя и раннего палеозоя – мраморами гнейсами, кристаллическими сланцами, гранитогнейсами [Владимирцева и др., 2001_а]. На протяжении 3 км они выходят вдоль широтного разлома, оперенного серией более мелких разрывных нарушений [Крюков, 1987].

Морфология выходов

В месте выхода источников долина ручья Аанрылынеквеем имеет ширину около 30 м (рис. 3.3.1.1). Борта долины крутые, высотой 20–40 м. Многочисленные выходы минерализованной воды прослежены нами на протяжении как минимум 900 м и представляют собой грифоны размером до 0.8 м в диаметре или нисходящие источники. Они расположены на пойме и на склоне первой надпойменной террасы, в основном, на левом и, реже, на правом берегах ручья на высоте до трех метров от уреза воды.

В *Нижней группе* отмечены многочисленные высачивания соленых вод с минерализаци-



Рис. 3.3.1.1. Фрагмент общего вида Нешканских источников. Фото А.Л. Чешко

ей до 39 г/л (по солемеру) и температурой около 15 °С. Места выходов минерализованных вод окрашены в бурый цвет.

В 400 м от нижней группы выше по течению на правом берегу ручья расположена *Средняя группа* источников – площадка с многочисленными мелкими выходами минеральной воды (грифоны и лужицы овальной формы) с соленостью до 39.5 г/л и преобладающей температурой воды – 17 °С. Газотделения нет, или оно спорадическое (возникает, зачастую, только при приближении к очагам разгрузки от сотрясения почвы). Напротив термальной площадки на левом берегу на высоте 2 м находится локальное высачивание минеральной воды с минерализацией 35.7 г/л и температурой 17.2 °С.

Верхняя группа источников (рис. 3.3.1.2) расположена приблизительно еще в 500 м выше средней. В ней на левом берегу реки находятся многочисленные грифоны горячей воды (рис. 3.3.1.3), некоторые из них постоянно газируют. Максимальная температура в них составляет 51.8 °С, в остальных выходах – 38–45 °С. Наибольшая соленость по кондуктометру составила 44.2 г/л.

Оценки дебита источников разными авторами [Рабкин, 1937; Крюков, 1987; Никитин и др., 1957_ф; Киевский и др., 2006] сильно расходятся, составляя от 1.2 до 6.1 л/с.

Химический состав и изотопные характеристики

Вода термальных источников горько-соленая, прозрачная, бесцветная с легким запахом серо-

водорода. По М.И. Рабкину [1937], «...при взбалтывании воды в грифоне и последующем отстаивании на поверхности воды появляется тонкая желтоватая пленка серы (?)...». В работах разных исследователей приводятся данные по составу термальных вод, частично представленные в табл. 3.3.1.1.

Минерализация вод Нешканских источников выше, чем во всех других изученных термоминеральных источниках Чукотки, и превосходит таковую в морской воде. В проанализированной нами пробе 10а (табл. 4.1.1) воды из верхней группы источников значение хлор-бромного коэффициента (421) намного больше типичного для морской воды.

Данные по *изотопному составу* водорода и кислорода термальных вод Нешканских источников и местных метеорных вод представлены на рис. 3.3.1.4.

Как видно из рис. 3.3.1.4, термальные воды Нешканских источников по величинам δD и $\delta^{18}O$ несколько «облегчены» по сравнению с таковым местными метеогенными вод и в них отмечен изотопно-кислородный сдвиг. Их изотопный состав существенно отличается от состава морской воды.

Газовый состав Нешканских источников изучался также в течение более семидесяти лет. Результаты его частично представлены в табл. 3.3.1.2.

Вероятно, первый анализ газа, датированный 1938 годом, приводит В.В. Иванов [1960], а следующий, приведенный в [Суворова, 1972], был



Рис. 3.3.1.2. Нешканские источники. Верхняя группа. Фото А.Л. Чешко



Рис. 3.3.1.3. Грифон в Верхней группе. Фото А.Л. Чешко

выполнен в апреле 1939 г. П.С. Яцурой. В газовой фазе, спонтанно выделяющейся в Нешканских источниках, всегда преобладал N_2 , составляя в ней от 78.9 до 91.88 % об. Примесь O_2 в образцах, где он определялся, была не больше 1 % об., что говорит о незначительной контаминации воздухом или ее полном отсутствии. Зато во всех анализах присутствовала углекислота в концентрациях выше атмосферной (0.3 % об.), вплоть до ~ 9.1 % об. и метан, причем в анализах 1930-х гг. его содержание составляло (8.6–13.4) % об. Почти таким же оно оказалось и в нашем анализе образца газа из верхней группы (7.2 % об.), поддерживая возможность всплесков концентрации CH_4 .

Другой особенностью состава газов Нешканских источников является высокое содержание

в них гелия (1.2–1.54 % об.). В этом гелии отношение изотопов $R = {}^3He/{}^4He = 45 \times 10^{-8}$ гораздо выше корового радиогенного $R_{РАД} = (2 \pm 1) \times 10^{-8}$, указывая на повышенное содержание мантийного компонента – изотопа 3He . Источником этой примеси, однако, не является атмосферный воздух ($R_{АТМ} = 140 \times 10^{-8}$), поскольку отношение ${}^4He/{}^{20}Ne$ в этом образце (3640) гораздо выше атмосферного (0.287), отвергая возможность контаминации исследованного образца воздушным гелием. Поэтому превышение измеренной в Нешканском газе величины $R_{ИЗМ}$ над $R_{РАД}$ – следствие его обогащения гелием мантии.

Содержание аргона составляет 1.04 % об., а его изотопный состав в этом же образце говорит о примеси неатмогенного компонента, так

Таблица 3.3.1.1. Химический состав термальных вод Нешканских источников (по данным различных авторов)

Место отбора	Год отбора	Формула ионно-солевого состава, мг-экв %	Автор
Грифон	1935	$M_{35.8} Cl100/(Na+K)62Ca37 T55^\circ C$	Рабкин, 1937
Грифон 1	1938	$M_{35.5} Cl99/(Na+K)69Ca29 pH7.8 T 45^\circ C$	Иванов, 1960
Источник	1939	$M_{34.2} Cl100/(Na+K)71Ca30 pH7.1 T20-545^\circ C$	Суворова, 1972
Верхняя гр.	1956	$M_{34.4} Cl98HCO_3 2/(Na+K)65Ca31Mg4 T15-55^\circ C$	Никитин и др., 1957
Среднее по 5 пробам	1978	$M_{34.8} Cl99HCO_3 1/(Na+K)66Ca32 pH7 T15-61^\circ C$	Крюков, 1987
10в, ист. 20	2004	$M_{33.5} Cl100/(Na+K)70Ca30 pH6.5 T 44.2^\circ C$	Киевский и др., 2006
10а, верхняя группа	2004	$M_{37.1} Cl100/(Na+K)77Ca23pH6.1 T51.8^\circ C$	Эта работа

Таблица 3.3.1.2. Газовый состав термальных вод Нешканских источников, % об.
(по данным различных авторов)

Место отбора	Год отбора	O ₂	CO ₂	CH ₄	N ₂	Ar	He	Источник сведений
Грифон 1	1938	н/д	6.6	13.4	78.9	н/д	н/д	Иванов, 1960
Источник	1939	н/д	6.4	8.6	85	н/д	н/д	Суворова, 1972
Верхняя группа	1956	0.4	6.4	6.2	87	н/д	н/д	Никитин и др., 1957
Нижняя группа	1956	0.6	6.6	8	84.8	н/д	н/д	Никитин и др., 1957
Среднее по 5 пробам	1978	н/д	6	8	86	н/д	н/д	Крюков, 1987
Источник 19	2004	1.0	5.4	4.5	86.3	н/д	1.2	Киевский и др., 2006
Источник 14	2004	0.7	3.3	4.4	87.4	н/д	1.2	Киевский и др., 2006
Верхняя группа	2004	0.2	9.07	7.18	80.88	1.04	1.15	Эта работа
Средняя группа	2004	н/д	1.48	1.86	91.88	н/д	1.54	Эта работа

Примечание: н/д – нет данных.

как в нем величина $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{ИСПР}} = 307$ больше атмосферного значения 295.5 – вероятнее всего, из-за обогащения радиогенным $^{40}\text{Ar}_{\text{РАД}}$, возникающим в породах при распаде радиоактивного ^{40}K .

Концентрация $\text{Ar}_{\text{АТМ}}$ составила 1.0 % об., а отношение $\text{N}_2/\text{Ar}_{\text{АТМ}} = 81.0$ % об., что говорит о воздушном происхождении азота.

Следует отметить, что в работе [Владимирцева и др., 2001_а] в газовом составе указан аммиак (8.6 %), что явно ошибочно (очевидно, вместо CH_4).

Таким образом, семидесятилетнее изучение Нешканских источников показало, что их химический состав, как солевой, так и газовый за этот период оставался, в основном, постоянным.

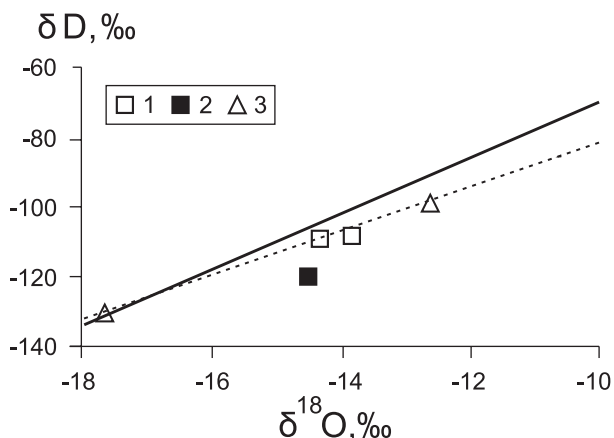


Рис. 3.3.1.4. Изотопный состав кислорода и водорода в водах Нешканских источников

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8

Тепловая мощность

Нешканские термальные источники обладают значительными теплоэнергетическими ресурсами. Так, Ю.В. Крюков [1987] оценил их в 17 млн ккал/сут, а по расчетам А.Д. Киевского [2006], суммарная тепловая мощность (вынос тепла) на Нешканских источниках составила 280.6 ккал/с (24.2 млн ккал/сутки) или 1.17 МВт_т.

Возможности освоения

При оценке этих возможностей следует иметь в виду, что высокая минерализация этих вод затруднит их использование в теплоэнергетических установках не меньше, чем отсутствие потенциальных потребителей этих ресурсов.

Вместе с тем, воды Нешканских источников обладают ценными бальнеологическими свойствами, что отмечается практически во всех их описаниях, начиная с работы М.И. Рабкина [1937]. В работе [Владимирцева и др., 2001_а] сказано, что «...повышенная общая минерализация, высокое содержание кремнезема, присутствие серебра и германия, комфортная температура воды, наличие грязей и газов позволяют использовать воды...» в лечебных целях.

Использование термальных вод Нешканских источников в бальнеологических и теплоэнергетических целях потребует проведения дополнительных целенаправленных исследований.

3.3.2. ИСТОЧНИКИ КУБ (ПРАВО-ТЭНЫНВААМСКИЕ) № 12 (66° 31' 19" N, 173° 13' 46.1" W, Н = 69 м)

Источники Куб открыты Ю.В. Крюковым в 1977–1978 гг. Им же дано и первое описание этих источников [Крюков, 1980; *Экосистемы...*, 1981]. Краткие сведения об источниках имеются в работе [Владимирцева и др., 2001_а].

Источники Куб были опробованы нами в 2004 г. В том же году они были обследованы экспедицией организации «Георегион» г. Анадырь [Киевский и др., 2006].

Местоположение

Источники (т. 12 на рис. 1.) находятся в верховьях ручья Куб, левом притоке р. Правая Тэнын-ваам (поэтому их упоминают и под названием Право-Тэнынваамские), в 4,1 км выше ее устья и в 3 км юго-западнее высоты 392 [Киевский и др., 2006]. Территориально расположены в пределах Чукотского района ЧАО, в безлюдной местности. Ближайшие населенные пункты: с. Нешкан в 60 км на север и с. Лаврентия в 145 км на юго-восток.

Геологическая ситуация

Данные о геологической позиции источников Куб противоречивы. В работе [Крюков, 1980] считал, что источники тяготеют к разломам, разделяющим Уэленское поднятие и Мечигменский прогиб. Минеральная вода выходит из галечников, залегающих, судя по составу гальки, на про-

терозойских (?) мраморах. А.Д. Киевский [2006] отметил, что «...в геологическом отношении проявление приурочено к площади распространения мраморов и кристаллических сланцев пенкигнейской серии нижнего архея, перекрытых рыхлыми четвертичными отложениями. Водовмещающими породами на выходе являются гравийно-галечниковые отложения с песчаным заполнителем». В то же время в работе [Владимирцева и др., *Гос. геол. карта РФ*, 2001] указано, что выходы источников Куб расположены в породах триасовых терригенно-глинистых сланцев Там же говорится, что водоносными породами являются габбро, габбродиабазы, песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, а так же что «...обводненность метаморфических пород протерозойско-раннепалеозойского возраста изучена в пределах Кооленьского гидрогеологического массива, с которым связаны субтермальные и термальные источники Нешканские, Тэюкейские, Куб».

Морфология выходов

В русле ручья и в прирусловой части (рис. 3.3.2.1 и 3.3.2.2) нами отмечены многочисленные мелкие выходы холодной минерализованной воды с минерализацией до 3,5 г/л, температура воды – 6,5–8 °С. Минерализация воды в ручье в местах выхода источников достигает



Рис. 3.3.2.1. Источники Куб. Общий вид (по [Киевский и др., 2006])



Рис. 3.3.2.2. Выход термальной воды на правом берегу ручья Куб. Фото А.Л. Чешко

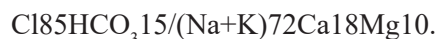
А.Д. Киевский [2006] отмечает, что суммарный дебит проявления, рассчитанный по результатам измерения расхода ручья и «эталонной» концентрации NaCl 6.4 г/л, составляет 6.9 л/с при температуре 14.9 °С.

Химический состав термальной воды и газа

По химическому составу вода источника Куб хлоридная натриево-кальциевая, без запаха, прозрачная, слегка солоноватая. Сокращенная формула Курлова, по нашим данным, имеет вид

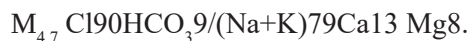


Температура воды 7 °С, минерализация – 4.5 г/л, рН 7.0. Состав воды источника № 6 по А.Д. Киевскому [2006] –



При этом температура воды в опробованном им источнике составляла 9.3 °С, а минерализация – всего лишь 1.4 г/л.

Ю.В. Крюков [Крюков, 1980; *Экосистемы...*, 1981] дает следующую характеристику химического состава минеральных вод источников Куб: общая жесткость 13.04–25.45 мг-экв/л, рН – 7.1–7.2, SiO₂ – 26.0–93.6 мг/л, сухой остаток – 3926–6599 мг/л. Формула химического состава имеет вид:



Им же отмечена и максимальная температура воды в источниках Куб – 18 °С.

На рис. 3.3.2.3 приведены результаты определения изотопного состава H₂O минеральной воды источников Куб и местных метеорных вод.

Как видно из приведенных данных, минеральные воды изотопно легче местных поверхностных вод и не имеют ничего общего с таковыми морских вод.

По газовому составу воды источников азотные с преобладанием азота (90–95 % об.) и подчиненным количеством углекислого газа (до 9 % об.).

Рис. 3.3.2.3. Изотопный состав О и Н в водах источников Куб

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8

1.5–2 г/л. Русло ручья покрыто термофильными водорослями, окрашенными в бурый цвет. В русле ручья отмечено спорадическое (неупорядоченное) газоотделение. Если потревожить речной аллювий, то из него наблюдается интенсивное газоотделение.

Минерализация воды в ручье в 200 м выше источников составляет 65 мг/л, температура воды – 14 °С.

По данным Ю.В. Крюкова [1980], на выходе источника наблюдаются солевые отложения на площади 200 × 350 м, ожелезнен и засолонен также торф в 6 км ниже по ручью. Вода прозрачная, без цвета и запаха.

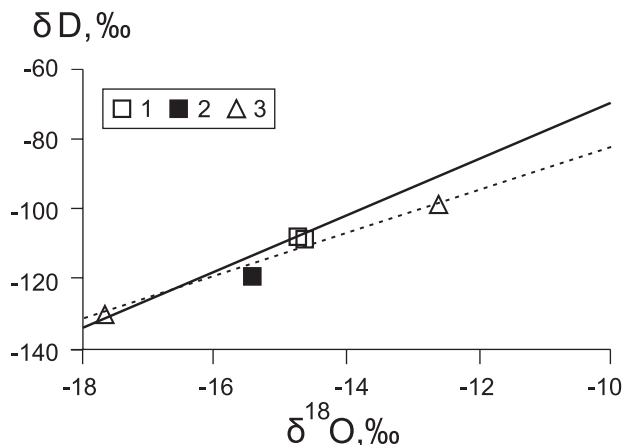


Таблица 3.3.2.1. Химический состав термальных вод источников Куб

Место отбора, группы	Год отбора	Формула ионно-солевого состава, мг-экв %	Источник сведений
Нет данных	<1980	$M_{4.7}Cl90HCO_3 9/(Na+K)79Ca13$ pH7.1	Крюков, 1980
Среднее, 3 пробы	<1981	$M_{4.8}Cl90HCO_3 9/(Na+K)77Ca15Mg8$ T18°C	Экосистемы..., 1981
№12б, ист. 6	2004	$M_{1.4}Cl85HCO_3 15/(Na+K)72Ca18Mg10$ T9.3°C	Киевский и др., 2006
№12а, ист.	2004	$M_{4.5}Cl89HCO_3 11/(Na+K)80Ca16Mg4$ pH7 T7°C	Эта работа

Вычисленная концентрация атмосферного аргона (табл. 5.1.1 и 5.1.2) равна $Ar_{ATM} = 1.0$ г/л, и отношение $N_2/Ar_{ATM} = 90.4$, превышающее таковое в свободном воздухе (84), указывает на наличие некоторого количества неатмогенного азота. В тоже время, аргон содержит небольшой избыток (по сравнению с воздушным) радиогенного (корового) изотопа $^{40}Ar_{рад}$ ($^{40}Ar/^{36}Ar = 299$), обусловленного его генерацией в породах. Содержание гелия в свободном газе довольно велико (0.75 г/л), а его

изотопный состав $^3He/^4He = 51 \times 10^{-8}$ указывает на присутствие в нем мантийной компоненты.

Возможности освоения

По заключению Томского НИИ курортологии и физиотерапии [Киевский и др., 2006], воды данного типа, в принципе, могут быть использованы в бальнеологических целях. Однако, значительная удаленность от населенных пунктов заставляет усомниться в целесообразности их освоения.

3.3.3. ВАХТЫТЯВЕЕМСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 13 (66° 18' 35" N, 174° 36' 37.4" W, Н = 124 м)

Источники были обнаружены и подробно описаны Ю.В. Крюковым [1985]. В 2004 году источники были детально обследованы экспедицией ФГУП «Георегион», и в этом же году Вахтытявеемские источники были опробованы авторами данной работы.

Местоположение

Источники (т. 13 на рис. 1) расположены на р. Вахтытявеем, впадающей в юго-западную часть Колючинской губы, приблизительно в 10 км от устья реки. Окружающая местность безлюдна. Источники изредка посещаются оленеводами и геологами. Ближайшие населенные пункты: с. Нешкан в 110 км северо-восточнее и с. Лаврентия в 180 км юго-восточнее.

Геологическая ситуация

В геологическом отношении Вахтытявеемские источники приурочены к пересечению тектонических разломов северо-восточного и меридионального направления в зоне контакта габброидов и песчаников триаса [Киевский и др., 2006].

По данным Ю.В. Крюкова [1985], в районе около 25 % площади занимают интрузии три-

асового и мелового возраста. Интрузии триаса представлены габбро и габбро-диабазам. К раннемеловым образованиям относятся интрузии и дайки сиенит-порфиров и диоритовых порфиров. Субвулканические тела и дайки этого возраста сформированы дацитами. Верхнемеловые интрузии представлены штоками и дайками гранитов, гранодиоритов и гранит-порфиров, эффузивные образования – дайками андезитов и андезит-базальтов. Мощность многолетней мерзлоты в районе, по его данным, достигает 300 м.

В гидрогеологическом плане источники расположены в пределах Колючинско-Мечигменского гидрогеологического массива Корякско-Чукотской гидрогеологической области [Крюков, 1985; Киевский и др., 2006].

Морфология выходов

Река Вахтытявеем при выходе из небольшого ущелья в долину шириной 150–200 м делится на два рукава вдоль бортов долины. Вдоль нее вниз по течению реки на протяжении не менее 500 м прослеживаются минеральные источники с температурой 18–20 °С и выше. Они приурочены к левому рукаву реки (на переднем плане



Рис. 3.3.3.1. Вахтытявеевские источники. Общий вид (по [Киевский и др., 2006])

рис. 3.3.3.1). В центральной части долины расположена термальная площадка без видимых выходов гидротерм. Ее поверхность каменистая, грунт теплый, местами лишен растительности или с пожухлой растительностью. На термальной площадке вырыта искусственная ванна глубиной 0.5 м, заполненная теплой (30 °С) водой. Длина термальной площадки около 200 м, ширина – порядка 50 м.

Термальные источники представляют собой мелкие грифоны в залитых водой воронках или канавах. Большинство из них сопровождается спорадическим выходом газов. Разгрузка термоминеральных вод частично происходит и в русле ручья. В местах выходов источников, водотоки покрыты термофильными водорослями. В непосредственной близости от источников крупнообломочный материал покрыт серовато-белыми тонкими пленками солей.

Ю.В. Крюков [1985] отметил в русле реки на протяжении 100 м четыре выхода термальных вод с выделением газа в виде воронок глубиной до 15 см и общим дебитом 3.5–4 л/с. Вода слабо зеленоватая, горько-соленая.

По данным А.Д. Киевского [2006], выходы источников термоминеральных вод наблюдаются в левом борту долины, на первой надпойменной террасе (рис. 3.3.3.1). Здесь, на площади 50 x 500 м, выявлено 20 источников горячей воды с повышенной минерализацией (подробнее см. в [Киевский и др., 2006]). Температура воды источников изменяется от 25.9 до 74 °С при концентрации NaCl от 1.39 до 3.47 г/л. Суммарный дебит проявления, определенный гидрохимическим методом, в пересчете на температуру 74 °С составил 13.6 л/с.

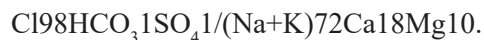
Химический состав и изотопные характеристики

По химическому составу вода Вахтытявеевские источники хлоридная натриево-кальциевая, без запаха, прозрачная, слегка солоноватая.

Термальные воды, по нашим данным, имеют температуру от 18 до 65 °С при максимальной минерализации 3.45 г/л, pH 6.46, Eh = +120. В реке выше по течению от источников температура воды составила 8.2 °С, минерализация – 33.5 мг/л. Сокращенная формула Курлова имеет вид



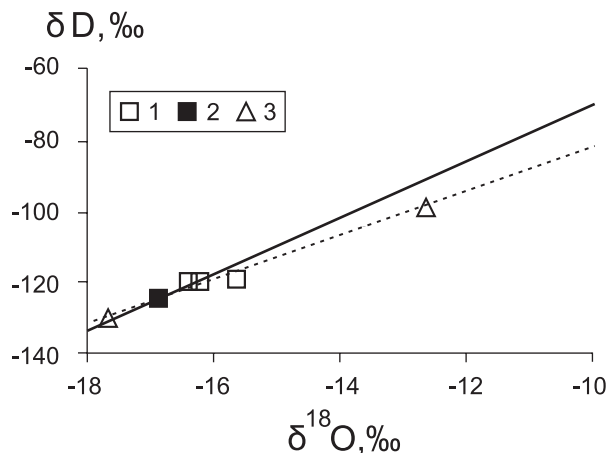
Состав воды источника № 1 (проба 136) по А.Д. Киевскому [2006] –

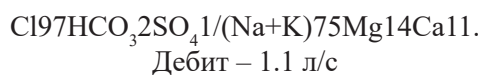


Ю.В. Крюков в цитируемых работах приводит следующую характеристику термальных вод: pH – 6.1, минерализация 1.1 г/л. Формула солевого состава:

Рис. 3.3.3.2. Изотопный состав О и Н в водах Вахтытявеевских источников

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8





Определенный нами химический состав воды источника с максимальной (64.9 °C) измеренной температурой отличается от данных Ю.В. Крюкова и А.Д. Киевского повышенной концентрацией иона HCO_3^- и минимальным содержанием иона Mg^{2+} (табл. 3.3.3.1).

Данные по изотопному составу H_2O термальных и местных метеорных вод Вахтыгявеевских источников представлены и на рис. 3.3.3.2.

Изотопные составы водорода и кислорода термальных и местных метеорных вод близки между собой и значительно отличаются от такового морской воды. Они указывают на отсутствие морской составляющей в составе термальных вод.

В газовом составе термальных вод Вахтыгявеевских источников, по нашим данным, доминирует азот (до 95 % об.), концентрация CO_2 – 1.4 % об.,

He – 0.4 % об, Ar – 1.7 % об. У А.Д. Киевского концентрация азота в спонтанном газе составила 81 % об. при концентрации кислорода в пробе около 16 % об. Данные по газовому составу у Ю.В. Крюкова отсутствуют. Отношение $\text{N}_2/\text{Ar}_{\text{атм}} = 57$ указывает на атмосферное происхождение азота. Изотопный состав He ($R = 28 \times 10^{-8}$) свидетельствует о присутствии в нем некоторой доли мантийного ^3He .

Тепловая мощность

Экспедицией ФГУП «Георегион» вынос тепла (тепловая мощность разгрузки) Вахтыгявеевских источников составила 870.4 ккал/с или 3.64 МВт_т [Киевский и др., 2006].

Возможности освоения

Практическое использование термальных вод Вахтыгявеевских источников из-за их большой удаленности от возможного потребителя в настоящее время не представляется целесообразным.

Таблица 3.3.3.1. Химический состав термальных вод Вахтыгявеевских источников

Место отбора	Год отбора	Формула ионно-солевого состава, мг-экв %	Источник сведений
Источник	<1981	$\text{M}_{1.1}\text{Cl}97\text{HCO}_32\text{SO}_41/(\text{Na}+\text{K})72\text{Mg}14\text{Ca}11$ pH6.1	Крюков, 1985
Проба 13б	2004	$\text{M}_{3.5}\text{Cl}98\text{SO}_41/(\text{Na}+\text{K})72\text{Ca}18\text{Mg}10$ pH6.6 T74 °C	Киевский и др., 2006
Проба 13а	2004	$\text{M}_{3.45}\text{Cl}89\text{HCO}_310/(\text{Na}+\text{K})72\text{Ca}28$ pH6.5 T65 °C	Эта работа

3.3.4. ИСТОЧНИКИ ОРАНЖЕВЫЕ № 14 (66° 12' 09.9" N, 174° 34' 07.7" W, Н = 16 м)

Источники Оранжевые описаны в работах Ю.В. Крюкова [Экосистемы..., 1981; Крюков, 1985], в которых дается характеристика их химического состава и геологическая позиция. В 2004 г. источники были подробно обследованы экспедицией ФГУП «Георегион» [Киевский и др., 2006]. Летом того же года источники были опробованы нами с целью определения их химического, газового и изотопного составов.

Местоположение

Источники (т. 14 на рис. 1) расположены на левом борту реки Кальхеурервеем, впадающей в южную оконечность Колюченской губы, приблизительно в 20 км от ее устья. Ближайшие населенные пункты: с. Нешкан в 123 км северо-восточнее и с. Лаврентия в 185 км юго-восточнее проявления.

Геологическая ситуация

Оранжевые источники, как и соседние Вахтыгявеевские (т. 13), выходят в области развития мезозойских изверженных пород – триасовых интрузий габбро, ранне-меловых даек сиенит-порфиров, верхнемеловых андезитов и андезито-базальтов состава [Крюков, 1985]. На карте Ю.В. Крюкова в районе выхода этих групп источников в меридиональном направлении практически параллельно их расположению прослеживается субмеридиональная зона гидротермально измененных пород

Источники расположены в пределах Колючинско-Мечигменского артезианского бассейна Корякско-Чукотской гидрогеологической области и приурочены к разлому северо-восточного простирания [Киевский и др., 2006]. Мощность многолетней мерзлоты в районе достигает 300 м [Крюков, 1985].



Рис. 3.3.4.1. Оранжевые источники. Общий вид. Фото А.Л. Чешко

Морфология выходов

В месте выхода Оранжевых источников (рис. 3.3.4.1) долина реки, шириной около 1 км, представляет собой заболоченный, сильно обводненный, топкий торфяник. Источники выходят у перегиба левого склона долины реки на поверхности первой надпойменной террасы. Выходы соленой воды вытянуты вдоль склона на расстоянии приблизительно 300 м при ширине 50–100 м.

Выходы источников представляют собой мелкие воронки, из которых импульсами выделяется газ. Участки выходов источников бурого, темно-бурого (ил и грязь), белесо-бурого цвета (рис. 3.3.4.2 А, Б), местами с участками травянистого покрова.

По описанию Ю.В. Крюкова [1985] источники расположены в левом борту реки Кальхеурервеем, где на протяжении 300 м наблюдаются воронки

диаметром 0.3 м, глубиной 0.14 см. В мае источник фонтанирует: высота грифонов до 20 см. В августе – сентябре он пересыхает. Вода с температурой 15–22.5 °С, бесцветная, прозрачная, горько-соленая с неприятным вкусом, со слабым запахом сероводорода. На поверхности желтая и оранжевая пена, в местах выхода – синевато-черная пленка.

По оценке Ю.В. Крюкова, дебит источников составляет 3.8 л/с, температура воды колеблется от 15 до 22.5 °С.

Наиболее подробное описание морфологии выходов источников дается А.Д. Киевским [2006].

Химический состав воды и газа

По химическому составу вода Оранжевых источников хлоридная натриево-кальциевая,



А



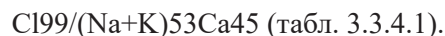
Б

Рис. 3.3.4.2 А, Б. Оранжевые источники. Фрагменты выходов термальных вод. Фото А.Л. Чешко

Рис. 3.3.4.3. Изотопный состав кислорода и водорода в водах Оранжевых источников

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8

без запаха, прозрачная, на вкус горько-соленая. Соленость в различных выходах источников, по нашим данным, колеблется от 30 до 42.5 г/л (по солемеру). В изученной нами пробе 14а минерализация составила 36.23 г/л, pH = 6.4, при температуре воды 14 °С. Cl/Br-коэффициент равен 394. Сокращенная формула Курлова имеет вид

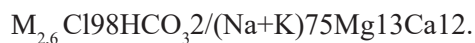


Состав воды источника № 1 по А.Д. Киевскому [2006] –



минерализация 31.3 г/л при pH=6.2 и температуре воды 20.5 °С, что близко к данным, полученным нами.

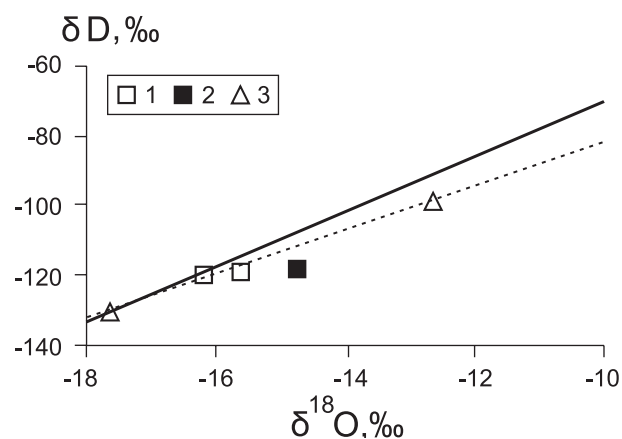
В работах Ю.В. Крюкова [Экосистемы..., 1981; Крюков, 1985] приводятся иные характеристики химического состава минеральных вод: минерализация – от 1.2 до 2.6 г/кг; pH – 6.2, общая жесткость – 11.4 мг-экв/л, свободная CO₂ – 8.8 мг/л. Формула солевого состава:



Максимальная температура воды составляет 22 °С. В сухом остатке им выявлены: Ge, Sn, Pb – тысячные доли процента, Sr – 0.03–0.1 %.

Данные Ю.В. Крюкова по химическому составу минеральных вод Оранжевых источников значительно отличаются как от наших данных, так и от данных А.Д. Киевского. Особенно это касается минерализации термальных вод – 1.2 и 2.6 г/кг, что более чем в десять раз ниже полученной нами и А.Д. Киевским. Причина такого различия неясна. Приведенная им формула солевого состава также отличается от полученной нами.

По изотопному составу водорода и кислорода (рис. 3.3.4.3.) термальные воды Оранжевых источ-



ников отличаются от морской воды и близки к составу местных поверхностных вод, обнаруживая при этом изотопно-кислородный сдвиг.

В газовом составе термальных вод Оранжевых источников, по нашим данным, преобладает азот (до 89 % об.), концентрация углекислого газа достаточно высока – 8.4 % об., гелия – 1.75 % об., Ar – 0.77 % об. Изотопный состав He ($R = 30 \times 10^{-8}$) свидетельствует о присутствии в нем мантийной компоненты, а изотопный состав Ar $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 297$, что близко к его атмосферному составу. Сходные концентрации N₂ и CO₂ (87.6 и 7.6 % об. соответственно) получены и А.Д. Киевским [2006]. Данные по газовому составу в работах Ю.В. Крюкова отсутствуют.

Тепловая мощность

По расчетам А.Д. Киевского [2006], суммарный дебит Оранжевых источников составил 18,1 л/с, что значительно отличается от оценки Ю.В. Крюкова, а выноса тепла (тепловая мощность) – 398.2 ккал/с или 1.67 МВт_т.

Возможности освоения

Практическое освоение термальных вод Оранжевых источников из-за их большой удаленности от возможного потребителя в настоящее время не представляется целесообразным, хотя и имеется возможность их бальнеологического использования [Киевский и др., 2006].

Таблица 3.3.4.1. Химический состав термальных вод Оранжевых источников

Место отбора	Год отбора	Формула ионно-солевого состава, мг-экв %	Источник сведений
Источник	<1981	$\text{M}_{2,6} \text{Cl}98\text{HCO}_3 2/(\text{Na}+\text{K})75\text{Mg}13\text{Ca}12$ pH6.21	Крюков, 1985
Т.13б, ист.1	2004	$\text{M}_{31,3} \text{Cl}100/(\text{Na}+\text{K})56\text{Ca}43$ pH6.2 T20.5 °С	Киевский и др., 2006
т,13а, ист.	2004	$\text{M}_{36,2} \text{Cl}99/(\text{Na}+\text{K})53\text{Ca}45$ pH6.4 T14 °С	Эта работа

3.3.5. ТЭЮКЕЙСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 11 (66° 42' 24.2" N, 173° 10' 11.5" W, Н = 14 м)

Источники впервые обнаружены геологом В.А. Казинским в 1977 году. Сведения об источниках приведены в работах [Крюков, Казинский, 1980; Крюков, 1987], данные в работе [Владимирцева и др., 2001_а] взяты, в основном, из указанных выше работ. В 2004 г. источники были обследованы как нами, так и экспедицией организации «Георегион» г. Анадырь [Киевский и др., 2006]. Ими эти источники названы Тагъеквеемскими.

Местоположение

Источники (т. 11 на рис. 1) расположены на правом берегу реки Тэюкейвеем в 5 км восточнее Нешканских источников. Ближайший населенный пункт, пос. Нешкан, расположен приблизительно в 40 км севернее источников, пос. Лаврентия – в 160 км юго-восточнее. Находятся на территории Чукотского района ЧАО.

Геологическая ситуация

В геологическом отношении проявление приурочено к площади распространения гнейсов и гранитогнейсов эттельхвылеутской серии нижнего архея, перекрытых рыхлыми четвертичными отложениями [Киевский и др., 2006].

Источники [Крюков, 1987] расположены в Коленьском гидрогеологическом массиве в зоне субмеридионального разлома шириной 700 м при длине 2 км. Приурочены к гнейсам, гранитогней-

сам, гнейсогранитам и кристаллическим сланцам (Эттехвылеутская серия) протерозойско-раннепалеозойского возраста.

В описанном районе мощность толщи многолетнемерзлых пород достигает 300 м.

Морфология выходов

В долине реки Тэюкейвеем в районе Тэюкейских источников встречены многочисленные бугры пучения (рис. 3.3.5.1), повсеместное засоление и ожелезнение тунры (лужиц, мелких ручейков, стекающих с бортов долины реки). В правом борту р. Тэюкейвеем на протяжении приблизительно 1000 м отмечено высаливание минеральной воды с минерализацией от 1.5 до 12.5 г/л. Выходы воды в правом борту реки и в ее русле окрашены железом, присутствуют зеленые водоросли. На пойме имеются округлые воронки, заполненные мутной горько-соленой водой с минерализацией до 7.5 г/л. В месте отбора пробы температура воды составляла 6.5 °С, соленость по солемеру 13.8 г/л, pH – 6.3. Температура воды в реке выше источников – 13 °С. Газоотделение нами обнаружено не было.

По описанию Ю.В. Крюкова [1987], Тэюкейские минеральные источники представляют собой группу выходов на правом берегу р. Тэюкейвеем. В субмеридиональной полосе шириной 700 м, длиной 2 км выходят 5 источников (воронки глубиной



Рис. 3.3.5.1. Тэюкейские источники, общий вид. Фото А.Л. Чешко

Рис. 3.3.5.2. Изотопный состав кислорода и водорода вод Тэюкейских источников

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8

до 1.5 м, размером 3*5 м) с температурой воды около 10 °С. Вода горько-соленая, солоновато-кислая, желтоватая, мутная, с резким неприятным запахом. На дне воронок – голубые либо красные илы, на поверхности – пленки гидроокислов железа; аллювий в бортах воронок оранжево-красный или коричневый. Дебит источников не установлен, химические анализы воды и спектральные анализы сухого остатка не проводились.

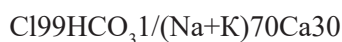
Более подробное описание морфологии территории источников дано А.Д. Киевским [2006].

Химический состав и изотопные характеристики

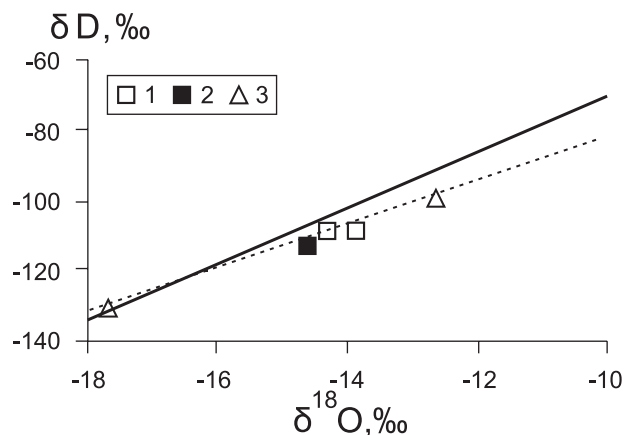
По химическому составу воды Тэюкейских источников – хлоридные натриево-кальциевые. По нашим данным (табл. 4.1.1), формула ионно-солевого состава минеральной воды имеет вид



при этом минерализация отобранной пробы воды составила 17.64 г/л. Cl/Br-коэффициент – 371. Сходный ионно-солевой состав дает и А.Д. Киевский [2006] –



при близких значениях pH=6.5 и температуры 8.2 °С. Однако, указанная А.Д. Киевским минерализация (4.3 г/л) значительно отличается от величины (17.64 г/л), полученной нами. Очевидно, что



пробы воды были отобраны из разных мест. Суммарный дебит источников, по данным А.Д. Киевского, составил 3.3 л/с.

Следует отметить, что в Приложении 12 отчета А.Д. Киевского [2006] в Предварительном заключении для источника 1 Тагёквеевского проявления № 5 (название у А.Д. Киевского) ошибочно указана температура 44.2 °С и минерализация 33.5 г/л.

Изотопный состав водорода и кислорода минерализованных вод Тэюкейских источников и местных метеорных вод представлен на рис. 3.3.5.2.

Возможности освоения

Воды Тэюкейских источников обладают лечебными свойствами и могли бы быть использованы в бальнеологических целях [Киевский и др., 2006], но какого-либо хозяйственного интереса в настоящее время не представляют ввиду большой удаленности от населенных пунктов и отсутствия подъездных путей.

3.3.6. ЛЕВО-ТЕНИНВААМСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 21 (66° 32' 45" N, 173° 22' 18" W, Н = 58 м)

Местоположение

Лево-Тенинваамские источники расположены в среднем течении р. Левая Тенинваам. Ближайшие населенные пункты – пос. Нешкан (около 60 км) и пос. Лаврентия (около 150 км). Открыты Ю.В. Крюковым [Крюков, 1980] в 1970 г. Некоторые сведения об источниках имеются в работе [Владимирцева и др., 2001_а]. В 2004 г. источники были опробованы экспе-

дицией организации «Георегион» г. Анадырь [Киевский и др., 2006]. Нами источники опробованы не были, поэтому их описание дается, в основном, по этой работе.

Геологическая ситуация

В геологическом отношении Лево-Тенинваамские источники расположены в зоне разрывных нарушений, ограничивающих с юго-востока

Колочинско-Мечигменский прогиб, на площади распространения габбро и габбро-диабазов триаса [Киевский и др., 2006]. Помимо них водоносными породами являются песчаники, глинистые сланцы и алевролиты триаса [Владимирцева и др., 2001_а, табл. 11, стр. 80].

В гидрогеологическом отношении проявление приурочено к Колочинскому артезианскому бассейну Корякско-Чукотской гидрогеологической области [Киевский и др., 2006]. По характеру циркуляции воды трещинные и трещино-пластовые.

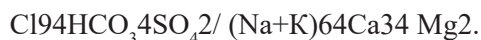
Морфология выходов

По описанию А.Д. Киевского, выходы термоминеральных вод приурочены к руслам небольших ручейков и протоков на первой надпойменной террасе и на пойме левого берега р. Левая Тенин-ваам (рис. 3.3.6.1), где выявлено несколько мелких грифонов на площади около 200 м², перекрытой с поверхности песчано-галечными отложениями. Источники в основном восходящего типа и сопровождаются редкими выделениями газа в виде мелких пузырьков. Вода в них прозрачная, слегка солоноватая, без цвета и запаха, с температурой от 12 до 30°C.

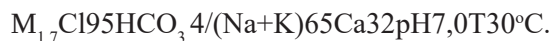
Химический состав термальной воды и газа

По химическому составу [Киевский и др., 2006] воды Лево-Тенинваамских источников хлоридные натриево-кальциевые, с минерализацией

2.1 г/л и pH 6.9. Сокращенная формула химического состава имеет вид



Сходный химический состав источников дает и Ю.В. Крюков [1980] –



В газовом составе (в % об.) доминирует азот: N₂ – 91.5; CO₂ – 0.60; CH₄ – 0.001, O₂ – 7.40; He – 0.30. В пересчете на бескислородную пробу концентрация азота достигает 97 % об.

Изотопные исследования в виду отсутствия соответствующих проб нами не проводились.

Суммарный расход и тепловая мощность

По оценке А.Д. Киевского, суммарный дебит источников, определенный по их расходу вблизи впадения в реку, составил 26.5 л/с при температуре 20.5°C и минерализации до 3.3 г/л. Вынос тепла (тепловая мощность) составил 543.3 ккал/с или 2.27 МВт_т.

Возможности освоения

По своим характеристикам воды Лево-Тенинваамских источников могли бы быть использованы в бальнеологических целях [Киевский и др., 2006], но отсутствие потребителя и подъездных путей делает такую возможность весьма сомнительной.



Рис. 3.3.6.1. Вид южной части Лево-Тэнынваамского источника (по [Киевский и др., 2006])

3.4. КОЛЮЧИНСКО-МЕЧИГМЕНСКАЯ ДЕПРЕССИЯ (КМД)

3.4.1. МЕЧИГМЕНСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 6 (65° 48' 2" N, 173° 23' 42" W, h ~130 м)



Рис. 3.4.1.1. Мечигменские источники, общий вид на термальную площадку. Фото авторов

Мечигменские источники (их называют также Хельхымлевеемскими [Калабин, 1960] или Гильмимлинейскими [Никольский, 1937; Завгородний, 1962; *Экосистемы...*, 1981]) не только самые мощные и горячие среди гидротерм Чукотки, они выделяются ещё размерами и красотой термальных площадок и живописностью окружающих ландшафтов.

Одно из первых (если вообще не самое первое) упоминаний о Мечигменских источниках можно найти в материалах Чукотской экспедиции 1909–1910 гг. Российской Императорской Академии Наук, на карте которой отмечено местоположение этих источников [*Труды полярной комиссии № 18*, 1935]. В постимперский период источники были впервые обследованы в 1935 году А.П. Никольским [1937], который определил температуру, минерализацию, химический и газовый состав их термальных вод. В [*Гидрогеология СССР*, т. 26, 1972] дана ссылка на анализы П.С. Яцуры (от 29.04. 1939 г.) химического и газового состава пробы из долины реки Гильмимливеем. Данные по химическому и газовому составу термальных вод представлены в работах [Завгородний, 1960, 1962; Зеленкевич, 1963 и др.]. Детальное описание Мечигменских источников дано Ю.В. Крюковым (у него они названы Гильмимлинейскими) [*Экосистемы...*,

1981]. В 2005 году источники были обследованы экспедицией организации «Георегион», г. Анадырь [Киевский и др., 2006]. В 2002 году источники были опробованы авторами работы.

Местоположение

Источники (т. 6 на рис. 1) расположены в центральной части полуострова в долине р. Хельхымлевеем – правого притока р. Игельхвеем, впадающей в Мечигменский залив (рис. 3.4.1.1). Добраться до них можно только гусеничным транспортом по тракторному следу, идущему от пос. Лорино к озеру Иони. Расстояние от источников до пос. Лорино – около 90 км.

Геологическая ситуация

Общее представление о тектоническом строении этой части Колючинско-Мечигменской депрессии, где выходят Мечигменские и соседние минеральные источники, дает рис. 1.4 *Главы 1*.

На участке выхода источников [*Экосистемы...*, 1981] долина реки, следуя мощной разломной зоне, меняет направление на широтное и сужается до 120–150 м. Правый высокий борт долины здесь сложен вулканитами верхне-триасового возраста, левый, низкий и более отлогий – сильно трещиноватыми нижнемеловыми кварцевыми порфирами и их туфами, рассеченными мощными

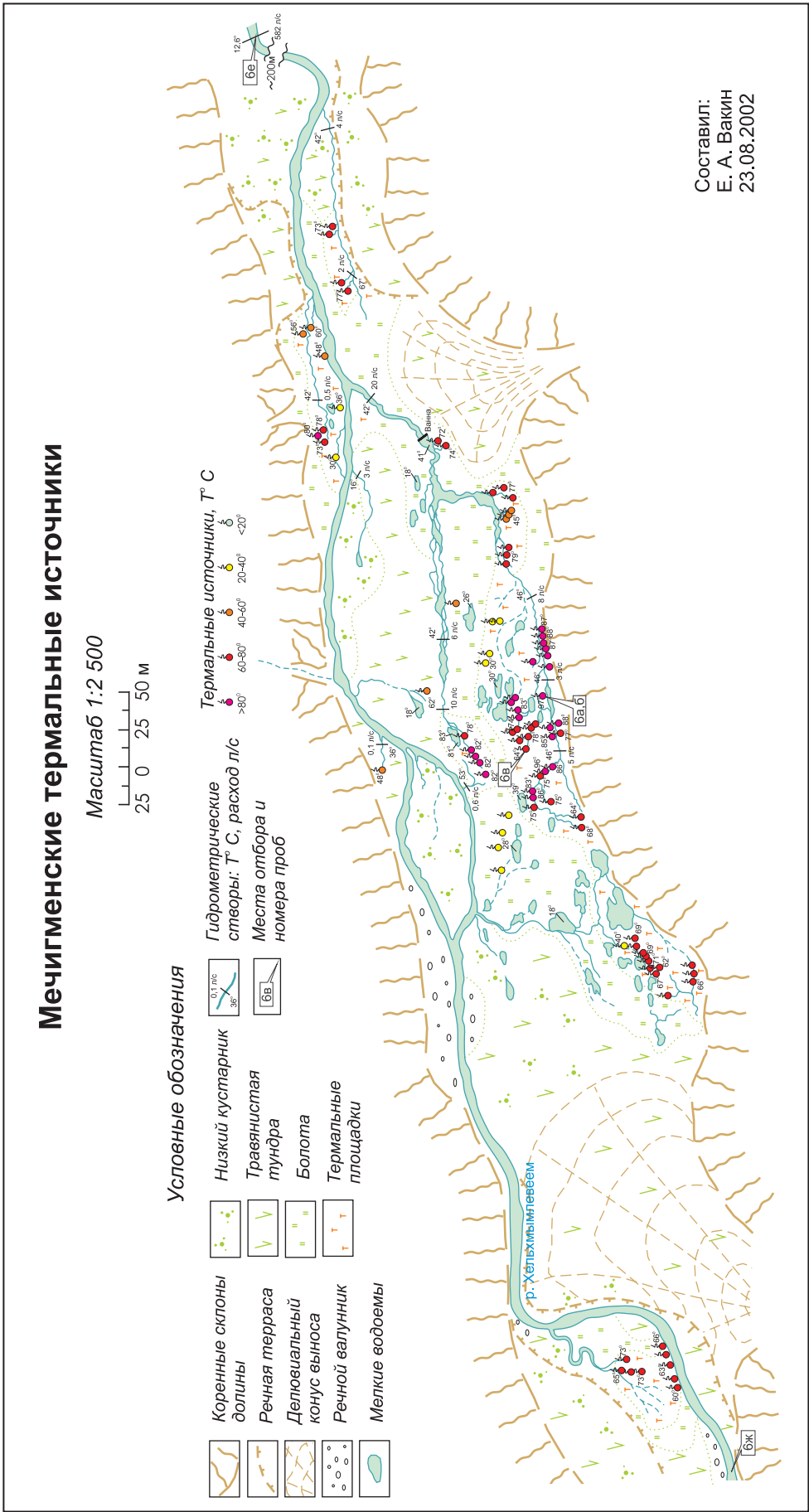


Рис. 3.4.1.2. Схема выходов Мечигменских термальных источников (составлена Е.А. Вакиным)

дайками гранит-порфиров субмеридионального и северо-восточного направления. Восходящий поток высокотемпературных гидротерм связан с участком пересечения двух крупных систем разломов: субширотной и северо-восточной. Мощность рыхлых аллювиальных отложений здесь менее 5 метров.

Морфология

Ключевое поле протянулось на 850 м по обоим берегам реки и занимает $\sim 20000 \text{ м}^2$ (рис. 3.4.1.2). Здесь плоское дно долины занято термальными болотами с тёплыми озёрками и ручьями горячей воды или прогретыми площадками, лишенными растительности. Промежутки между ними – травяная тундра с богатой растительностью, а по берегам реки и на II террасе – низкий кустарник. Насчитывается более сотни отдельных выходов термальных вод, причём большинство из них имеют температуру выше 60°C , максимальная температура – 97°C . Многие источники газируют. Руслу термальных ручьёв и водоёмов заросли ярко окрашенными термофильными водорослями. На ключевом поле выделяются несколько относительно обособленных групп горячих источников, которым мы дали им условные названия.

Группа Главная (рис. 3.4.1.3 А, Б) занимает центральную часть ключевого поля Мечигменских терм. В ней на площади $\sim 9500 \text{ м}^2$ насчитывается до 70 источников с температурой более 40°C .

Из них около 40 самых горячих ($80\text{--}97^\circ\text{C}$) сосредоточены на участке наиболее интенсивной разгрузки площадью менее 0.5 га. Источники разнообразны по форме: самые горячие имеют вид округлых воронок-грифонов или небольших водоёмов, окруженных карбонатно-кремнистыми отложениями. Многие из них газируют. Источники выходят по берегам и на дне мелких ручейков, которые, сливаясь, образуют два основных термальных водотока: у подножия южного борта долины и вдоль северной границы главной термальной площадки. Суммарный расход только этих ручьёв – 20 л/с при температуре 42°C . В русле ручья под правым бортом зафиксирована максимальная на термальной площадке температура – 97°C (проба 6б), а вода расположенного рядом грифона с температурой 90°C принята за эталонную для Мечигменских источников (проба 6а) (рис. 3.4.1.4).



А



Б

Рис. 3.4.1.3. Мечигменские источники – Главная группа: (А) общий вид, (Б) фрагмент выходов термальных вод, отлагающих карбонатно-кремнистые травертины и оксиды железа. Фото авторов

Пространство между истоками ручьёв представляет собой сильно прогретую и обводнённую термальную площадку, где аллювиальные пески и галечники сцементированы отложениями гидротерм, а поверхность покрыта серовато-белым карбонатно-кремнистым налётом и новообразованиями, напоминающими классический гейзерит (рис. 3.4.1.5 А, Б). На площадке множество высокотемпературных газирующих воронок-грифонов диаметром 15–30 см, как бессточных, так и со слабым стоком, а также мелководных тёплых водоёмов с выходами гидротерм в плоском илистом дне. Термальные площадки окаймлены тёплым болотом с одиночными источниками или, на восточной периферии, с небольшими скоплениями выходов терм (рис. 3.4.1.2).

Суммарная видимая разгрузка Главной группы превышает 20 л/с.

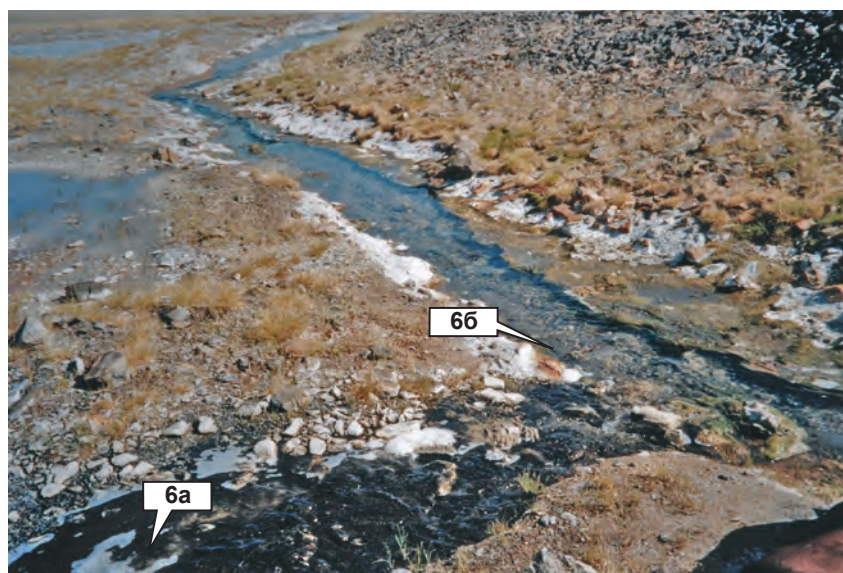


Рис. 3.4.1.4. Выходы термальных вод в местах отбора проб 6а и 6б. Фото авторов

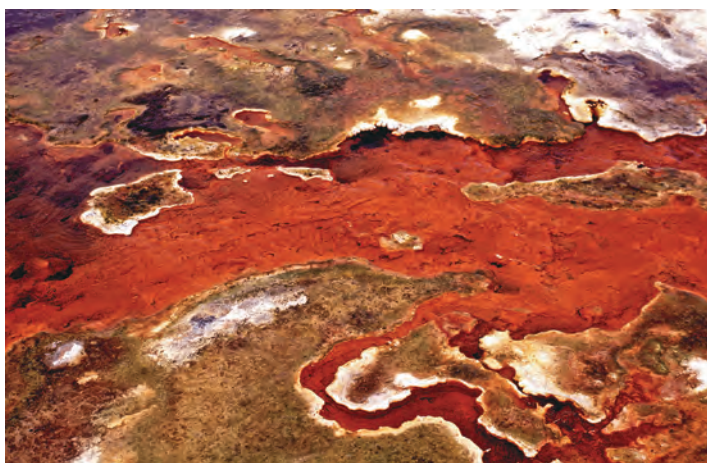
Группа Озёрная отделена от Главной стометровым заболоченным пространством с тёплыми озёрками и источниками с температурой 20–30 °С (рис. 3.4.1.6). Группу составляют компактно расположенные около десятка источников с температурами от 40 до 71 °С и дебитами от 0.5 до 0.1 л/с и несколько источников с еще меньшими дебитами. Три источника и сочащиеся линейные выходы расположены у подножия правого коренного борта долины, остальные — на отлогом возвышении площадью ~1500 м², сложенном делювием, уплотнённым карбонатно-железисто-кремнистыми отложениями терм. Остальное прогретое пространство занято болотом, в котором теряются горячие ручейки,

и многочисленными тёплыми мелководными озёрками диаметром до 20 м. Суммарный расход группы оценить трудно, но он явно превышает 5 л/с.

Группа Удалённая находится в 270 м западнее Озёрной. Она отделена от остальных источников мощным пролювиально-делювиальным конусом. Река, упираясь в отложения конуса, изгибается почти под прямым углом, переходя от правого борта долины к левому. Более десятка источников с дебитами 0.1–0.01 л/с выходят на протяжении 70 м в русловом валуннике вдоль берега реки и в пойме левого берега. Карбонатно-кремнистые отложения гидротерм образовали здесь приподнятую над остальной поймой тер-



А



Б

Рис. 3.4.1.5. Мичигменские источники: (А) щетка минеральных новообразований, (Б) термофильные водоросли в русле термального ручья. Фото авторов



Рис.3.4.1.6. Группа Озерная на Мечигменских источниках. Фото авторов

мальную площадку размером $50 \times 30 \text{ м}^2$, почти лишенную растительности. На площадке, окруженной тёплым болотом, берёт начало термальный ручей с расходом $\sim 2 \text{ л/с}$. Температура источников этой группы $60\text{--}73^\circ\text{C}$. Примечательно, что источников с меньшей температурой здесь и выше по долине реки нет. Общая разгрузка группы, учитывая и рассредоточенные выходы терм, может достигать 5 л/с .

Группа Левобережная располагается северо-западнее Главной на узком участке поймы, ограниченном коренным склоном долины и уступом II террасы. Здесь три высокотемпературных ($80\text{--}73^\circ\text{C}$) источника и, на протяжении 150 м вдоль термального ручья и на берегу реки, слабые источники с температурами $30\text{--}60^\circ\text{C}$. Суммарный видимый дебит источников этой группы $\sim 1\text{--}2 \text{ л/с}$.

Группа Нижняя замыкает очаг разгрузки с востока. Она, как и Удалённая, отделена от Главной элювиально-делювиальным конусом. Здесь 4 мощных источника с дебитами от 0.5 до 1.5 л/с и несколько слабых выходов терм с температурами $73\text{--}77^\circ\text{C}$. Они образуют у подножия II надпойменной террасы горячий ручей длиной 150 м с расходом 4 л/с и температурой на устье 42°C (рис. 3.4.1.2). Ниже по течению

в долине реки никаких термопроявлений не обнаружено. Восточная граница термального поля, как и западная, обозначается высокотемпературными источниками.

На участке между двумя последними группами выходы термальных вод наблюдаются еще и в дне реки из трещин в кварцевых порфирах.

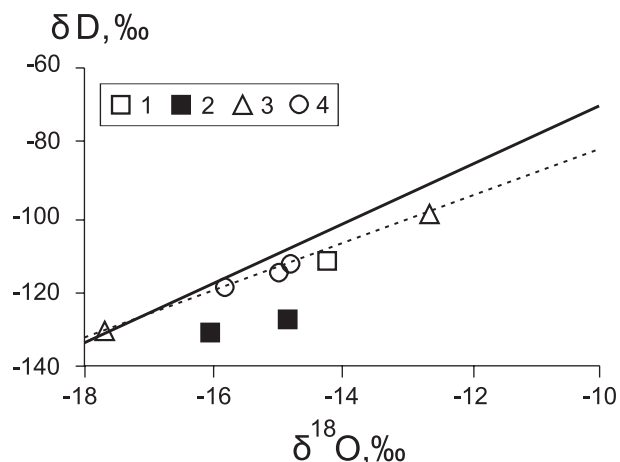
Химический состав и изотопные характеристики

Химический состав термальных вод Мечигменских источников по данным различных авторов представлен в табл. 3.4.1.1.

Как видно из приведенных данных, за время многолетних наблюдений химический состав термальных вод оставался постоянным. По гидрохимическому типу Мечигменские воды отличаются от большинства минеральных вод Чукотки: это

Рис. 3.4.1.7. Изотопный состав кислорода и водорода вод Мечигменских источников

Условные обозначения: 4 – озеро Иони. Остальные обозначения те же, что на рис. 3.1.1.8



азотно-углекислые хлоридно-натриевые, высококремнистые, мышьяковистые маломинерализованные термы. Воды этого типа характерны для районов молодого вулканизма, например Камчатки и Курильских островов, и напоминают, в частности, Паужетские гидротермы и гидротермы Горячего Пляжа [Иванов, 1960; Кононов, 1983; Чешко, 1994]. Гидротермальным системам этого типа свойственны высокие температуры и большие тепловые ресурсы.

По изотопному составу H_2O (рис 3.4.1.7) Мечигменские термы отличаются от местных поверхностных вод с $\delta D = -111.9$ ‰ существенно меньшими значениями δD : $-(130.6-126.9$ ‰). Заметно меньше в них и минимальные значения $\delta^{18}O$, несмотря на то, что в Мечигменских водах ясно виден «кислородный сдвиг» относительно значений, соответствующих прямой Крейга.

Термальные воды источников значительно отличаются от морских по изотопии O и H, что противоречит распространенным представлениям об участии последних в формировании чукотских гидротерм.

Свободно выделяющаяся газовая фаза Мечигменских гидротерм (табл. 3.4.1.2.), по результатам нашего опробования, представляет собой смесь азота (69.3–40.1 % об.) и углекислоты (29.3–57.6 % об.), причем максимальное количество CO_2 отмечается в наиболее горячем выходе (97 °C – проба 6б). В качестве малых примесей присутствуют метан (0.84–1.38 % об.), благородные газы и 0.1–0.8 % об. кислорода, явно захваченного из воздуха при отборе пробы.

Обращает на себя внимание рекордно высокое для Восточной Чукотки содержание гелия – больше 0.4 % об. (табл. 5.1.1 и 5.1.2), что на 3 порядка

Таблица 3.4.1.1. Химический состав термальных вод Мечигменских источников по данным различных авторов представлен в табл. 3.4.1.1

Место отбора	Дата отбора	Формула ионно-солевого состава, мг-экв %	Автор
Источник	1935	$M_{3.7}Cl92HCO_3/4/(Na+K)92Ca8$ pH7.7 T91°C	Никольский, 1937
Долина реки Гильмимливеем	1939	$M_{3.7}Cl93/(Na+K)88Ca11$ pH7.7 T85°C	Яцура П.С. [Гидрогеология...,1972]
Долина реки Гильмимливеем	1939	$M_{3.9}Cl95SO_4/3/(Na+K)91Ca8$ pH7.4 T95°C	Иванов. 1960
Источник	1956	$M_{3.5}Cl93HCO_3/5/(Na+K)90Ca9$	Никитин и др., 1957
Источник № 2	1959	$M_{4.5}Cl94HCO_3/4/(Na+K)92Mg5$ pH8.4 T84°C	Завгородний, 1960
Источник № 20	1959	$M_{1.8}Cl91HCO_3/3/(Na+K)84Mg10$ pH8.4	Завгородний, 1960
Грифон 1	<1962	$M_{4.6}Cl93HCO_3/4/(Na+K)92Ca3$ pH8.4	Завгородний, 1962
Грифон 1	<1962	$M_{4.5}Cl94HCO_3/5/(Na+K)93Ca5$ pH8.2	Завгородний, 1962
Долина реки Гильмимливеем	<1963	$M_3Cl90/(Na+K)90$ T85°C	Зеленкевич, 1963
Долина реки Гильмимливеем	<1978	$M_{3.7}Cl92HCO_3/5/(Na+K)91Ca8$ T84°C	Недомолкин, 1978
Долина реки Гильмимливеем	<1978	$M_{4.5}Cl94HCO_3/5/(Na+K)92Ca5$ T84°C	Недомолкин, 1978
Среднее по 11 пробам	1977	$M_{3.8}Cl93HCO_3/5/(Na+K)87Ca10$ pH7.1 T91°C	Экосистемы..., 1981
Источник 53. проба бд	2005	$M_{3.8}Cl92HCO_3/5/(Na+K)92Ca8$ pH7.4 T94°C	Киевский и др., 2006
Проба 6а	2002	$M_{3.9}Cl93HCO_3/5/(Na+K)92Ca8$ pH7.1 T89.7°C	Эта работа
Проба 6в	2002	$M_{4.1}Cl92HCO_3/6/(Na+K)92Ca8$ pH6.9 T64.3°C	Эта работа

Таблица 3.4.1.2. Химический состав свободного газа Мечигменских терм. % об.
(по данным различных авторов)

Место отбора, № проб	Год отбора	Газовый состав, % об.						Источник сведений
		O ₂	CO ₂	CH ₄	N ₂	He	Ar	
Источник	1935	н/д	30	1.2	68.7	н/д	н/д	Никольский, 1937
Долина реки Гильмимливеем	1939	0.4	22.9	1.1	75.6	н/д	н/д	Яцура П.С. «Гидрогеол. СССР», 1972
Источник	<1963	н/д	30	0.2	69	н/д	н/д	Зеленкевич, 1963
Среднее по 11 анализам	1977	н/д	24	2	74	н/д	н/д	Экосистемы..., 1981
Источник 77	2005	1.2	23.9	1.2	68.3	н/д	н/д	Киевский и др., 2006
Проба ба	2002	н/д	н/д	н/д	н/д	0.86	н/д	Эта работа
Проба бб	2002	0.8	57.6	0.84	40.1	0.42	0.88	Эта работа
Проба бв	2002	0.1	29.3	1.38	69.3	0.44	н/д	Эта работа

выше атмосферного фона (5.24 ppm). Это отражает добавку в водах, питающих источники, глубинного гелия. О его примеси однозначно говорит изотопный состав, измеренный в газах источников: $^3\text{He}/^4\text{He} = 53.8 \times 10^{-8}$ (проба бб). Это значение намного ниже атмосферного $R_{\text{АТМ}} = 140 \times 10^{-8}$, однако, заметно выше корового ($R_{\text{КОР}} = 1-3 \times 10^{-8}$), указывая на примесь мантийного компонента. Величина же отношения $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ в этих газах (до 722) на три порядка выше, чем в воздухе (~0.3), исключая тем самым значимую атмосферную контаминацию.

Это представление согласуется с присутствием избыточного (по сравнению с воздушным) радиогенного ^{40}Ar : $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 316$, тогда как в атмосфере это отношение равно 295.6. Судя по отношению концентраций $\text{N}_2/\text{Ar}_{\text{возд.}} \approx 70$ (табл. 5.2.3), генезис азота чисто атмосферный; уголекислота же имеет метаморфогенное (вероятнее всего) или магматогенное происхождение.

Данные других исследователей, изучавших газовый состав Мечигменских гидротерм, представлены в табл. 3.4.1.2.

Для Мечигменских терм гидрохимическими геотермометрами получены максимальные на Восточной Чукотке оценки «базовых» температур формирования – до 227 °С (табл. 6.1).

Суммарный расход и тепловая мощность

Суммарный дебит Мечигменских источников, по нашему определению гидрохимическим методом, с учётом их открытой и скрытой разгрузки в пересчёте на «эталонную» воду с температурой 90 °С (проба ба) составляет 63 л/с. Соответственно, вынос ими тепла равен 5700 ккал/с и тепловая мощность – 24 МВт_т, с погрешностью определения ~±20 %.

Существенно меньшую величину суммарного расхода термальных вод получил А.Д. Киевский [2006]. Определив расходы по каждой из четырех выделенных им группам источников и суммировав полученные величины, автор получил величину суммарного дебита в 33.6 л/с при температуре воды 94 °С. Вынос ими тепла составил 3158.4 ккал/с, а тепловая мощность – 13.22 МВт_т.

3.4.2. ИСТОЧНИКИ БАБУШКИНЫ ОЧКИ № 7 (65° 59' 39" N, 173° 35' 44" W, Н = 62 м)



Рис. 3.4.2.1. Источники Бабушкины очки. Общий вид на травертиновый купол и выходы минеральных вод у его подножья. *Фото авторов*

Это сильно газлирующие слаботермальные углекислые источники, сформировавшие огромный травертиновый купол, которым отличаются от других обследованных на Чукотке проявлений минеральных вод. Под названием «Безымянные» источники описываются рядом исследователей [Никитин и др., 1957; Завгородний, 1962; и др.], но у местных жителей они известны как «Бабушкины очки» из-за специфической морфологии выходов (рис. 3.4.2.1). В 2002 и 2004 гг. источники были обследованы авторами работы, а в 2005 году на них работала экспедиция анадырской организации «Георегион» под руководством А.Д. Киевского [2006].

Местоположение

Источники Бабушкины очки (т. 7 на рис. 1) расположены в центральной части Колючинско-Мечигменской депрессии в левом борту долины ручья. Карстового, левого притока р. Ынпынэвеем в 3,2 км от его устья и в 5 км севернее северной оконечности оз. Иони. Ближайшие населенные пункты – с. Лорино в 95 км и с. Лаврентия в 127 км юго-восточнее термопроявления. Доступ к источникам возможен только с помощью малой авиации или гусеничным транспортом.

Геологическая ситуация

Источники выходят на обширной равнине, покрытой рыхлыми песчано-глинистыми (флювио-гляциальными) [Владимирцева и др. 2001_а] отложениями. В окрестностях источников коренные породы нами встречены не были, но, согласно процитированной работе, они представлены пироксен-роговообманковыми долеритами и габбро триасового возраста.

В гидрогеологическом отношении проявление приурочено к Колючинскому артезианскому бассейну Корякско-Чукотской гидрогеологической области [Киевский и др., 2006].

Морфология выходов

Схема выходов термальных вод источников Бабушкины очки представлена на рисунке 3.4.2.2.

Окрестности источников удивительно красивы. Ярко-оранжевый травертиновый купол, имеющий в плане форму овала с размерами по осям 180 × 110 м, возвышается на ~25 м над чуть всхолмленной тундрой (рис. 3.4.2.1 и 3.4.2.2). На его вершине два сближенных в виде восьмёрки грифона диаметром 3,5 и 5 м и глубиной более трех метров. Грифоны газлируют. Обильное выделение газовых пузырей создаёт иллюзию «холод-

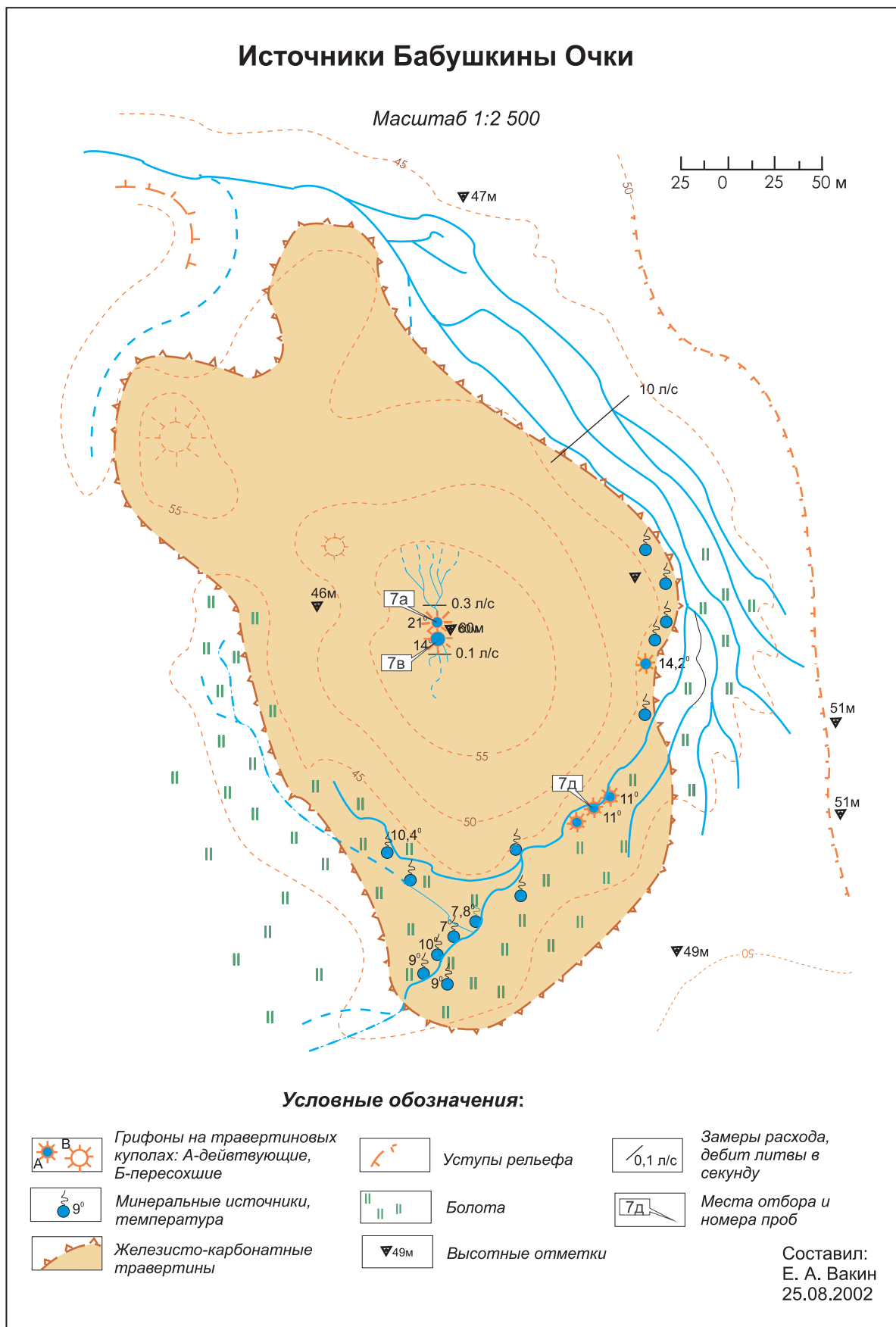


Рис. 3.4.2.2. Схема выходов термальных вод источников Бабушкины очки (составлена Е.А. Вакиным)



Рис. 3.4.2.3. Грифоны на вершине травертинового купола. *Фото авторов*

ного кипения», вода слегка мутная, горьковатая на вкус. Температура в северном грифоне 21 °С, в южном – 13 °С, сток в виде слабых, теряющихся на конусе ручейков м дебитами, соответственно, ~0.3 и ~0.1 л/с. При этом уровень воды в южном, более холодном, в августе 2002 г. был на ~20 см выше, чем в северном (рис. 3.4.2.3)

На заболоченном участке южного подножия травертинового конуса выходит более десятка слабых минеральных источников с прозрачной минеральной водой и температурой 7–10 °С

(рис. 3.4.2.1). Они образуют ручейки и цепочки луж минерализованной воды с покрытым железистыми осадками дном. На правом берегу ручья, огибающего купол с юго-востока, находится ключевая площадка протяженностью 80 м. Её покрытая травертинами поверхность приподнята над ручьем на 1–1.5 м. Здесь разгружаются несколько минеральных источников, образовавших озерки диаметром до 4 м. На возвышенной части площадки расположились три «классических» для железистых углекислых вод грифона диаме-

Таблица 3.4.2.1. Химический состав термальных вод источников Бабушкины очки
(по данным различных авторов)

Место отбора	Дата отбора	Формула ионно-солевого состава, мг-экв %	Автор
Источник	1956	$M_{8,0}Cl76HCO_322/(Na+K)51Ca35Mg14$ pH6.6 T21°C	Никитин и др., 1957
Проба 27	<1960	$M_{9,3}Cl81HCO_318/(Na+K)51Mg36Ca13$ pH7.2	Завгородний, 1962
Среднее по 4-м пробам	1977	$M_{7,8}Cl81HCO_318/(Na+K)53Ca33Mg14$ pH6.6 T21°C	Экосистемы..., 1981
Источник 1, проба 7с	2005	$M_{9,1}Cl78HCO_322/(Na+K)62Ca30Mg8$ pH6.7 T20.8°C	Киевский и др., 2006
Северный грифон, проба 7а	2002	$M_{9,3}Cl76HCO_322/(Na+K)59Ca32Mg9$ pH6.4 T20.1°C	Эта работа
Северный грифон, проба 7б	2004	$M_{9,8}Cl78HCO_320/(Na+K)59Ca32Mg9$ pH6.3 T21°C	Эта работа
Южный грифон, проба 7в	2002	$M_{9,2}Cl77HCO_321/(Na+K)61Ca32Mg7$ pH6.7 T13.7°C	Эта работа
Источник 7д	2002	$M_{9,3}Cl76HCO_321/(Na+K)62Ca29Mg9$ T14.2°C	Эта работа

тром до 60 см, заполненные бурлящей от газовых пузырей водой (рис. 3.4.2.4). Температура воды в этих грифонах составила 11 °С, расход измерить не удалось, но он явно больше 1 л/с. Еще один такой же грифон с температурой 14.2 °С находится под уступом восточного склона купола, где на протяжении ~100 м прослеживаются выходы минеральных вод в виде небольших источников и линейного высачивания. Минеральные воды у подножий купола, в отличие от вод на его вершине, прозрачные, ещё сильнее насыщены газом и более приятны на вкус, напоминая нарзан.

Все минеральные источники на вершине конуса и у его подножий отлагают железисто-карбонатные осадки – оранжево-бурые вблизи и всё более светлые по мере удаления от выходов.

Из-за рассредоточенности разгрузки по большой площади и низких дебитов отдельных выходов общий расход источников оценить трудно. Вряд ли он превышает 10 л/с. По оценке А.Д. Киевского, суммарный дебит проявления составляет порядка 1.5 л/с в пересчете на температуру 21 °С.

Химический состав и изотопные характеристики

Химический состав термальных вод источников Бабушкины очки представлен в табл. 3.4.2.1. Как видно из приведенных данных, их химический состав не претерпевал значительных изменений за время наблюдений.

По гидрохимическому типу воды Безымянных источников можно определить как углекислые, сильно газифицирующие, среднеминерализованные ($M \sim 9$ г/л), хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевые, слаботермальные. Величина отношения $[Cl]/[Br]$ равна 246–250 (табл. 4.1.1). Только в анализе В.П. Завгороднего [1962] концентрация ионов Mg^{2+} превышает таковую для ионов Ca^{2+} , что повлекло за собой и изменение химического типа воды на натриево-магниевый. Возможно это было связано с аналитическими трудностями.

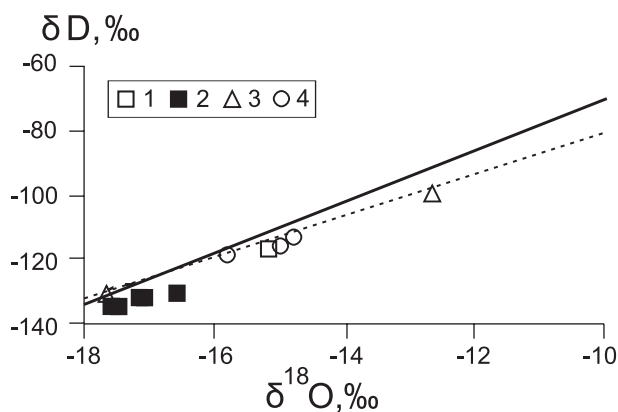
Показанный на рис. 3.4.2.5 изотопный состав кислорода и водорода в водах источников Бабушкины очки существенно отличается как от состава местных метеорных вод, так и от состава морских.

По составу свободно выделяющихся газов источники Бабушкины очки отличаются (табл. 3.4.2.2 и 5.1.1) рекордно высоким на Восточной Чукотке содержанием углекислоты, достигающим, по данным различных авторов, от 86 до 99 % об., а остальное составляет азот. В их солевом составе также высока концентрация иона HCO_3^- – до 1.8–1.9 г/л (табл. 4.1.1), что отличает эти воды от всех опробованных нами азотных терм.

В газах источников Бабушкины очки концентрация гелия ниже, чем почти во всех остальных взятых нами пробах, а примесь в этом гелии мантийного компонента составляет



Рис. 3.4.2.4. Грифон с бурлящий от пузырьков CO_2 водой в одном из грифонов у южного подножия конуса. *Фото авторов*



$^3\text{He}/^4\text{He} = 65.5 \times 10^{-8}$. Величина изотопного отношения аргона $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 290–303 превышает атмосферное (295.6), что свидетельствует о присутствии в его составе, помимо воздушного, еще и радиогенного корового аргона (табл. 5.1.1 и 5.1.2).

Воды источников Бабушкины очки – типичные углекислые термы. Обычно такие воды генетически связаны с молодыми (не древнее олигоцена) гранитоидными интрузиями. Углекислота в них имеет термометаморфическое и, возможно, частично магматическое происхождение. Понижение в составе газа относительной концентрации гелия почти на два порядка величины по сравнению с другими источниками можно объяснить массивированным добавлением углекислоты.

Глубинные («базовые») температуры формирования вод источников (табл. 6.1), оценен-

Рис. 3.4.2.5. Изотопный состав О и Н в водах источников Бабушкины очки. Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8 и 3.4.1.7

ные разными гидрохимическими термометрами, наиболее противоречивы – от 69 °С (по SiO_2) до 206 °С (по Na/K). Представляется, однако, что результаты, полученные «натриевыми» геотермометрами для этих углекислых вод менее надежны.

Возможности освоения

Невысокие поверхностная и, вероятнее всего, «базовая» температуры исключают теплоэнергетическое освоение источников Бабушкины очки. Но их минерализованные углекислые воды могут обладать лечебными свойствами. Так, по заключению Томского НИИ курортологии и физиотерапии подземная вода северного грифона (источника № 1 по А.Д. Киевскому [2006]) является кремнистой питьевой лечебно-столовой водой, аналога которой не выявлено.

Огромный травертиновый купол и мощные газифирующие грифоны – это редкое по красоте явление природы, особенно в условиях заполярной тундры. При соответствующей рекламе источники могут стать привлекательным объектом туризма. Источники и купол необходимо охранять, как памятник природы. Этому должно помочь и включение источников Бабушкины очки в состав национального парка «БЕРИНГИЯ».

Таблица 3.4.2.2. Химический состав свободной газовой фазы термальных вод источников Бабушкины очки

Место отбора, № проб	Год отбора	Газовый состав, % об						Источник сведений
		O ₂	CO ₂	CH ₄	N ₂	Ar	He	
Источник	1956	н/д	98.6	н/д	1.4	н/д	н/д	Никитин и др., 1957
Проба 27	<1960	2.05	87	н/д	11	н/д	н/д	Завгородний, 1962
Среднее по 4-м пробам	1977	н/д	97	н/д	3	н/д	н/д	Экосистемы..., 1981
Ист. 11, проба 7м	2005	0.3	86.1	0.002	6.5	н/д	н/д	Киевский и др., 2006
Проба 7а	2002	0.13	92.6	0.002	3.4	0.02	0.2	Эта работа
Проба 7б	2004	0.15	92.5	0.003	5.2	0.09	0.5	Эта работа
Проба 7в	2002	0.38	92.0	0.002	3.7	н/д	0.7	Эта работа
Проба 7г	2002	0.33	94.6	0.002	3.3	0.08	0.2	Эта работа

Примечание: н/д – нет данных.

3.4.3. ТУМАННЫЕ ИСТОЧНИКИ № 8 (65° 48' 51" N, 173° 27' 09" W, Н ~ 130 м)



Рис. 3.4.3.1. Туманные источники, Главная группа (показано стрелкой), общий вид (фото А.Д.Киевского)

Эти источники известны с 60-х гг. XX века [Завгородний, 1960, 1962; Зеленкевич и др., 1963; Суворова, 1972] и других исследователей (см. табл. 3.4.3.1). Нами источники были опробованы в 2002 г. Подробное описание источников дано А.Д. Киевским [2006], обследовавшим Туманные источники в 2005 г.

Местоположение

Термальные источники (т. 8 на рис. 1) находятся в ~ 4 км северо-западнее Мечигменских в истоке р. Приозерной (так на топографической карте 1980 г. издания назван упоминаемый предыдущими исследователями [Зеленкевич и др., 1963; Суворова, 1972], «...исток ручья Туманного, притока р. Конивеем...»), в 5.5 км к северо-востоку от вершины г. Гильмимлиней (686.8 м). Они выходят двумя группами примерно в 400 метрах друг от друга. От поселка Лорино источники находятся в ~95 км, а от поселка Лаврентия – в ~115 км юго-восточнее проявления.

Геологическая ситуация

Участок выхода источников сложен четвертичными песчано-щебнисто-галечными образованиями мощностью более 20 м. В окрестностях источников развиты нижнемеловые изверженные

породы, как эффузивные (лавы и туфы андезитов, трахиандезитов, дацитов, туфы, лавобрекчии, туфолавы, туфопесчаники), так и интрузивные – диориты, гранодиориты, сиениты. Последние обнажаются в ~0.7 км от выхода источников [Зеленкевич и др., 1963]. На склонах г. Гильмимлиней вулканогенная толща разбита тектоническими нарушениями субширотного простирания.

В гидрогеологическом плане Туманные источники расположены в Мечигменском артезианском бассейне Корякско-Чукотской гидрогеологической области. По характеру циркуляции воды трещинные и трещинно-жильные [Киевский и др., 2006].

Морфология выходов

Главная группа источников (рис. 3.4.3.1) расположена у подножия гряды низких отлогих холмов на плоском заболоченном дне небольшой (диаметром по дну ~75 м) открытой на юго-запад котловины. Северный борт котловины обрывистый, высотой 8–10 м, восточный – более отлогий, снижающийся на юг. Они сложены элювиально-делювиальными отложениями. Обнажений коренных пород здесь нет. Дно котловины с множеством мелких озерков и ручьев заболочено и выделяется на фоне окружающей тундры богатой травяной растительностью.

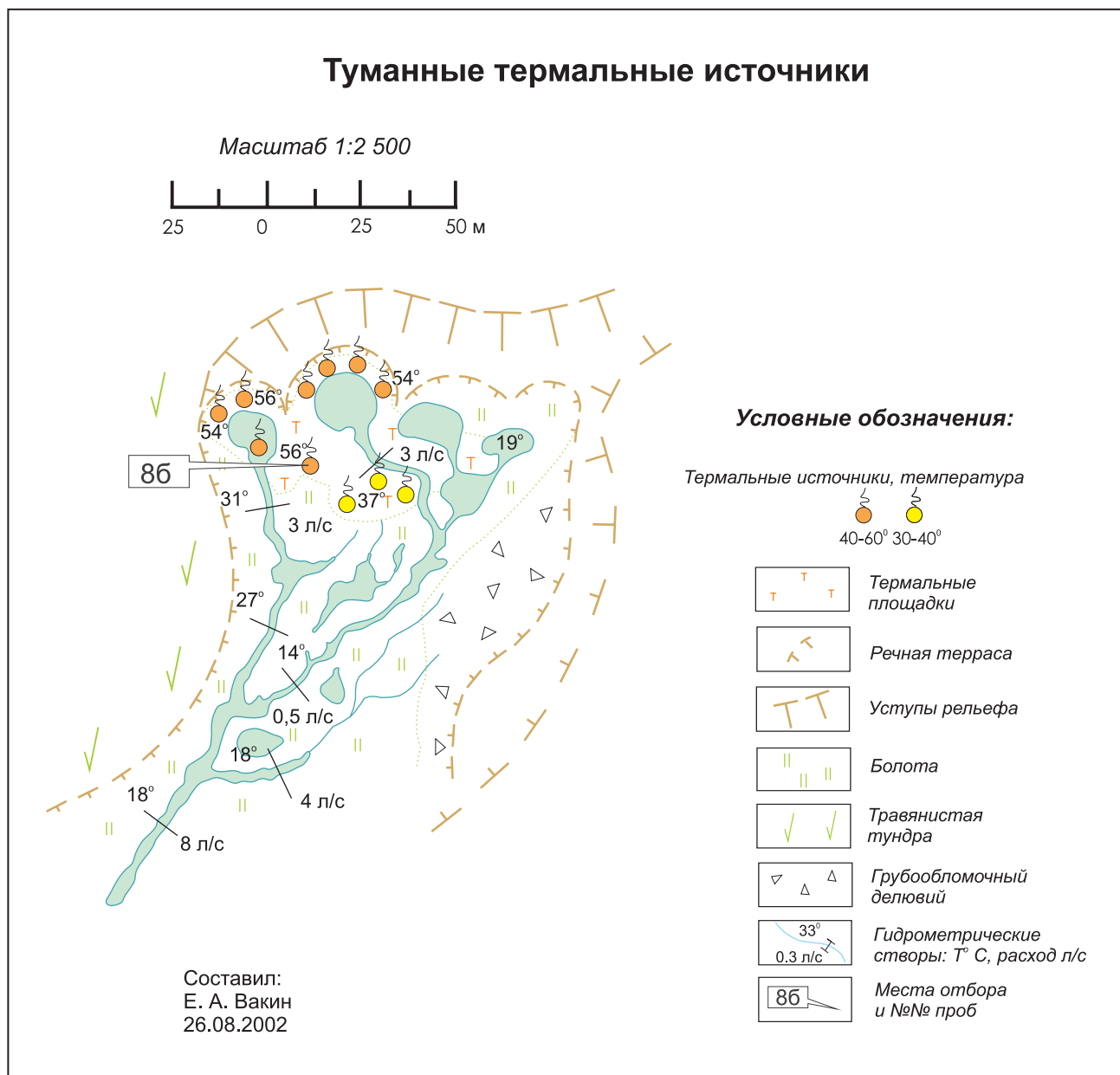


Рис. 3.4.3.2. Схема выходов термальных вод Главной группы источников Туманные (составлена Е.А. Вакиным)

К этому северному обрывистому борту котловины прилегает основная масса выходов термальных вод с температурой до 56 °С в виде небольших, менее 0,05 л/с, отдельных источников и линейного высачивания. Они сосредоточены, в основном, на берегах и в дне двух блюдцеобразных водоёмов диаметром 8 и 12 м и глубиной до 0,8 м, из которых вытекают ручьи с расходами 3 л/с и температурами 31 °С и 37 °С соответственно (рис. 3.4.3.2). В восточной части термальной площадки в болоте и в тёплых озерах разгружаются источники с температурой 15–20 °С. Са-

мые прогретые участки площадки лишены растительности и покрыты тонким слоем карбонатных (кремнисто-карбонатных?) осадков и гидроокислов железа, цементирующих грунт.

Все ручьи, берущие начало в озерах и болотах ключевой площадки, сливаются в один с температурой 18 °С и расходом ~8 л/с (рис. 3.4.3.1). Оценить величину скрытого стока не удалось.

В приблизительно 400 м метрах севернее от этой Главной термальной площадки Туманных источников (рис. 3.4.3.3) в точке с координатами 65° 49' 09" N, 173° 27' 05" W на почти плоской тун-

дре в болоте берут начало еще несколько тёплых (14–16 °C) ручейков, которые, сливаясь, впадают в небольшое озеро. Вблизи их устья из сцементированных карбонатами элювиально-озёрных отложений образовался отлогий низкий куполок диаметром 8–10 м и высотой менее 1 м. На его вершине выходит источник (58.6 °C) в виде низко дебитного эпизодически очень слабо газифицирующего грифона. К сожалению, отобрать газовую пробу из этого грифона не удалось, именно из-за крайне низкого газового фактора. Более слабые источники и высачивание термальной воды наблюдаются на периферии купола.

Химический состав и изотопные характеристики

В табл. 3.4.3.1 представлены данные по химическому составу термальных вод Туманных источников. Воды Туманных источников по типу минерализации хлоридные натриевые, почти нейтральные (рН колеблется от 6.7 до 7.2), с минерализацией от 2 до 5.4 г/л. Измеренная температура в наиболее горячих выходах меняется от 54.7 до 58.6 °C. Величина отношения $[Cl]/[Br] \approx 260$. Видимые некоторые различия в величинах минерализации и рН частично могут быть объяснены несовпадением точек опробования термальных вод, различными метеоусловиями и др., но химический тип минерализации за все время наблюдений оставался постоянным.

По изотопному составу кислорода и водорода (рис. 3.4.3.4) воды Туманных источников



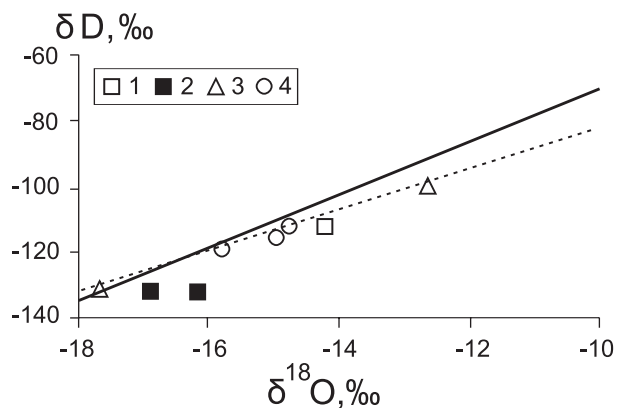
Рис. 3.4.3.3. Туманные источники, Северная группа.
Фото авторов

близки к водам Мечигменских и, как и последние, существенно отличаются от местных метеорных вод, являясь более изотопно легкими. С Мечигменскими источниками Туманные сближаются и совпадающие, максимально высокие в исследованном районе оценки глубинной («базовой») температуры формирования вод – от 133–148 °C по Si-геотермометру до 211–214 °C по Na /Li (табл. 6.1).

В составе спонтанно выделяющегося газа господствует азот (89.2–93.6 % об., по данным А.Д. Киевского и нашим соответственно) и присутствует почти 5 % об. CO₂ (табл. 5.1.1). Судя по величине отношения $N_2/Ar_{\text{атм}} = 80$ и изотопному

Таблица 3.4.3.1. Химический состав термальных вод Туманных источников (по данным различных авторов)

Место отбора	Год отбора	Формула ионно-солевого состава, мг-экв %	Автор
Проба №30	6.1959	$M_{2.0}Cl90HCO_3/8/(Na+K)88Ca6Mg6$ pH6.9 T56-59°C	Завгородний, 1960
Проба №90	9.1959	$M_{5.4}Cl92HCO_3/6/(Na+K)92Ca7$ pH6.7	Завгородний, 1960
Грифон 1	<1962	$M_{5.4}Cl92HCO_3/6/(Na+K)92Ca7$ pH7.0	Завгородний, 1962
Грифон 2	<1962	$M_{4.3}Cl94HCO_3/5/(Na+K)91Ca8$ pH7.1	Завгородний, 1962
Источник	<1978	$M_{2.0}Cl90HCO_3/8/(Na+K)90Ca5$ T54-58°C	Недомолкин, 1978
Источник	<19/8	$M_{3.7}Cl93HCO_3/5/(Na+K)90Ca5$ T54-58°C	Недомолкин, 1978
Среднее из 2 проб	1977	$M_{3.4}Cl92HCO_3/5/(Na+K)89Ca8$ pH8.4 T59°C	Экосистемы..., 1981
Источник 5	2005	$M_{3.4}Cl92HCO_3/6/(Na+K)89Ca11$ pH7.2 T54.7°C	Киевский и др., 2006
Проба 86	2002	$M_{3.27}Cl91HCO_3/6/(Na+K)91Ca9$ pH7.2 T55.1°C	Эта работа



составу Ar ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 304$), оба газа атмосферные с примесью радиогенного аргона. Обращает на себя внимание большое содержание гелия – около 0.4 % об., хотя в его изотопном составе ($^3\text{He}/^4\text{He} = 55.5 \times 10^{-8}$) ясно видна мантийная компонента (табл. 5.1.2).

Суммарный расход и тепловая мощность

По замерам расходов отдельных ручьев и общего стока суммарная видимая разгрузка термальных вод оценена, как сказано выше, в 8 л/с с температурой 18 °C (рис. 3.4.3.2). В пересчете же на воду с температурой 56 °C она должна составлять менее 3 л/с, а соответствующий вынос тепла – ~ 170 ккал/с, или всего 0.7 МВт_т. Это ми-

Рис. 3.4.3.4. Изотопный состав О и Н вод Туманных источников. Условные обозначения те же, что на рис. 3.1.1.8 и 3.4.1.7

нимальные характеристики теплового потенциала, поскольку скрытый сток термальных вод здесь оценить не удалось.

Иную оценку этих параметров приводит А.Д. Киевский. По его данным, суммарный дебит проявления в пересчете на «эталонную» температуру воды 54.7 °C при концентрации NaCl – 3.39 г/л, составил 11 л/с и, соответственно, тепловая мощность проявления – 603.9 ккал/с или 2.53 МВт_т.

Возможности освоения

Термальные воды Туманных источников близки по химическому составу к водам Мечигменских источников и, по заключению Томского НИИ курортологии и физиотерапии, они относятся к той же группе кремнистых термальных вод и также могут быть использованы в лечебных целях (подробнее у [Киевский и др., 2006]). Однако, при большой удаленности от населенных пунктов и наличия таких альтернатив, как Мечигменские и Лоринские источники, говорить об освоении Туманных источников не имеет смысла. Но они являются ярким природным феноменом и могут служить объектом туризма.

3.4.4. ИСТОЧНИКИ ЫНПЫНЭВЕЕМСКИЕ № 15 (66°00' 41" N, 173°40' 34" W, Н = 31 м)

В литературе сведения об Ынпынэвеемских источниках крайне скудны и их координаты не приводятся. В [Владимирцева и др., 2001_а, стр. 78] сказано, что они расположены в Колочинско-Мечигменском гидрогеологическом массиве Корякско-Чукотской гидрогеологической области, как и источники Бабушкины Очки. Более точное местоположение не указывается. Температура воды – 18 °C, pH – 7.0 [Владимирцева и др., *Гос. геол. карта РФ*, 2001_а, стр. 78, табл. 11]. Других данных в таблице нет.

Источники были опробованы нами летом 2004 г. В 2005 г. на источниках работала экспедиция анадырской организации «Георегион» [Киевский и др., 2006].

Местоположение

Ынпынэвеемские источники (т. 15, рис. 1) расположены в правом борту долины р. Ынпынэвеем, в 0.5 км севернее устья р. Арэнышкынваам в безлюдной местности. Расстояние до ближайших населенных пунктов – пос. Лаврентия и пос. Лорин – составляет около 130 и 100 км соответственно. Ввиду отсутствия дорог добраться до источников можно только на вездеходе или по воздуху.

Геологическая ситуация

Водовмещающими породами для Ынпынэвеемских источников являются габбро и габбро-диабазы триасового возраста, перекрытые чехлом четвертичных отложений. В гидрогеологическом

плане водопроявление расположено в пределах Колочинского артезианского бассейна Корякско-Чукотской гидрогеологической области [Киевский и др., 2006].

Морфология выходов

Разгрузка минеральных вод (рис. 3.4.4.1) происходит с дна соленого озера с минерализацией воды 8.5 г/л (т. 15а в табл. 3.4.4.1.) размером приблизительно 200 х 400 м. На поверхности озера выходы пузырьков газа наблюдаются по всему зеркалу воды, но особенно интенсивно газовыделение проявляется в его южной части. Выходов газа по берегам озера нами не обнаружено.

По берегам озера расположены травертиновые поля, площадки, лишинные растительности и покрытые налетами окислами железа (?), бугры пучения. Наблюдаются многочисленные небольшие воронки и лужицы с минерализованной водой (рис. 3.4.4.2).

Химический состав термальных вод и изотопные характеристики

Химический состав термальных вод Ынпынэвских источников представлен в табл. 3.4.4.1.

По химическому составу вода в озере хлоридная натриево-магниевая, слабо термальная, средне минерализованная, с нейтральной реакцией водной среды. Вода без запаха, прозрачная, по вкусу горько-соленая. Как видно из приведенных

данных, химический состав проб практически одинаков.

Характерной особенностью термальных вод Ынпынэвских источников является высокая концентрация магния, значительно (в 4–7 раз, табл. 4.1.1) превышающая таковую для кальция.

В реке. Ынпынэвеем в районе источников температура воды в момент опробования составляла 13 °С, минерализация воды – 102 мг/л.

Изотопный состав кислорода и водорода минерализованной воды из озера, где отбирался спонтанный газ, и местных метеорных вод представлен на рисунке 3.4.4.3.

Как видно на рисунке, вода озера отличается большими значениями величин δD и $\delta^{18}O$ (особенно это касается кислорода-18) по сравнению с местными метеорными водами, и фигуративные точки термальных вод резко сдвинуты вправо от линии Крейга. Стоит отметить, что это достаточно редкий случай такого соотношения изотопных составов водорода и кислорода в термоминеральных водах для всех изученных источников Чукотки. Формирование такого изотопного состава вод озера может объясняться разными причинами. Одной из них является неравновесное поверхностное испарение, приводящее к увеличению концентраций как кислорода-18, так и дейтерия. Другими вероятными причинами столь значительного увеличения концентрации кислорода-18 являются изотопный обмен кислородом в системе «вода – порода», а также взаимодей-

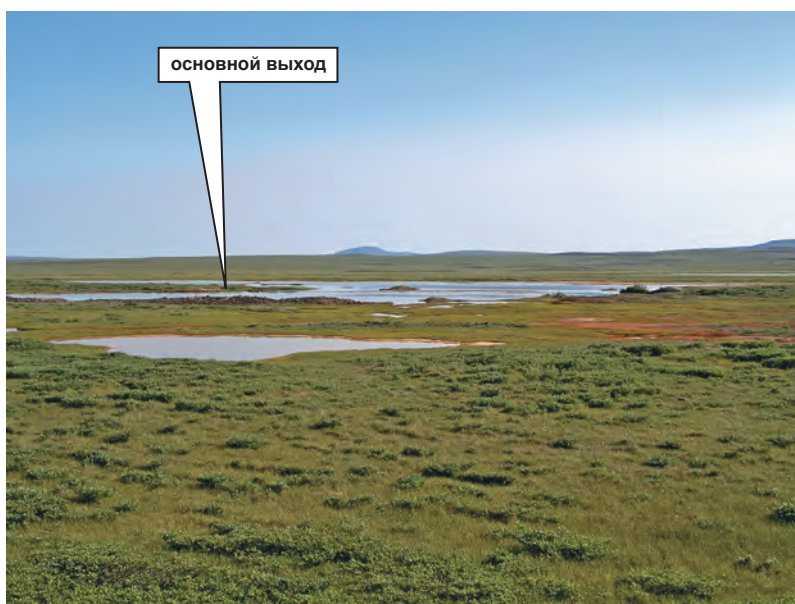


Рис. 3.4.4.1. Общий вид источников (по [Киевский и др., 2006])



Рис. 3.4.4.2. Ынпынэвеемские источники:
(А) – термальная площадка на берегу соленого озера, покрытая ожелезненными карбонатными осадками;
(Б) – фрагмент юго-восточной части соленого озера, по берегам видны бугры пучения. *Фото авторов*

Таблица 3.4.4.1. Химический состав термальных вод Ынпынэвеемских источников

Место отбора	Дата отбора	Формула ионно-солевого состава, мг-экв %	Автор
Ист. 1, проба 156	2005	$M_{7.6}Cl80HCO_320/(Na+K)5535Mg39Ca6$ pH7.0 T18.3°C	Киевский и др., 2006
Проба 15a	2004	$M_{8.5}Cl80HCO_317/(Na+K)52Mg44Ca4$ pH7.2 T15.0°C	Эта работа

ствием в системе «вода – пар», приводящими к изотопно-кислородному сдвигу, максимальному среди всех опробованных термальных вод.

Величины δD и $\delta^{18}O$ термальных вод значительно отличаются от таковых в воде Берингова моря (-1.3 и -10.0 ‰ соответственно), что противоречит возможности участия последних в формировании гидротерм. Более подробно эти вопросы, как и другие изотопные характеристики, будут рассмотрены ниже в соответствующих разделах.

В составе *спонтанного газа* (табл. 5.1 и 5.2), по нашим данным (проба 15a), преобладает углекислота (до 80 % об), азот имеет подчиненное

значение (около 20 % об.), концентрация метана – первые сотые процента. В газовой пробе 156, отобранной А.Д. Киевским, концентрация углекислоты составила 65 % об., а азота – около 35 % об. Содержание Не составляет 0.13–0.16 % об., а его изотопный состав $^3He/^4He = (88–93) \times 10^{-8}$. Последние величины свидетельствуют о присутствии в составе гелия кроме коровой, еще и мантийной компоненты. Концентрация Ar в тех же пробах составляет 0.19–0.16 % об., а отношение $^{40}Ar/^{36}Ar = 311–323$, что указывает на присутствии заметной доли (4.9–8.4 %) радиогенного (корового) аргоны. Отношение $N_2/Ar_{атм}$ характеризуется величинами 109 и 235, что значительно превышает таковое в воздухе (80) и говорит о присутствии неатмогенного азота.

Практического значения источники не имеют.

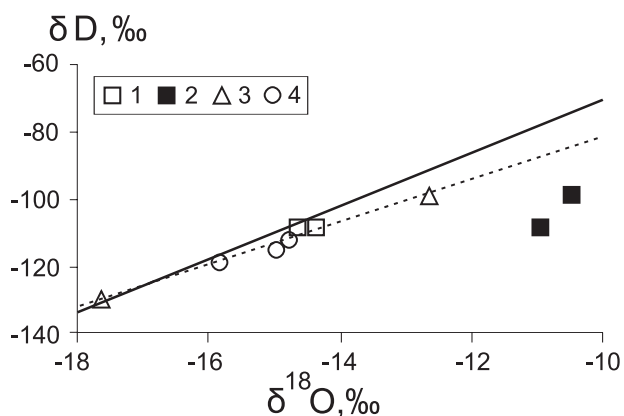


Рис. 3.4.4.3. Изотопный состав кислорода и водорода природных вод Ынпынэвеемских источников

Условные обозначения те же, что на рис. 3.1.1.8 и 3.4.1.7

3.4.5. ИСТОЧНИКИ АРЭНЫШКЫНВААМСКИЕ № 16 (65° 58' 52" N, 173° 42' 30" W, Н = 59 м)

Источники были обнаружены и опробованы нами летом 2004 г. и первоначально были условно названы Гусиными из-за огромного количества гусиного помета в их окрестностях. В 2005 г. Арэнышкынваамские источники были обследованы экспедицией ФГУП «Георегион» (г. Анадырь) [Киевский и др., 2006], какие-либо иные данные об этих источниках в литературе нами не найдены.

Местоположение

Арэнышкынваамские источники (т. 16 рис. 1) расположено в правом борту ручья Уют, левого притока р. Арэнышкынваам, в непосредственной близости от Ынпынэвеемских источников (разница в координатах составляет 1.5–2 минуты по широте и долготе). Обустроенных подъездных путей. Ближайшие населенные пункты: с. Лорино – 100 км; с. Лаврентия – 130 км.

Геологическая ситуация

Территориальная близость и морфологическая схожесть с Ынпынэвеемскими источниками позволяют предположить, что водовмещающими для Арэнышкынваамских источников являются те же породы – габброды триаса, перекрытые четвертичными отложениями. Но по данным экспедиции ФГУП «Георегион», они приурочены к зоне контакта габброидов триаса и гранитов нижнего мела [Киевский и др., 2006].

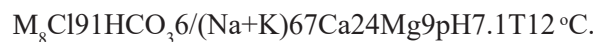
В гидрогеологическом плане проявление расположено в пределах Колючинского артезианского бассейна Корякско-Чукотской гидрогеологической области [Киевский и др., 2006].

Морфология выходов

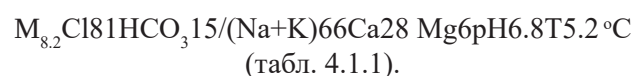
Морфологически Арэнышкынваамские источники очень похожи на Ынпынэвеемские, только меньше по площади. Те же бугры пучения, ожелезнение грунта (рис 3.4.5.1а, б). Небольшое озерцо диаметром приблизительно 30 м. Лужицы, воронки с минерализованной водой с мелкими, слегка газифицированными грифонами. Выходы малодебитных источников рассредоточены по площади. По данным [Киевский и др., 2006], суммарный дебит источников составляет около 5 л/с.

Химический состав воды и газа

По химическому составу термальная вода – хлоридная натриево-кальциевая, слабо термальная. с нейтральной реакцией, без запаха, прозрачная, по вкусу соленая. Формула химического состава, по нашим данным, имеет вид



Бликий состав термальной воды Арэнышкынваамских источников дает и А.Д. Киевский –



Изотопный состав кислорода и водорода термоминеральных и местных метеорных вод представлен на рис. 3.4.5.2.

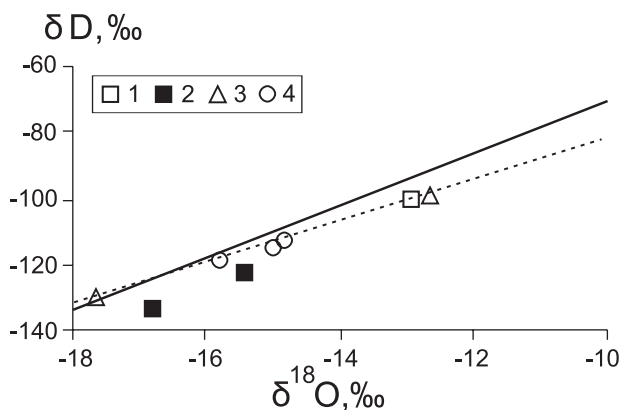


А



Б

Рис. 3.4.5.1. Арэнышкынваамские источники:
(А) – общий вид, (Б) – фрагмент. На рисунках видны
сильные мерзлотные деформации грунтов. *Фото авторов*



Состав термальной воды существенно отличается от такового для местных поверхностных вод (ручей Уют), но близок как к составу региональных атмосферных осадков Аляски, так и поверхностных вод озера Иони. В термальных водах также наблюдается некоторый изотопно-кислородный сдвиг относительно линий атмосферных осадков.

В составе свободных газов источников (табл. 5.1.1 и 5.1.2) преобладает азот (59.5 % об.) при высокой концентрации углекислого газа

Рис. 3.4.5.2. Изотопный состав О и Н в водах Арэнышкынваамских источников. Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8 и 3.4.1.7

(37.4 % об.). Содержание Не высокое (0.44 % об.) при $^3\text{He}/^4\text{He} = 47 \times 10^{-8}$, которое свидетельствует о присутствии некоторой доли мантийной компоненты. Концентрация Ar составляет 0.66 % об., а отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 305$, что говорит о наличии в составе аргона не только воздушной, но и коровой радиогенной составляющей. Отношение $\text{N}_2/\text{Ar}_{\text{АТМ}}$ (93), превышающее атмосферное (84), указывает на некоторую примесь в газе и неатмогенного азота.

По заключению Томского НИИ курортологии и физиотерапии [Киевский и др., 2006], термальная вода Арэнышкынваамских источников может быть отнесена к природной минеральной питьевой лечебно-столовой воде и, в принципе, может быть использована в бальнеологических целях. Практическое использование воды источников в настоящее время вряд ли является целесообразным.

3.4.6. НЭЛПЫГЕНВЕЕМСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 17 (65° 58' 25" N, 172° 47' 16" W, h = 106 м)

Описание источников дано в работах [Романова, Жукова, 1970_{а,б}; Владимирцева и др., 2001_а], причем вторая работа цитирует, в основном, первую. Подробная характеристика источников содержится и в работе [Киевский и др., 2006], авторы которой работали на источниках в 2005 г. В этой работе источники названы Нгэльвьелвеемскими. Нами Нэльпыгенвеемские источники были обследованы летом 2004 г.

Местоположение

Источники (т. 17 на рис. 1) расположены в долине р. Нэльпыгенвеем, левого притока р. Игельхвеем на территории Чукотского района ЧАО. Ближайшие населенные пункты – приблизительно 90 км на юго-восток до пос. Лаврентия и около 65 км на юго-восток до пос. Лорино.

Геологическая ситуация

По данным [Романова, Жукова, 1970_{а,б}], источники выходят вдоль разлома северо-восточного

направления среди позднемеловых пород, представленных липаритами, дацитами, их туфами и пачками туфогенно-осадочных пород. По левобережью среднего течения реки Игельхвеем обнажаются базальты и андезиты-базальты миоценовой тын геувээмской свиты мощностью 100–120 м. По описанию же А.Д. Киевского [2006], источники расположены в зоне разлома СВ простирания, секущего габброидный плутонический комплекс триаса.

В гидрогеологическом плане проявление расположено в пределах Мечигменско-Колючинского гидрогеологического массива Корьякско-Чукотской гидрогеологической области [Киевский и др., 2006].

Морфология выходов

Источники находятся на пойме левого берега р. Нэльпыгенвеем, левого притока р. Игельхвеем, приблизительно в 3 км выше устья (рис. 3.4.6.1). Выходы минеральной воды отмечены у основания

склона на протяжении приблизительно 100 м. Ближе к реке имеются отложения рыхлого травертина светло-оранжевого цвета. По оценкам в работе [Романов, Жукова, 1970_{а, б}], на площади 10 х 20 м² выходят многочисленные газифирующие грифоны минеральной воды с температурой 2 °С и общим дебитом 1,8 л/с. Точно такую же цифру дебита источников приводит и А.Д. Киевский [2006]. В этой же работе указано, что в 2005 г. температура воды в источниках была от 1.7 до 8.2 °С. Внутри этого диапазона, согласно нашим измерениям, температура минеральной воды в августе 2004 г. составляла 6.6 °С в то время, когда в реке выше источников температура воды была 13 °С при температуре воздуха 15 °С.

Химический состав и изотопные характеристики

По химическому составу (табл. 3.4.6.1) вода источника хлоридно-гидрокарбонатная натриево-кальциево-магниевая, минерализованная, низкотемпературная, с нейтральной реакцией водной среды, прозрачная и без запаха.

Как видно из приведенных в таблице данных, химический состав термальной воды у всех авторов практически одинаков. Характерной особенностью этих вод является высокая концентрация ионов магния и гидрокарбоната (табл. 3.4.6.1 и 4.1.1).

Изотопный состав кислорода и водорода минеральных и местных метеорных вод Нельпыгенвеемских источников представлен на рис.3.4.6.2.

Расположение фигуративных точек составов термоминеральных вод источников обнаруживают изотопно-кислородный сдвиг от линий метеорных вод. Изотопные данные указывают на отсутствие морской составляющей в составе минеральной воды.

По газовому составу воды Нельпыгенвеемских источников углекисло-азотные с преобла-



А



Б

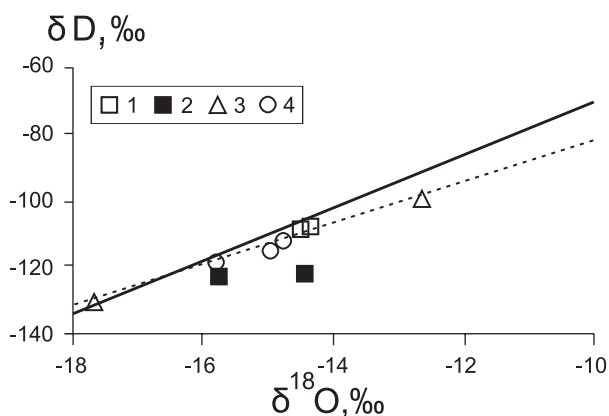
Рис. 3.4.6.1. Нельпыгенвеемские источники: (А) – общий вид; (Б) – отдельный выход (проба 17а). Фото А.Л. Чешко

данием углекислоты (60–73 % об.) и подчиненным количеством (22–40 % об.) азота (табл. 3.4.6.2).

Концентрация Не составляет 0.18–0.44 % об., Ar – 0.31–0.37 % об., изотопный состав гелия – $^3\text{He}/^4\text{He} = (166–172) \times 10^{-8}$. Такая величина изотопного отношения, самая высокая среди всех термальных источников региона, однозначно свидетельствует о присутствии мантийного гелия. Изотопное отношение аргона (323), значительно

Таблица 3.4.6.1. Химический состав термальных вод Нельпыгенвеемских источников

Место отбора	Год отбора	Формула ионно-солевого состава, мг-экв %	Источник сведений
Источник	<1970	$\text{M}_{6.4}\text{Cl}57\text{HCO}_338/(\text{Na}+\text{K})57\text{Mg}24\text{Ca}19$ T2 °С	Романова, Жукова, 1970 _{а, б}
Проба 17б, ист 1	2005	$\text{M}_{7.9}\text{Cl}57\text{HCO}_339\text{SO}_44/(\text{Na}+\text{K})62\text{Mg}20\text{Ca}18$ pH6.4 T3.1 °С	Киевский и др., 2006
Проба 17а, ист.	2004	$\text{M}_{6.9}\text{Cl}60\text{HCO}_336/(\text{Na}+\text{K})56\text{Mg}25\text{Ca}19$ pH6.6 T6.6 °С	Эта работа



превышающее атмосферное, указывает на наличие корового, радиогенного аргона (табл. 5.1.2).

Рис. 3.4.6.2. Изотопный состав О и Н вод Нэльпынгевеевских источников. Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8 и 3.4.1.7

Возможности освоения

По заключению испытательной лаборатории природных лечебных ресурсов Томского НИИ курортологии и физиотерапии [Киевский и др., 2006], термальная вода Нэльпынгевеевских источников является природной питьевой лечебно-столовой водой, наиболее близкого аналога которой не выявлено. Практическое использование воды источников в бальнеологических целях в настоящее время вряд ли является целесообразным.

Таблица 3.4.6.2. Химический состав свободной газовой фазы Нэльпынгевеевских источников

Место отбора	Год отбора	Газовый состав, % об						Источник сведений
		O ₂	CO ₂	CH ₄	N ₂	Ar	He	
Источник	<1970	0.2	73.3	н/д	26.5	н/д	н/д	Романова, Жукова, 1970 _{а, б}
Проба 17б, ист. 1	2005	0.1	72.8	0.006	22.3	0.31	0.18	Киевский и др., 2006
Проба 17а, источник	2004	0.1	60.1	0.005	39.8	0.37	0.44	Эта работа

3.4.7. ИСТОЧНИКИ ИОНИЙСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ № 31 (65° 58' 40" N, 173° 50' 00" W)

Эти источники, как и соседние Ионийские газовые, были впервые опробованы В.Ф. Завгородним в 1958–1959 гг. при проведении работ по гидрогеологическому картированию масштаба 1:100000 в составе Ионийской гидрогеологической партии [Завгородний, 1960] и позднее опубликованы в работе [Завгородний, 1962]. В 2005 г. источники обследованы сотрудниками экспедиции анадырьской организации «Георегион», которыми нам была передана проба воды для проведения изотопных исследований [Киевский и др., 2006]. Приведенное ниже краткое описание источников основано на данных этих исследователей.

Местоположение

Источники (т. 31 на рис. 1) расположены в 6 км на север от горы Иони и в 9 км северо-восточнее северной оконечности озера Иони в истоке ручья Минерального. Ближайшие населенные пункты:

с. Нешкан в 125 км северо-восточнее, и с. Лаврентия, в 135 км юго-западнее проявления.

Геологическая ситуация

В геологическом отношении источники приурочены, как и Ионийские газовые, к той же площади распространения габброидов триаса, перекрытых рыхлыми четвертичными отложениями. В гидрогеологическом плане проявление расположено в пределах Колочинского артезианского бассейна Корякско-Чукотской гидрогеологической области [Киевский и др., 2006].

Морфология выходов

Выходы минеральных вод (рис. 3.4.7.1) приурочены, главным образом, к пойме ручья Минерального. Участок выходов площадью 200–250 м² покрыт четвертичными песчано-глинистыми отложениями с галькой. Они проявляются на дне отрицательных форм рельефа в виде мелких гри-



Рис. 3.4.7.1. Источники Ионийские минеральные, общий вид (по [Киевский и др., 2006])

фонов с пульсирующим выделением пузырьков газа. Вода в грифонах горько-соленая, отлагает тонкие налеты красно-бурого цвета, ее температура воды 3–4 °С, суммарный дебит 2.2 л/с [Киевский и др., 2006].

Химический состав и изотопные характеристики

Данные по химическому составу вод источников неоднозначны. Представленные в табл. 3.4.7.1 результаты анализов двух различных проб В.Ф. Завгороднего значительно отличаются друг от друга, как и от данных А.Д. Киевского. Последние указывают на существенно более высокую общую минерализацию вод при том же хлоридном анионном, но кальциево-магниевом катионном составе по сравнению с магниево-кальциевым в более ранних пробах. Представляется, что проба 2005 г. из источника № 3 точнее характеризует питающий (глубинный) резервуар Ионийских минеральных источников, тогда как пробы 1960-х гг. были более разбавлены (метеогенными?) водами.

Изотопный состав кислорода и водорода в поверхностных и минеральных водах Ионийских минеральных источников представлен на рис. 3.4.7.2.

Как видно из рисунка, изотопный состав минеральной воды отличается от такового не только ручья Минерального, но и метеорных вод района

озера Ионии, обнаруживая более «легкий» изотопный состав. Он значительно отличается также и от состава морской воды.

В газовом составе преобладает азот (до 71 % об.) при значительной (до 35 % об.) концентрации углекислого газа, что характерно и для многих источников КМД [Киевский и др., 2006].

Возможности освоения

По заключению Томского НИИ курортологии и физиотерапии [Киевский и др., 2006], подземная вода источника № 3 Ионийского минерального проявления является питьевой минеральной кремнистой лечебно-столовой водой. Однако, учитывая небольшой дебит источников и значительную удаленность источников от населенных пунктов, их практическое освоение вряд ли является целесообразным.

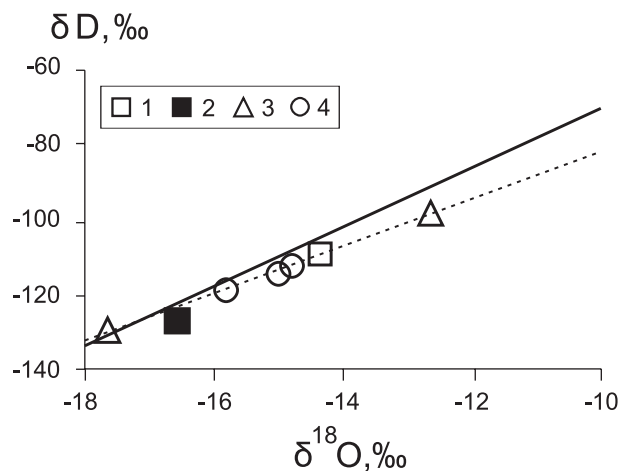


Рис. 3.4.7.2. Изотопный состав H_2O Ионийских минеральных источников. Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8 и 3.4.1.7

Таблица 3.4.7.1. Ионно-солевой состав воды Ионийских минеральных источников

Год и место отбора	Формула ионно-солевого состава	Источник сведений
1958, пр. 25	$M_{1,9}Cl85HCO_312/(Na+K)59Mg21Ca20T(3-4)^{\circ}C$	Завгородний, 1962
1959, н.с.	$M_{3,4}Cl85HCO_311/(Na+K)39Mg43Ca18$	Завгородний, 1962
2005, ист. 3	$M_{7,8}Cl82HCO_316/(Na+K)66Ca28Mg6pH6.4T5.0^{\circ}C$	Киевский и др., 2006

3.4.8. ИСТОЧНИКИ СТУПЕНЧАТЫЕ № 32 (65° 58' 40" N, 173° 53' 40" W)

Судя по отсутствию упоминаний об этих источниках в трудах предыдущих исследователей подземных вод Чукотки, они были обнаружены только в 2005 г. и опробованы давшей им название экспедицией ФГУГП «Георегион». Полученные экспедицией материалы изложены в работе [Киевский и др., 2006]. Содержащиеся в этой работе сведения о Ступенчатых источниках приведены ниже в их краткой характеристике вместе с результатами изучения образца воды, переданного нам А.Д. Киевским для изотопных исследований.

Местоположение

Источники Ступенчатые (т. 32 на рис. 1) расположены в левом борту долины одноименного ручья в 11 км северо-восточнее северной оконечности озера Иони. Ближайшие населенные пункты – с. Нешкан в 125 км северо-восточнее, и

с. Лаврентия в 140 км юго-западнее источников. Подъездные пути отсутствуют.

Геологическая ситуация

В геологическом отношении проявление приурочено к площади распространения габбро триаса, перекрытых рыхлыми четвертичными отложениями. В гидрогеологическом плане проявление расположено в пределах Колочинского артезианского бассейна Корякско-Чукотской гидрогеологической области. По характеру циркуляции воды трещинные и трещинно-жильные.

Морфология выходов

Основной выход минеральных вод на поверхность (источник № 1) расположен на первой надпойменной террасе (рис. 3.4.8.1) и представляет собой 30 мелких газлирующих грифонов из дна

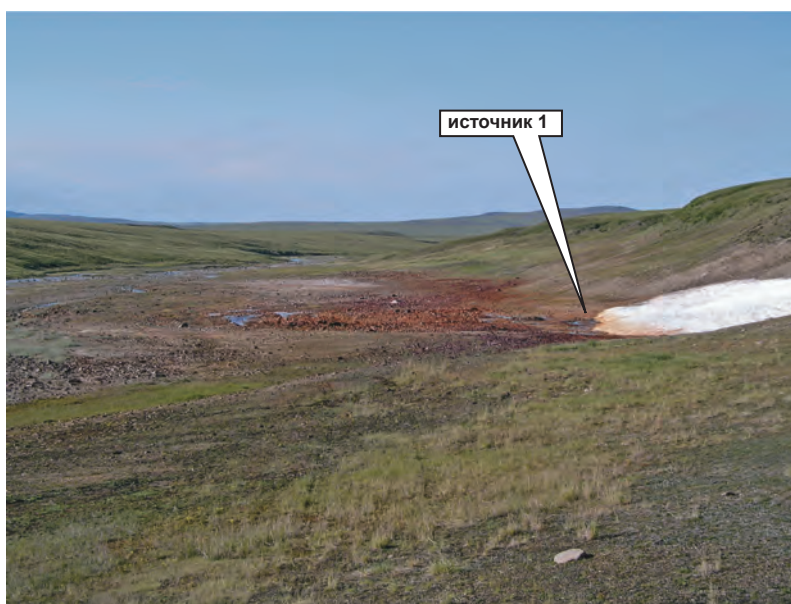


Рис. 3.4.8.1 Ступенчатые источники. Общий вид (по [Киевский и др., 2006])

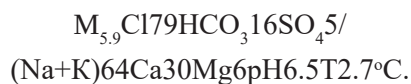
Рис. 3.4.8.2. Изотопный состав H_2O Ступенчатых источников. Условные обозначения те же, что и на рис. 3.1.1.8 и 3.4.1.7

овальной воронки размером 0.2 х 3 м, глубиной 0.1 м. Выше по течению ручья наблюдаются еще две группы выходов источников минеральных вод. Суммарный дебит источников составляет 2.6 л/с.

Водовмещающими породами, на выходе, являются гравийно-галечниковые отложения с песчаным и супесчаным заполнителем

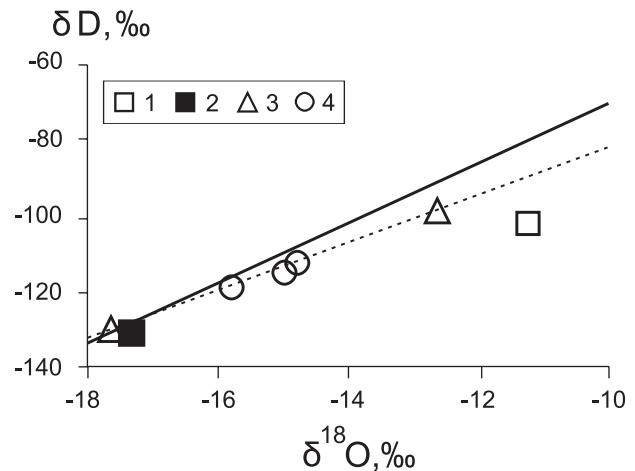
Химический состав термальной воды и газа

Вода прозрачная, без запаха, соленая с минерализацией от 5.5 до 6.6 г/л и температурой от 2.3 до 11.4 °С. По химическому составу – хлоридная натриево-кальциевая с $pH = 6.2-6.5$. Формула ионно-солевого состав воды источника 1 имеет вид:



В переданной нам пробе воды из источника 1 был определен ее изотопный состав (рис. 3.4.8.2).

Значения δD и $\delta^{18}O$ в этом образце наиболее резко отличаются от стандарта SMOW (и намного ниже, чем в метеогенных водах района озера Ионии), будучи вообще минимальными из встреченных в изученных источниках Чу-



котки. Они наиболее близки к составу среднегодовых атмосферных осадков на самой северной метеостанции Барроу (Barrow) на Аляске ($\delta D = -129.8$, $\delta^{18}O = -17.6$).

В газовой составляющей преобладает азот (65.5 % об.) со значительным содержанием углекислого газа (33.2 % об. – табл. 4.1.1).

Возможности освоения

По заключению Томского НИИ курортологии и физиотерапии [Киевский и др., 2006], подземная вода источника № 1 источников Ступенчатые является питьевой минеральной кремнистой лечебно-столовой водой. Однако их практическое освоение в настоящее время вряд ли является актуальным.

3.4.9. ПЕЧИГТАНВААМСКИЕ ИСТОЧНИКИ № 33 (65° 33' 40" N, 173° 42' 10" W)

Описания Печигтанваамских источников в литературе нами найдено не было за исключением работы [Киевский и др, 2006], из которой и были взяты приведенные ниже краткие данные. Авторами этой работы, опробовавшими источники в 2005 г., нам переданы пробы для проведения изотопного анализа, поскольку самим провести обследование этих источников не удалось.

Местоположение

Источники (т. 33 на рис. 1) расположены в левом борту р. Печигтанваам на первой надпойменной террасе в 2.6 км южнее г. Печигтан. Ближай-

шие населенные пункты: с. Лаврентия 125 км и с. Лорино 95 км северо-восточнее проявления. Подъездные пути отсутствуют.

Геологическая ситуация

В геологическом отношении проявление приурочено к зоне контакта пород леурваамской свиты верхнего мела и этелькуомской свиты нижнего мела, перекрытых четвертичными отложениями. В гидрогеологическом отношении проявление приурочено к Мечигменско-Колочинскому гидрогеологическому массиву Корякско-Чукотской гидрогеологической области.

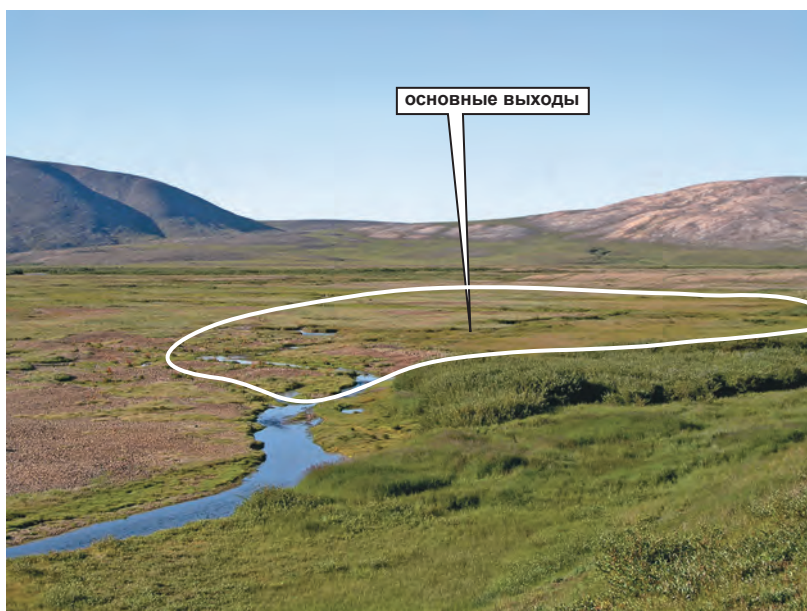


Рис.3.4.9.1. Печигтанваамские источники. Общий вид (по [Киевский и др., 2006])

Морфология выходов

Долина реки шириной более 500 м при русле шириной до 20 м представлена пойменной частью и двумя надпойменными террасами (рис. 3.4.9.1).

Выходы термоминеральных вод с температурой до 28.2 °С, принятой в последующих расчетах за «эталонную» при концентрации NaCl = 1.91 г/л, расположены на первой надпойменной террасе реки в ее левом борту. Здесь, на площади 300 x 100 м, в отрицательных формах рельефа (мелкие озера, канавы, ручьи), наблюдаются выходы 10 источников. По характеру выходов они весьма разнообразны, от струек воды в бортах понижений, до мелких газифирующих грифонов в дне ручьев и канав. Они образуют ручей, примыкающий к левому борту долины (рис. 3.4.9.1). По сведениям местных жите-

лей, зимой он не замерзает, следовательно, имеет круглогодичный сток. Часть источников сопровождается выходами газов, в виде мелких пузырьков, газифирующих по 1–2 сек., через 2–4 мин. Поверхность воды в местах выходов и по ручью покрыта термофильными водорослями. Дебиты единичных источников определить практически невозможно, так как большинство из них выходят в днищах водоемов. Дебит проявления, измеренный сотрудниками ФГУТП «Георегион» в створе на ручье (точка М6, проба 33а), составил 15.1 л/с при температуре 15 °С и концентрации NaCl 1.74 г/л.

Суммарный дебит источников в пересчете на «эталонную» температуру составил 13.8 л/с, а их тепловая мощность – $13.8 \times 28.2 = 389$ ккал/с = 1.6 МВт_т.

Химический состав и изотопные характеристики

Минерализация воды в источниках изменяется от 1.7 до 2.1 г/л при температуре от 15 до 28.2 °С. Вода прозрачная без запаха, солоноватая, по химическому составу хлоридная натриевая, pH = 7.3–7.5. Формула основного ионно-солевого состава воды –

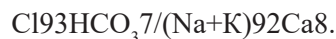
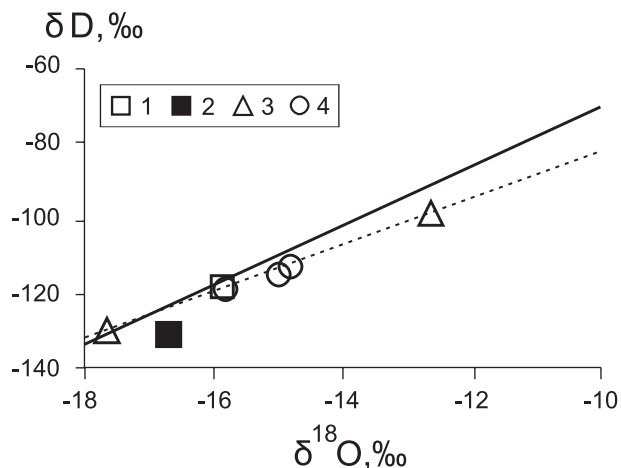


Рис. 3.4.9.2. Изотопный состав H₂O Печигтанваамских источников. Условные обозначения те же, что на рис. 3.1.1.8 и 3.4.1.7



В воде выявлено повышенное содержание метакремниевой кислоты (0.083 г/л).

Изотопный состав кислорода и водорода вод Печигтанваамских источников представлен на рис. 3.4.9.2.

На диаграмме видно, что термальная вода изотопно «легче» не только воды реки Печигтанваам, но и метеогенных вод района озера Иони.

Возможности освоения

Вода проявления может быть отнесена к группе кремнистых термальных вод для наружного применения и использоваться в бальнеологических целях.

Исходя из значительной удаленности от населенных пунктов, освоение источников не является целесообразным.

3.4.10. КРУГОВЫЕ ИСТОЧНИКИ № 26 (66° 06' 30" N, 174° 02' 08" W)

Источники впервые кратко описаны Ю.В. Крюковым в 1985 г. [Крюков, 1985]. Источники упоминаются также в работе [Владимирцева и др., 2001₆]. Более подробно Круговые источники описаны в работе [Киевский и др., 2006]. Нами источники опробованы не были, поэтому их краткое описание дается, в основном, по данным последней работы.

Местоположение

Источники (т. 26 на рис. 1) расположены в нижнем течении р. Ионивеем, в 2.5 км западнее русла (рис. 3.4.10). Ближайшие населенные пункты: с. Нешкан, в 110 км северо-восточнее, и с. Лаврентия в 150 км юго-западнее проявления. Подъездные пути отсутствуют.

Геологическая ситуация

В геологическом отношении проявление приурочено к контакту гидротермальных брекчий, образовавшихся в результате цементации обломков габбро нижнетриасового возраста с отложениями источников. В гидрогеологическом плане проявление расположено в пределах Мечигменско-Колочинской системы гидрогеологических массивов Корякско-Чукотской гидрогеологической области. По характеру глубинной циркуляции воды трещинные и трещинно-жильные [Киевский и др., 2006]. Гидрогеологическими особенностями района является наличие многолетней мерзлоты, мощностью до 300 м, и формирование таликов под руслами рек, озёр и лагун [Крюков, 1985].

Источники Круговые приурочены к зонам растяжения вдоль системы северо-восточных сбросо-сдвигов в Беринговоморском поясе [Владимирцева и др., 2001₆, стр. 182].

Морфология выходов

Основная группа выходов минеральных вод на поверхность сосредоточена у подножья делювиального склона (рис. 3.4.10.1 А, Б). Здесь наблюдаются линейные выходы нисходящих источников в виде мелких струй, вытекающих из



А



Б

Рис.3.4.10.1. Источники Круговые: (А) – общий вид, (Б) – источник №1 (по [Киевский и др., 2006])

под делювиальных щебенисто-дресвяных отложений. Сток от источников осуществляется вниз по склону на юго-восток, скапливаясь в небольшом озере.

Дебиты единичных источников не превышают 0.1 л/с. Суммарный дебит проявления составляет около 1 л/с.

Химический состав

Вода прозрачная, без запаха, соленая, при минерализации от 9.5 до 14 г/л, температуре от 3.8 до 10 °С и рН – 7.0–7.5. Формула основного *ионно-солевого состава* воды имеет вид



Отмечено повышенное содержание метакремниевой кислоты и брома. Таким образом, по минерализации и основному ионно-солевому составу вода источника является холодной среднеминерализованной кремнистой бромной хлоридной натриево-кальциевой со слабощелочной реакцией водной среды.

Источники не газируют.

Возможности освоения

Вода проявления относится к группе бальнеологических вод для наружного применения. Однако, большая удаленность от населенных пунктов и малый дебит источников делает их малоинтересными для практического использования.

3.4.11. ИСТОЧНИКИ ИОНИЙСКИЕ ГАЗОВЫЕ № 30 (65° 58' 30" N, 173° 48' 40" W)

Ионийские газовые источники были впервые опробованы В.Ф. Завгородним одновременно с Ионийскими минеральными в 1958–1959 гг. [Завгородний, 1960, 1962]. Позднее, в 2005 г., они были обследованы экспедицией А.Д. Киевского [Киевский и др., 2006]. Нам источники посетить не удалось и никаких исследований их проб не проводилось. Краткое описание источ-

ников дается, главным образом, по данным А.Д. Киевского.

Местоположение

Источники (т. 30 на рис. 1) расположены в 8 км северо-восточнее озера Ионии и в 5.5 км в том же направлении от горы Иони на южном склоне небольшого холма. Ближайшие населенные

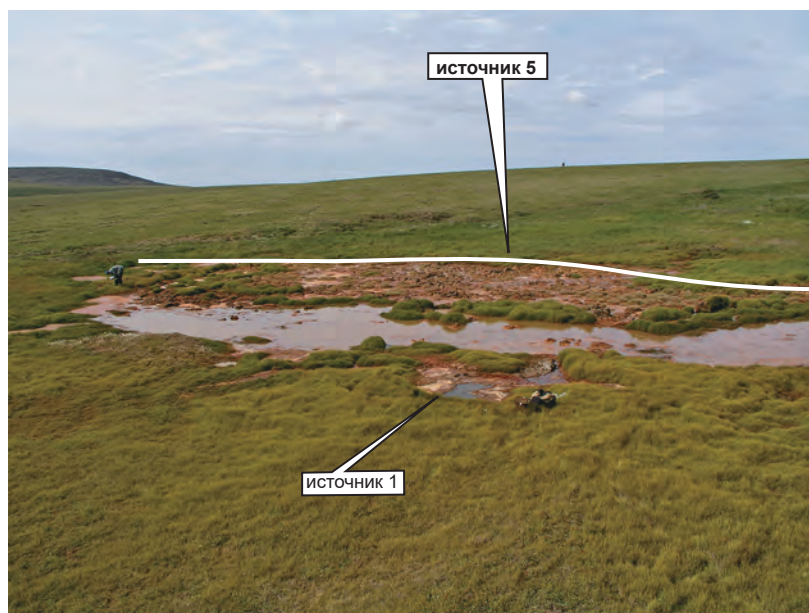


Рис. 3.4.11.1. Источники Ионийские газовые, общий вид, белой линией показаны места высачиваний минеральной воды (по [Киевский и др., 2006])

пункты: с. Нешкан, в 125 км северо-восточнее, и с. Лаврентия, в 135 км юго-западнее проявления.

Геологическая ситуация

Как и Ионийские минеральные, Ыныпнэвеемские и Арэнышкынваамские, эти источники выходят на площади распространения габброидов триаса, перекрытых рыхлыми четвертичными отложениями. В гидрогеологическом плане проявление расположено в пределах Колочинского артезианского бассейна Корякско-Чукотской гидрогеологической области и приурочены к Ионийскому меридиональному разлому [Киевский и др., 2006].

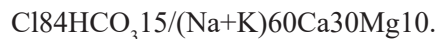
Морфология выходов

Источники разгружаются на левом склоне ручья Поворотного в 700 м от русла. Четыре источника выходят в залитых водой воронках (диаметром от 0.6 до 3 м и глубиной до 0.3 м) в виде грифонов, сопровождающихся выходом мелких (до 2–3 мм) пузырьков газа. Сток из них осуществляется в озеро овальной формы размером 50 x 10 м по осям. Еще один (линейный) выход минеральных вод расположен севернее озера. Он представляет собой линейное «высачивание» минерализованных вод среди заболоченного участка площадью 400 м², (рис. 3.4.11.1). Общий сток осуществляется из озера к ручью. Ниже по склону поверхность стока покрыта оранжевым налетом. Суммарный дебит источников составляет, по А.Д. Киевскому, 1.1 л/с.

По измерениям В.Ф. Завгороднего [1962], температура воды – 3.5 °С, суммарный дебит – 0.9 л/с и газовый фактор – 0.1 л/с.

Химический состав воды и газа

По данным А.Д. Киевского, вода прозрачная, без запаха, соленая с минерализацией 6.7–8.2 г/л и температурой 5.3–10 °С. Формула основного ионно-солевого состава воды источника № 1 имеет вид



В.Ф. Завгородний приводит несколько иной химический состав минеральной воды –



при минерализации 9.4 г/л, pH 6.5 и T 3–4 °С. Изотопные исследования на источниках нами не проводились.

В газовом составе, по данным обоих исследователей, доминирует азот (от 61 до 66 % об.) при значительном количестве углекислого газа (28–35 % об.).

Возможности освоения

По заключению Томского НИИ курортологии и физиотерапии [Киевский и др., 2006], подземная вода проявления является питьевой минеральной кремнистой железистой лечебно-столовой водой.

В настоящее время источники вряд ли представляют практический интерес.

Глава 4

СОСТАВ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

4.1. МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГИДРОТЕРМ

Скважинами подземные воды на востоке Чукотки изучены только на отдельных разобщенных участках, довольно ограниченных по площади. Эти данные дают лишь фрагментарную характеристику подземной гидросферы в пределах криолитозоны. Прямые же данные о подмерзлотных водах Восточной Чукотки практически отсутствуют. Но изучение минеральных источников позволяет выявить их геохимические особенности, выяснить происхождение их компонентов и тем самым уточнить представления об их формировании. Эти представления опираются на различия компонентного состава газовой фазы разгружающихся гидротерм и содержащихся в них солей, а также специфику изотопного состава этих компонентов.

В пределах Чукотки по газовому составу встречается два типа вод – азотные и углекислые. Азотные воды распространены практически повсеместно, за исключением центральной части Чукотского полуострова (районы Колючинско-Мечигменской депрессии (КМД) и озера Иони), где имеется несколько проявлений углекислых вод. Более подробно особенности химического состава газовой фазы минеральных вод Чукотки рассматриваются в *Главе 5*.

Температура опробованных источников, как указано еще во *Введении* (рис. 1), лежит в диапазоне от 2.5 до 97 °С (табл. 4.1.1.). Большинство из них по составу спонтанно выделяющейся газовой фазы являются «азотными», в том чис-

ле семь групп – гипертермальными с $t^{\circ}\text{C} > 42$ – источники Чаплинские (87.5 °С, т. 1.), Сенявинские (78.7 °С, т. 2), Вытхытеевские (64.9 °С, т. 13), Кукунские и Дежневские (60 °С, соответственно тт. 5 и 10), Туманные (55.1 °С, т. 8) и Нешканские (51.8 °С, т. 10). Но самыми горячими (97 °С) являются Мечигменские источники, разгружающиеся в Колюческо-Мечигменской депрессии (КМД). Поскольку они располагаются вблизи района распространения углекислых вод, локализующихся преимущественно вблизи озера Иони, они имеют смешанный состав газовой фазы (до 57 % об. CO_2).

Углекислые воды, характеризуются в сравнении с азотными водопрооявлениями заметно более низкими температурами воды от 2.7 до 21.1 °С. Наибольшей температурой воды (21.1 °С) в этой группе характеризуются воды ист. Бабушкины Очки (т. 7). Минимальные температуры (2.7 и 3.0 °С) отмечены в источниках Ступенчатый (т. 30) и Нэльпыгенвеевский (т. 17).

Еще две группы ультрапресных вод (по-видимому, сезонно-талого слоя, но инъецированные глубинным гелием), с минерализацией 0.04 и 0.08 г/л – Танатапские и Мамкинские, тт. 19 и 20) были обнаружены гидрогеологами ФГУГП «Гео-регион» в 2005 г. и переданы нам для исследования. Более подробно температурные условия формирования исследуемых источников рассмотрены в последней главе.

4.1.1. СОЛЕВОЙ СОСТАВ ВОД

Макрокомпоненты

Исследуемые водопроявления характеризуются слабощелочными и нейтральными значениями pH – от 5.9 до 8.6 (табл. 4.1.1). Высокие значения pH (>8) характерны для водопроявлений Южного района (Чаплинских, Сенявинских, Аракамченских и Кивакских источников). В водах остальных районов Чукотки значения pH заметно ниже (< 8). При этом pH углекислых и азотных источников в этих районах принципиально не различаются.

В целом, необходимо отметить тот факт, что для азотных терм Чукотки, за исключением Южного района, в общем, не характерны щелочные значения pH (8.5...9.5), которые довольно типичны для маломинерализованных азотных терм других регионов [Барабанов, Дислер, 1968]

По величине общей минерализации опробованные источники различаются на полтора порядка – от ~1.5 г/л в Сенявинских источниках Южного района полуострова до ~20 г/л в соседних Чаплинских (т. 1) и Дежневских (т. 9) в Восточном районе, и даже выше морской в Северном: в Нешканских и Оранжевых величина сухого остатка составляет 37.1 и 36.2 г/л (тт. 10 и 14, соответственно) (рис. 4.1.1 и табл. 4.1.1). Величины минерализации источников, как и температуры, практически не обнаруживают универсальной связи с их удаленностью от берегов морей, омывающих полуостров.

По анионному составу воды большинства азотных источников относятся к распространенному, в основном, на периферии полуострова хлоридному типу («Cl») с содержанием в них Cl-иона близким к 100 мг-экв.%. Только в центральной части полуострова встречаются воды хлоридно-гидрокарбонатного типа («Cl-HCO₃»), в которых доля иона HCO₃ достигает 17–37 мг-экв.% (рис. 4.1.3).

Хлоридный тип вод, господствующий во всех приморских районах, типичен для вод, в газовом составе которых доминирует азот. Увеличение доли иона HCO₃ характерно только для углекислых водопроявлений, локализованных в центральной части Чукотского полуострова.

Доля сульфат-иона в солевом составе терм незначительна и, как правило, в большинстве источников варьирует от ~0 до 1–3 мг-экв %, достигая 5–6.7 мг-экв.% только в Сенявинских (т. 2), Аракамченских (т. 3) и Арэнышкынваамских (Гусиных, т. 16). В абсолютном выражении концентрации SO₄²⁻ в исследуемых водах меняются от 0.52 до 322 мг/л (табл. 4.1.1.) Более высокие концен-

трации SO₄²⁻ (> 150 мг/л) характерны для углекислых водопроявлений, в то время как для большинства азотных источников типичны более низкие концентрации этого иона – от 0.8 до 100 мг/л. Только в водах двух групп азотных источников (Оранжевые и Чаплинские, тт. 14 и 1) концентрации SO₄²⁻ достигают 130...200 мг/л.

В составе катионов доминируют ионы Na⁺ и Ca²⁺ (рис. 4.1.2Б). Доля Na⁺ меняется от 50 до 92 мг-экв %, а доля Ca²⁺ – от 4 до 46 мг-экв %, составляя в среднем 25 мг-экв %.

Роль магния в составе азотных терм Чукотки, как правило, пренебрежимо мала (<< 1 мг-экв %). Только в некоторых азотных источниках, характеризующихся температурами не более 15.6 °С, его доля возрастает до 6–25 мг-экв %. Все эти источники локализованы компактной группой вблизи северо-восточного побережья Чукотки. В теплых углекислых водах доля Mg²⁺ повсеместно становится заметной, достигая значений 9–27 мг-экв % – источники Бабушкины очки, Нэльпыгенвеемские, Ионийские минеральные и газовые, и др. (тт. 7, 17, 31–32, соответственно) и даже 44.5 мг-экв % – в ист. Ынпынывеемском (т. 15 а, б).

В целом, доля магния в составе катионов показывает обратную зависимость от температур источников (рис. 4.1.3).

Таким образом, для низкотемпературных водопроявлений характерна повышенная доля магния в составе катионов. На первый взгляд, различия в составе газовой фазы терм (доминирование CO₂ или N₂) не играют определяющей роли в изменении доли этого элемента в составе катионов, выраженной в мг-экв %. Однако, именно в углекислых водах отмечаются самые высокие абсолютные концентрации Mg²⁺ (до 650 мг/л) – см. табл. 4.1.1, Ынпынэвеемские источники.

Вероятно, присутствие CO₂ в газовой фазе минеральных вод способствует извлечению этого элемента из пород. Тем не менее, в процессах сохранения иона магния в растворе температура вод также имеет не менее важное значение. При ее повышении магнии начинает быстро удаляться из раствора (см. рис. 4.1.3), очевидно, фиксируясь в глинистых минералах и вторичных карбонатах. С этой точки зрения показателен солевой состав самых высокотемпературных Мечигменских источников (см. табл. 4.1.1, т. 6), в газовой фазе которых присутствует значительная доля CO₂ (до 57.6 %). Концентрация Mg²⁺ в воде этих источников со-

Таблица 4.1.1. Химический состав термальных вод, мг/л
(курсивом отмечены пробы, отобранные экспедицией ФГУП «Георегион», г. Анадырь)

NN групп/ Индекс обраща	Место отбора, районы, источники	t, °C	Сумма, г/л	Сухой остаток, г/л	pH	Eh, мВ	Na, мг/л	K, мг/л	Ca, мг/л	Mg, мг/л	HCO ₃ , мг/л	Cl, мг/л	SO ₄ , мг/л	F, мг/л	Cl/Br	Cl/B	Sr/Ba
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	Чаплинские														264²	10279	48
1a	скважина самоизливающаяся	87.5	18.53	19.28	8.6	136	4284	99	2192	0.9	122	11630	197	3.1	259	9857	38
1б	Восточная группа, источник	67.8	17.73	18.95	8.0	140	4205	111	2146	0.9	98	10990	178	2.9	281	9850	52
1в	Западная группа, источник	68.1	17.13	17.96	7.2	146	4052	101	2016	0.8	15	10780	166	2.7	271	11092	54
1д	Дальняя группа, источник	79.0	17.61	18.98	6.3	153	4160	107	2163	0.9	15	10990	179	3.0	244	10317	48
2	Сенявинские														219	15018	162
2a	верхний грифон 1	77.7	1.27	1.47	8.6	15	365	11	76	0.1	49	717	55	6.3	214	15010	166
2б	нижний грифон 2	78.7	1.25	1.5	8.6	-30	354	10	82	0.1	29	717	56	6.4	224	15026	159
3	Аракамченские																
3a	нижний грифон	37.4	1.37	1.47	8.4	100	456	9	66	0.5	34	730	73	2.7	291	2039	19
4	Кивакские																
4a	выход у крытого бассейна	43.1	4.54	4.78	8.2	120	1050	16	789	0.4	22	2610	48	2.7	237	10601	24
27	Нунямуевские Верхние														330	5368	11
27a	источник 4	н/д	1.61	н/д	н/д	н/д	412	н/д	134	0.2	55	994	11	н/д	352	5333	16
27б	источник 35	35.6	1.09	1.10	7.7	н/д	304	8	101	0.2	24	639	9	н/д	309	5402	7
28	Синевежские																
28a	источник 6	43.1	8.32	8.50	5.8	н/д	1717	27	1241	3.3	24	5254	56	н/д	352	24551	44
29	Гетлянгенские														401		
29a	источник 1	н/д	2.20	н/д	н/д	н/д	585	30	109	0.4	55	1384	33	н/д	414	2652	21
29б	источник 8/2	42.5	2.51	2.70	7.0	н/д	682	35	140	0.4	49	1562	41	н/д	387	2175	27

Южный район

Таблица 4.1.1. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>Восточный район</i>																	
5	Кукуньские (Лоринские)														297	1560	19
5а	источник 1 (бетонный куб)	60.0	4.50	5.23	7.0	-150	1447	68	254	1.2	81	2590	57	н/д	252	1307	19
5б	там же	56.0	н/д	4.60	7.1	64	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
5д	источник 2	52.5	3.70	4.03	7.4	-27	1118	61	279	1.0	73	2120	50	2.9	255	1303	19
5е	скважина	58.0	4.43	4.72	7.0	-80	1257	79	309	1.1	98	2630	52	3.0	385	2071	20
9	Дежневские														264	2631	80
9а	скв. Верхняя	69.0	18.94	19.6	5.9	75	5434	215	1571	2.2	24	11600	90	2.6	247	2616	63
9б	скв. Центральная	60.1	18.73	19.76	7.8	н/д	5527	205	1541	2.3	24	11350	84	2.6	263	2580	92
9в	скв. Нижняя	52.8	18.77	19.29	н/д	н/д	5030	207	1441	2.4	20	11990	81	2.4	281	2698	85
18	Пыкелуньевские																
18а	источник 2	4.0	2.33	2.40	7.5	н/д	529	17	160	73.7	171	1349	34	н/д	373	20074	2
19	Танатапские																
19а	источник 2	4.7	0.16	0.08	н/д	н/д	3.7	1	27	6.1	104	12.8	4	н/д	256	н/д	30
20	Мамкинские																
20а	источник 1	11.8	0.05	0.04	н/д	н/д	2	0	6	0.6	37	7	2	н/д	н/д	н/д	14
25	Итыгвеемские																
25а	источник 4	4.1	2.54	2.40	7.2	н/д	704	28	201	37.3	207	1349	10	н/д	340	11242	47
22	Утавеемские																
22а	источник 1	15.6	6.29	6.30	6.3	н/д	1723	31	125	304	305	3692	107	н/д	385	20977	8
23	Левое-Тарьявеемские																
23а	источник 1	7.2	5.39	5.60	7.1	н/д	1444	54	439	1.8	73	3337	37	н/д	375	2171	130
24	Кооленьские																
24а	источник 1	13.8	0.92	0.90	6.7	н/д	278	25	42	11.6	67	497	1	н/д	345	10441	5

Таблица 4.1.1. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Северный район																	
10	Нешканские																
10а	источник, верхняя группа	51.8	38.86	37.14	6.1	-15	12457	526	3328	24.8	122	22400	1	1.7	421	14619	16
10б	источник, средняя группа	17.0	н/д	40.00	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
12	Куб																
12а	источник	7.2	4.26	4.48	7.1	н/д	927	79	160	38.0	550	2490	12	1.6	205	н/д	н/д
13	Выхтыязвеемские																
13а	источник	64.9	3.19	3.45	6.5	120	742	43	253	1.2	330	1780	38	2.2	145	7539	9
14	Оранжевые																
14а	источник	14.0	33.94	36.23	6.4	13	6924	326	5289	67.1	232	20950	157	1.0	394	30147	111
11	Тэюкейские																
11а	источник	6.5	16.05	17.64	6.3	н/д	4275	182	1597	17.4	79	9900	2	0.5	371	20455	15
21	Лево-Тэюныаамские																
21а	источник 1	21.1	1.95	2.10	6.9	н/д	416	22	228	5.3	85	1172	24	н/д	349	12679	23
КМД																	
6	Мечигменские														253	2111	12
6а	грифон 1	89.7	3.73	3.93	7.1	120	1255	72	94	1.8	190	2050	70	5.0	250	2093	12
6б	газовый выход с t=97°C	97.0	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
6в	грифон 2	64.3	3.82	4.08	6.9	190	1273	65	98	1.9	217	2100	70	5.2	257	2128	12
7	Бабушкины очки				6.7										266	6554	542
7а	северный грифон	20.1	8.96	9.26	6.5	86	1849	108	899	153	1928	3860	166	2.4	248	6236	527
7б	там же	21.0	9.50	9.58	6.3	н/д	1910	132	937	158	1810	4260	297	2.4	321	6681	471
7в	южный грифон	13.7	9.26	9.15	6.7	157	1934	118	928	115	1897	4080	190	2.0	251	6278	526
7г	там же	17.9	н/д	9.38	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
7д	источник у подножия конуса	14.2	9.05	9.28	н/д	н/д	1850	130	802	149	1890	3990	242	2.6	246	7021	643

Таблица 4.1.1. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
8	Туманные																
8а	группа 1 (северная)	58.6	н/д	н/д	н/д	н/д	1322	75	117	2.4	н/д	н/д	83	н/д	н/д	н/д	19
8б	группа 2 (южная)	55.1	3.27	3.40	н/д	н/д	1127	60	100	2.8	207	1710	65	4.2	259	1997	31
15	Ыпынэвеемские														342		
15а	соленое озеро	15.0	7.77	8.53	7.6	н/д	1401	102	97	650	1420	3900	202	0.13	389	13693	471
15б	источник 1	18.3	7.72	7.60	7.0	н/д	1519	67	152	630	1513	3621	222	н/д	296	8407	524
16	Арэнышкынаамские														336		
16а	источник	12.0	7.53	8.37	н/д	н/д	1699	122	564	124	488	4330	206	0.32	426	6203	156
16б	источник 6	5.2	8.38	8.20	6.8	н/д	1884	92	880	152	1220	3834	320	н/д	245	5573	162
17	Нэлыпгенвеемские														392		
17а	источник	7.0	7.11	6.87	6.6	125	1292	53	392	308	2460	2410	197	0.69	433	8990	202
17б	источник 1	3.1	7.49	7.90	6.4	н/д	1264	41	366	323	2855	2414	226	н/д	352	6378	175
30	Ступенчатые																
30а	источник 1	2.7	5.09	5.9	6.5	н/д	775	51	410	66.7	964	2698	122	н/д	470	8549	565
31	Ионийские (газовые)																
31а	источник 1	5.3	8.38	8.20	6.4	н/д	1766	82	898	211	1214	3976	234	н/д	249	7414	490
32	Ионийские (минеральные)																
32б	источник 3	5.0	7.41	7.80	6.4	н/д	1280	67	789	121	1220	3692	240	н/д	286	6956	489
33	Печистанваамские																
33а	источник 6	28.2	1.71	1.80	7.5	н/д	524	21	43	0.5	122	994	1	н/д	380	2000	57
26	Круговые																
26а	источник 3	4.1	9.12	9.55	7.4	н/д	2242	115	781	14.0	170.8	5733.3	62	н/д	422	5179	158

Примечания:

1) – величина Eh приводится без поправки на «водородный электрод»;

2) – концентрации ионов определены методом ICP за исключением анионов HCO_3 и Cl , а также проб 10в и 12б;

3) – курсивом отмечены пробы, отобранные экспедицией ФГУП «Георегион», г. Анадырь

*) – здесь и далее жирным шрифтом с подчеркиванием выделены средние значения Cl/Br -коэффициента для всей группы источников.

н/д – нет данных.

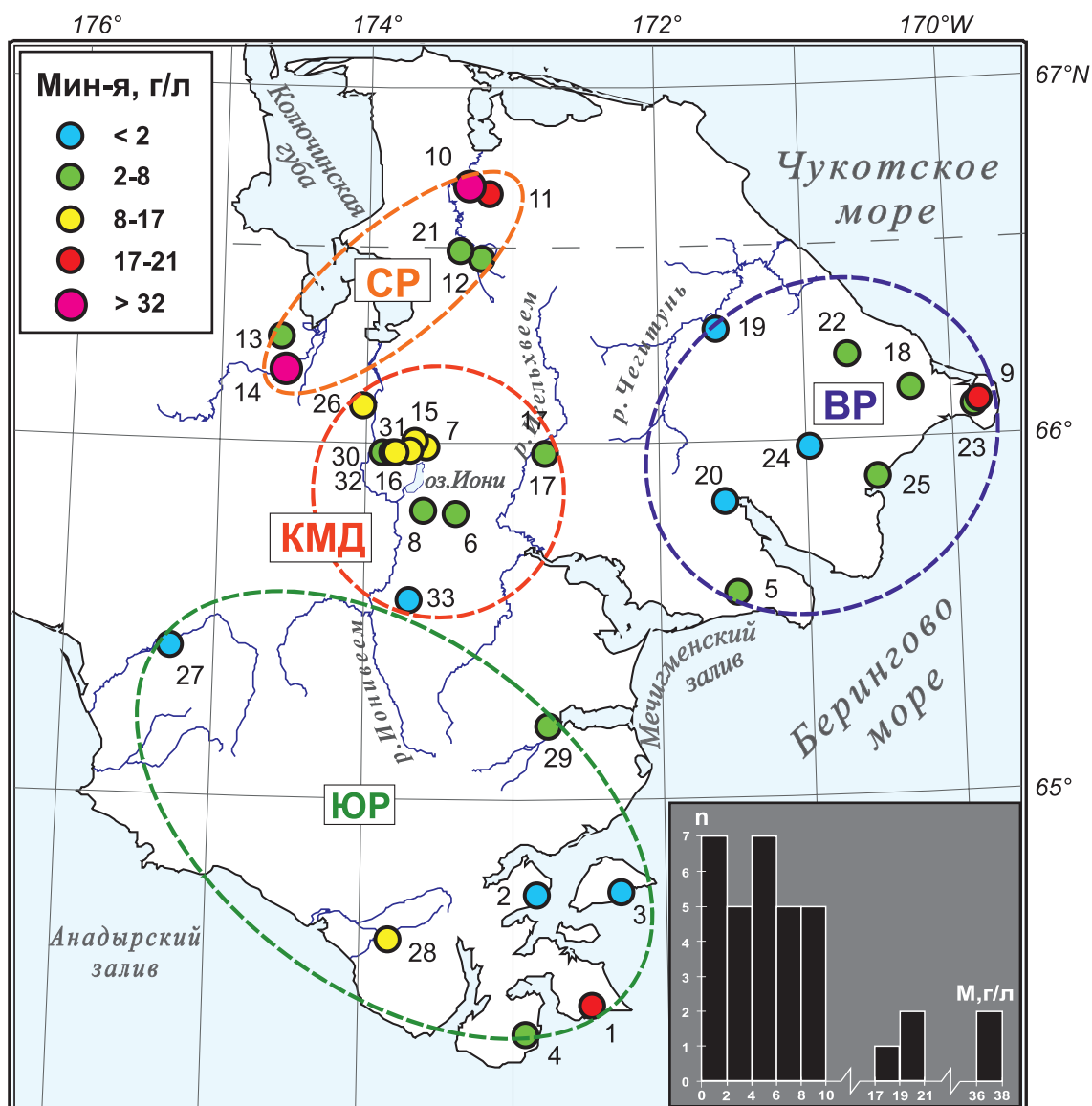


Рис. 4.1.1. Общая минерализация источников

ставляет всего 1.8 мг/л, практически не отличаясь от концентраций этого иона, наблюдаемых в других таких же высокотемпературных (но азотных) источниках, например, Южного, Северного и других районов Чукотки (см. табл. 4.1.1).

Заметим также, что рост количества магния в составе катионов может быть следствием и мерзлотных процессов, действие которых, как показали опыты по вымораживанию морской воды [Фотиев, 1978], приводит к обогащению магнием остаточного раствора. Поэтому, если исключить в формировании минеральных вод участие современных морских вод, его повышенные концентрации могут указывать на участие в питании термальной или иной доли вод, солевой состав которых был модифицирован мерзлотными процессами.

В целом, исследование макрокомпонентного состава термоминеральных вод Чукотки показало, что большинство источников характеризуются Cl-Na-Ca-типом вод. Он типичен для всех высокотемпературных азотных вод. Только в низкотемпературных азотных водах ($t < 20^\circ\text{C}$), локализованных у северного побережья Чукотки, появляются воды Cl-Na-Ca-Mg-типа.

Углекислые водопрооявления Чукотки характеризуются более сложной композицией катионов и анионов. Их химический тип может варьировать от Cl-HCO₃-Na-Ca-Mg до Cl-HCO₃-Na-Mg-Ca и даже до Cl-HCO₃-Na-Mg (ист. Ынпынэвеемский, т. 17).

Несмотря на такое разнообразие геохимических типов подземных вод, «фоновым» химиче-

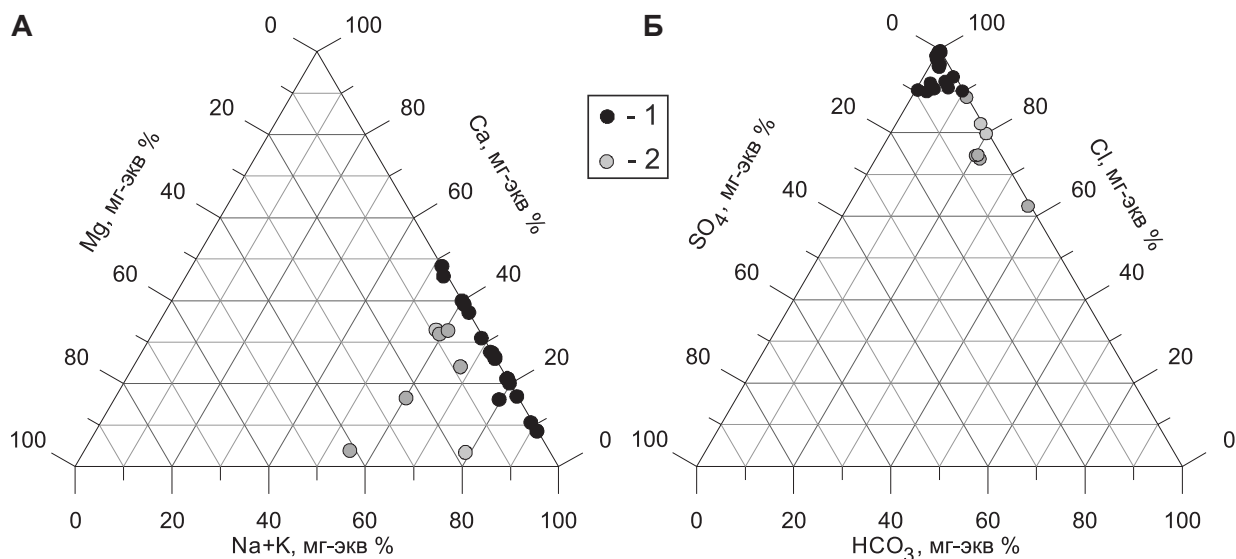


Рис. 4.1.2. Особенности солевого состава вод источников: (А) – катионы, (Б) – анионы. 1-2 воды с различным газовым составом: азотные (1) и углекислые (2)

ским типом можно считать Cl-Na-Ca. Он может быть локально модифицирован воздействием углекислоты (появление Cl-HCO₃-типа) или влиянием криогенных процессов на солевой состав вод. Следствием последних может быть увеличение доли магния в составе катионов, которая существенно возрастает по мере снижения температуры воды в источнике (см. рис. 4.1.3).

Также обращает на себя внимание и тот факт, что концентрации ионов Ca²⁺ и Cl⁻ связывает прямая зависимость (рис. 4.1.4).

В отличие от иона [Na⁺], связь [Ca²⁺] с концентрацией Cl⁻ далеко не столь очевидна. Вероятнее всего, полученная на рис. 4.1.4 зависимость может отражать смешение (разбавление) вод Cl-Na-Ca-типа маломинерализованными водами. По-видимому, воды Cl-Na-Ca-типа изначально имели рассольную минерализацию, существенно превышающую минерализацию морской воды. Отсутствие существенных отклонений от линии корреляции указывает на разбавление этих рассолов пресной водой, практически не содержащей

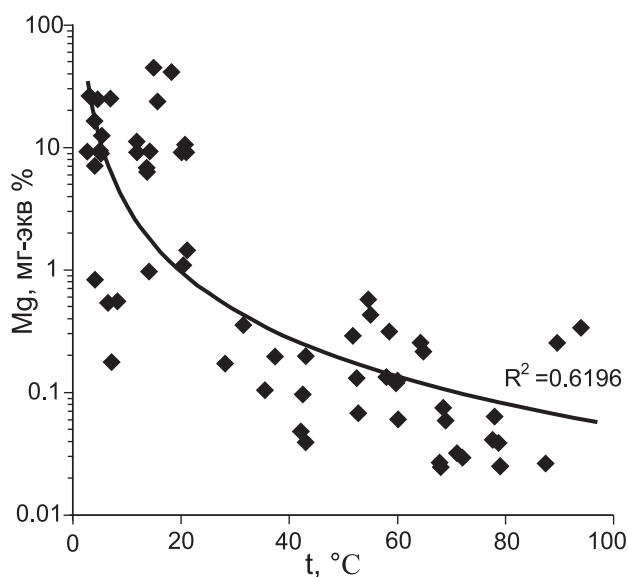


Рис. 4.1.3. Зависимость содержания Mg от измеренной температуры термальных вод Восточной Чукотки

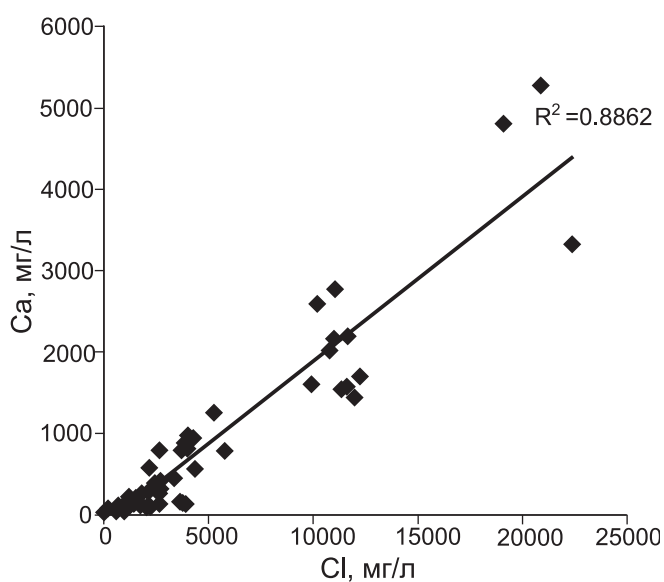


Рис. 4.1.4. Связь концентраций ионов Ca и Cl в термах Восточной Чукотки

растворенных солей. Очевидно, такими свойствами обладают пресные инфильтрационные воды.

Надо также заметить, что рассолы (Cl-Na-Ca-типа), в общем, характерны для нижних гидрогеологических этажей осадочных бассейнов. Высокие концентрации кальция в них связываются с процессами метаморфизма седиментационных вод – с альбитизацией и т. п. [Крайнов и др., 2004].

В итоге представляется, что основу солевой нагрузки термоминеральных вод Чукотского полуострова составляют древние седиментационные воды, которые изначально могли иметь морское происхождение, но были сильно изменены в процессах литогенеза. Очевидно также, что ранее они имели в пределах Восточной Чукотки региональное распространение. Наблюдаемые же в настоящее время широкие вариации минерализации термальных вод являются следствием их различного разбавления инфильтрационными водами. Возможно также, не менее важный вклад в солевую композицию вод несет обменный комплекс водовмещающих пород, который ранее контактировал с этими Cl-Na-Ca рассолами. Криогенные процессы концентрирования солей в подземных водах, в данном случае, по-видимому, имеют подчиненное влияние.

Микрокомпоненты

Исследования микрокомпонентного состава термоминеральных вод (см. Приложение 1) позволяют определить их некоторые геохимические особенности. Значения Cl/Br-коэффициента в водах источников Восточной Чукотки меняются от 145 до 470 ($Cl/Br_{cp} = 316$, см. табл. 4.1.1), часто заметно отличаясь от его величины в морской воде $Cl/Br_m = 292$ [Хорн, 1972]. Важно отметить, что в пределах одной группы или в соседних группах источников часто наблюдаются сильные вариации значений Cl/Br-коэффициента. Например, в Кукуньских (Лоринских, т. 5) источниках в разных выходах термальной воды вариации этого коэффициента находятся в диапазоне 252...385. Вариации подобного масштаба отмечаются и на некоторых других группах источников. Поэтому, и их трудно объяснить влиянием каких-либо естественных геохимических процессов, связанных, например, с галогенезом или взаимодействием вод с вмещающими породами.

Учитывая погрешности определения Cl и Br (для Cl погрешность определения составляет не более 5 %, а для Br может достигать 10–15 % в зависимости от степени разбавления воды при подготовке пробы к ICP-MS анализу), мы пред-

полагаем, что наблюдаемые в пределах одной группы источников вариации значений Cl/Br-коэффициента в большинстве своем могут быть вызваны флуктуациями точности определения концентрации Br. Поэтому большинство проб со значениями Cl/Br-коэффициента в диапазоне 292 ± 40 , можно считать неотличимыми по величине Cl/Br-коэффициента от морской воды.

Вместе с тем, для самых высокоминерализованных источников (Нешканские и Оранжевые) характерны более высокие значения Cl/Br-коэффициента – 390...420. Еще более высокие значения этого коэффициента (до 470) отмечаются и в некоторых углекислых источниках (Ылпынэвемские (т. 15), Арэнышкынваамские (т. 16), Нэлыпгенвеемские (т. 17), Ступенчатые (т. 30). Такие высокие значения Cl/Br-коэффициента могут указывать на формирование вод за счет выщелачивания соленосных отложений.

Особенностью исследуемых вод являются низкие концентрации бора (см. Приложение 1). Они меняются от 48 до 4445 мкг/л, оказываясь в среднем ($B_{cp} = 878$ мкг/л) существенно ниже, чем в морской воде (4600 мкг/л) [Хорн, 1972]. При этом низкие концентрации бора в термальных водах Чукотки не являются следствием их разбавления пресной водой.

Значения Cl/B-коэффициента меняются в очень широком диапазоне значений – от 1300 до 31270 (см. табл. 4.1.1), часто оказываясь существенно выше ($Cl/B_{cp} = 8830$), чем в морской воде ($Cl/B_m = 4130$) [Хорн, 1972]. Это указывает на изначально выраженный дефицит бора (относительно морской воды) в подземных водах Чукотки.

Вместе с тем, в отдельных водопроявлениях относительная концентрация бора все же оказывается выше, чем в морской воде. Такие воды характеризуются значениями $Cl/B \ll 4130$ (см. табл. 4.1.1). К этой группе относятся источники: Аракамченские (т. 3), Гетлянгинские (т. 29), Кукуньские (т. 5), Мечигменские (т. 6), Туманные (т. 8) и Дежневские (т. 9), т. е., за исключением Мечигменских, это чисто «азотные» источники.

Углекислые водопроявления характеризуются значениями Cl/B-коэффициента (>5500) – более высокими, чем в морской воде. Таким образом, в сравнении с величиной «морского» Cl/B_m -коэффициента углекислые воды Чукотки заметно обеднены бором. По этому показателю они резко отличаются от углекислых вод других районов молодого вулканизма (Камчатки, Кавказа и т. п.) [Лаврушин, 2012].

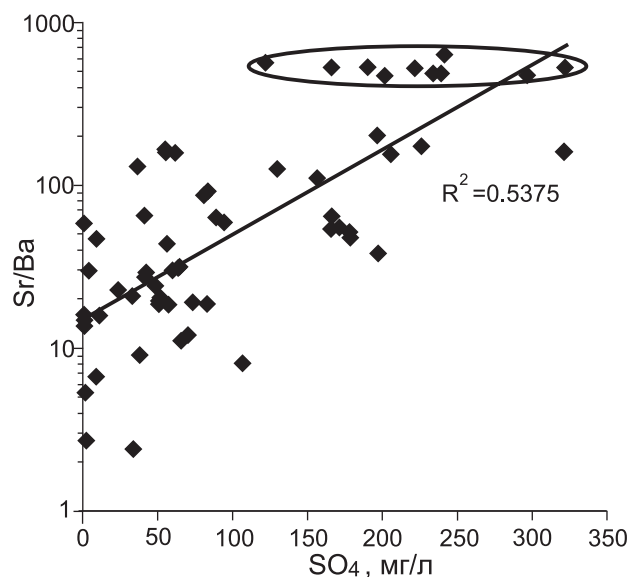
Рис. 4.1.5. Зависимость Sr/Ba-коэффициента от концентрации сульфатов в термоминеральных водах Чукотки. Овалом ограничена группа точек, характеризующих углекислые воды

Концентрация фтора в термах Чукотки меняется от <0.01 до 6.4 мг/л (табл. 4.1.1). Более высокие концентрации этого элемента характерны для «азотных» вод, а пониженные (< 1 мг/л) – для «углекислых». Исключение составляют источники группы Бабушкины Очки, где концентрация F достигает $2.0...2.6$ мг/л. Надо заметить, что концентрации фтора, обнаруживаемые в азотных термах Чукотки, в сравнении с маломинерализованными термами других районов, например, Забайкалья (где [F] часто составляет 10 мг/л, достигая местами 32 мг/л [см., например, Замана, 2000]), выглядят весьма умеренными. Очевидно, концентрацию фтора в термах Чукотки регулируется равновесием с флюоритом и ограничивается повышенными концентрациями иона Ca^{2+} .

Минеральные воды содержат высокие концентрации щелочных и щелочно-земельных металлов, а также таллия и ртути. Обилие двух последних элементов, по-видимому, отражает региональную геохимическую специфику минеральных вод Чукотского региона (см. Приложение 1).

Концентрации Li, Rb, K, Sr, Ba коррелируют как между собой, так и с концентрацией хлорид-иона. В сравнении с морской водой степень обогащения исследуемых вод варьирует в пределах одного – четырех порядков величины*. Особенно сильная степень обогащения вод (до 14000 , Вытхтыяевские ист., т. 13) достигается по цезию, составляя в среднем 3640 .

Значение Sr/Ba-коэффициента меняется от 2 до 640 , показывая в среднем более высокую степень обогащения вод барием ($\text{Sr/Ba}_{\text{ср}} = 130$), чем в морской воде ($\text{Sr/Ba}_m = 400$). Обогащенность вод барием (относительно стронция) в целом заметно снижается с ростом концентрации серы (сульфат-иона) – значения Sr/Ba возрастают (рис. 4.1.5). При этом разные типы вод по газовому составу резко различаются по величине Sr/Ba-коэффициента. В азотных – он меняется от 2 до 197 , а в углекислых – от 470 до 640 . Вероятной причиной та-



кой специфики углекислых вод является то, что наряду с сульфат-ионом, концентрация которого в углекислых водах заметно выше, чем в азотных (см. выше), концентрацию бария в растворе начинает регулировать также высокая концентрация CO_2 , обеспечивающая выведение бария из раствора в виде не только сульфата, но и карбоната.

В целом, исследование состава термальных вод показало, что они по композиции микрокомпонентов очень сильно отличаются от современной морской воды и от классических маломинерализованных азотных терм «байкальского» типа. От последних они отличаются повышенными значениями общей минерализации, нейтральными значениями pH, незначительной долей ионов HCO_3^- и SO_4^{2-} в составе анионов, высокой долей иона Ca^{2+} в составе катионов, низкими концентрациями F⁻. Наблюдаемые отличия могут быть объяснены существенной ролью древних высокоминерализованных седиментационных вод (Cl-Na-Ca-типа) в формировании солевого состава терм Чукотки. Вместе с тем, отсутствие ярко выраженного обогащения термальных вод бором, часто наблюдаемое в областях молодого вулканизма, наводит на мысль, что солевой состав термальных вод Чукотки формируется вне области влияния молодых вулканических центров (бор – летучий элемент, легко мобилизуемый из пород в областях вулканогенных термических аномалий). Впрочем, нельзя исключить и того, что история формирования солевого состава исследуемых вод может быть гораздо более сложной, и дефицит бора в водах является проявлением региональной геохимической особенности исследуемых вод.

* Здесь и далее по тексту степень обогащения тем или иным элементом относительно морской воды рассчитывалась по формуле $n = (C_i/C_l) / (C_m/Cl_m)$, где C_i и C_m , а также Cl_i и Cl_m , C – концентрация элемента в пробе (i) и в морской воде (m), то же самое и для концентрации Cl-иона.

4.1.2. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СУЛЬФАТНОЙ СЕРЫ В ТЕРМАХ

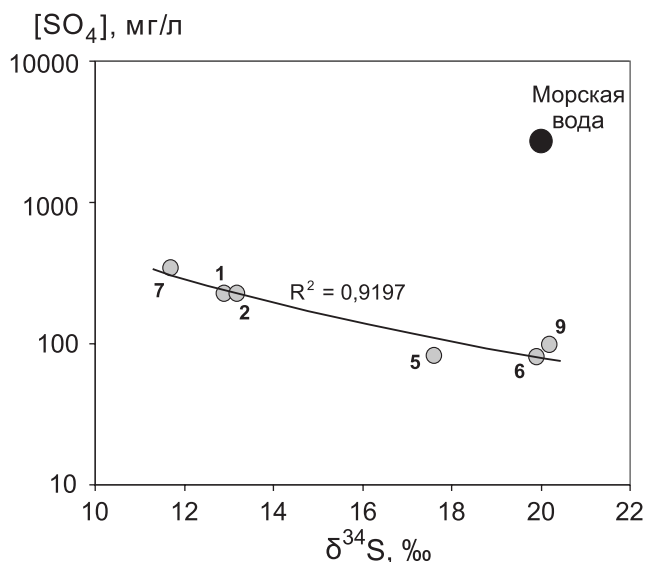
Важным вопросом является происхождение сульфат-иона, присутствующего в воде в концентрациях от 0.8 до 322 мг/л. Теоретически он может иметь как морское, так и вторичное (за счет окисления сульфидов) происхождение. К решению этого вопроса приближают данные об изотопном составе сульфатной серы в чукотских термах. Его исследование в шести группах источников показало, что в Мечигменских и Дежневских термах (т. 6 и 9), в которых концентрация SO_4 равна 6 70 и 84 мг/л, значение $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ равно $+(19.9-20.2)\text{‰}$ [Чешко и др., 2004] (табл. 4.1.2). Это совпадает с типичными значениями $\delta^{34}\text{S}$ сульфата, содержащегося в морской воде. С ростом содержания сульфата это значение в остальных источниках понижается до минимального значения $+11.7\text{‰}$ (ист. Бабушкины Очки, т. 7), указывая на примесь изотопно более легкой серы (рис. 4.1.6). Последняя может поступать в подземные воды при окислении рассеянных в породах

сульфидов. Такая гипотеза поддерживается некоторыми признаками пропорционального роста в термах концентраций серы, железа и алюминия (в содержаниях тяжелых металлов такой тенденции не прослеживается). Какой либо пространственной закономерности в распределении значений $\delta^{34}\text{S}$ относительно морской береговой линии не прослеживается. Например, в сульфатах приморских Чаплинских и Сенявинских источниках (т. 1 и 2) отмечено изотопное облегчение серы (см. табл. 4.1.2.) и, напротив, ее утяжеление наблюдается во «внутрчукотских» Мечигменских источниках (т. 6), располагающихся по соседству с ист. Бабушкины Очки. Вода последних характеризуется пониженными значениями $\delta^{34}\text{S}$.

Возможно, однако, и альтернативное объяснение выявленной антибатной связи величины $\delta^{34}\text{S}$ с содержанием сульфата. Ее мог бы обусловить процесс сульфат-редукции в закрытой системе,

Таблица 4.1.2. Изотопный состав серы сульфат-иона терм Чукотки

№№ проб	Место отбора	t, °C	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	SO_4 , мг/л
1а	Чаплинские, скважина	87.5	12.9	225
2а	Сенявинские, грифон 1 (верхний)	78	13.2	225
5а	Кукуньские (Лоринские), грифон 1 (куб)	60	17.6	82.2
6а	Мечигменские, грифон 1, в правом борту долины	89.7	19.9	79.7
7а	Бабушкины Очки, северный грифон	20.1	11.7	340
9а	Дежневские, скважина верхняя	69	20.2	98.6
	Море, 35 ‰ [Хорн, 1972, табл. 5.1]	-	20	2712



поскольку по мере истощения растворенного сульфата изотопный состав его серы должен «утяжеляться» из-за ухода легкого изотопа ^{32}S в сульфидную форму. Чем сильнее степень восстановления сульфатной серы, тем более изотопно-тяжелым должен становиться сульфат-ион на фоне падения его концентрации в растворе. Таким образом, если в подземных водах происходит процесс сульфат-редукции, то первоначальный изотопный состав сульфатной серы в них должен был быть легче, т. е. более близким к составу

Рис. 4.1.6. Связь изотопного состава сульфатной серы с концентрацией SO_4^{2-} в минеральных водах Чукотки. Номера на графике соответствуют номерам групп источников, см. табл. 4.1.2

в источниках с максимальной ее концентрацией и, следовательно, существенно отличным от морского. Вместе с тем, кажется странным, почему в результате такого процесса величина $\delta^{34}S$ в водах Дежневских и Мечигменских источников оказалась точно «морской», а не больше или меньше ее.

Таким образом, исследование изотопного состава серы, не давая однозначного ответа о генезисе низких концентраций сульфат-иона, указывает

на «неморской» генезис его высоких содержаний. Последние определенно связаны с процессами окисления сульфидов вмещающих пород. Источником низких концентраций SO_4^{2-} , характеризующихся «морским» изотопным составом серы, могут быть или морские аэрозоли, поступающие в породы с атмосферными осадками, или сульфат окисленных сульфидов, подвергнувшийся процессам сульфат-редукции в закрытой системе.

4.2. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ H_2O

Многие термоминеральные источники Чукотского полуострова выходят в непосредственной близости от береговой линии окружающих морей. Но, как и удаленные от моря на 40–50 км и более, они разгружаются на абсолютных отметках обычно ниже 100 м. По анионному составу воды источников чаще всего относятся к хлоридным, реже – к хлоридно-гидрокарбонатным, а по катионному – к натриево-кальциевым (минерализация разгружающихся вод обсуждалась ранее в Разделах 1.3. *Подземные воды* и 4.1 *Минерализация гидротерм*).

Особенности размещения и солевого состава термальных вод Чукотки привели к представлениям об их генетической связи с морскими водами. Некоторые исследователи [Швецов, 1937, 1951; Пономарев, 1960; Стремяков, 1967; и др.] полагали даже, что морские воды непосредственно питают термы, инфильтруясь в прибрежные массивы горных пород. В то же время В.В. Иванов считал, что солевую нагрузку терм нельзя объяснить ни проникновением вглубь материка вод современного океана, ни участием древних ископаемых или эпигенетически измененных морских вод; он полагал, что «...термальные воды образовались за счет иловых вод морских бассейнов, геологически значительно более молодых, чем те древние породы, в которых они в настоящее время находятся» [Иванов, 1960, стр. 233].

Но о происхождении самой воды (H_2O) термоминеральных флюидов трудно судить достоверно без знания ее изотопного состава, который до наших исследований в чукотских термах был неизвестен. С целью его определения нами были опробованы термальные источники и поверхностные воды в восточной части Чукотского полуострова.

Кроме того, часть проб для изотопного анализа была передана нам сотрудниками ФГУГП «Гео-регион» (г. Анадырь), работавшими здесь в 2004–2005 гг. Результаты наших исследований были частично опубликованы [Чешко и др., 2004; Поляк и др., 2008, Polyak et al. 2013 и др.].

Предпосылки интерпретации

Изучение природных вод с помощью стабильных изотопов водорода и кислорода имеет более чем 50-летнюю историю и представляет особый интерес, поскольку эти изотопы непосредственно входят в состав молекул воды. Этот метод широко используется в современной гидрологии, гидрогеологии, геохимии и других науках, изучающих природные воды гидросферы, для выяснения их генезиса и эволюции.

Имеющийся к настоящему времени большой фактический материал выявил интервалы концентраций изотопов водорода и кислорода в основных типах природных вод – океанических, метеорных (инфильтрационных) и разнообразных типов подземных – и позволил оценить их вероятные диапазоны в последних, а также в «метаморфических» и «магматических» водах, которые могут участвовать в их формировании.

Причиной вариаций в распределении стабильных изотопов водорода и кислорода в природных водах является их фракционирование при фазовых переходах в системе газ–вода–твердое тело. Определяющим фактором в таких процессах является температура.

Океанические воды, как известно, составляют более 90 % общей массы наземной гидросферы. Характерной чертой Мирового океана является изотопный состав водорода и кислорода в его во-

дах, чрезвычайно однородный по глубине. Это дало основание Г. Крейгу [Craig, 1961] предложить их изотопный состав в качестве стандарта (стандартное среднее океанической воды, SMOW), условно приняв соответствующие ему концентрации D и ^{18}O в относительных единицах «δ» за нулевые,

$$\delta\text{D} = 0 \text{ ‰} \text{ и } \delta^{18}\text{O} = 0 \text{ ‰} \\ (\delta = (R_{\text{обр}} - R_{\text{ст}}) / R_{\text{ст}} \times 1000 \text{ ‰},$$

где отношение концентраций $\text{D}/\text{H} = {}^{\text{H}}\text{R}$, а $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = {}^{\text{O}}\text{R}$ в образце и в стандарте).

Метеорные воды. В самом начале 1960-х годов под эгидой МАГАТЭ началось изучение распределения D и ^{18}O в среднемесячных осадках на всемирной сети морских и континентальных станций, что привело к установлению важных пространственно-временных закономерностей. К ним относятся уменьшение концентраций D и ^{18}O с ростом географической широты пункта опробования («широтный» эффект, или линия Крэйга $\delta\text{D} - 8 \delta^{18}\text{O}$ [Craig, 1961]), его альтитуды («высотный» эффект) и удаленности от морских берегов вглубь континентов («континентальный» эффект), а также сезонные вариации значений δD и $\delta^{18}\text{O}$ (максимальные значения летом и минимальные – зимой).

Среднегодовые значения величин δD и $\delta^{18}\text{O}$ связаны между собой и температурой воздуха t эмпирическими линейными зависимостями:

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \text{ ‰} \text{ [Craig, 1961],}$$

которую часто называют «прямой Крейга», и

$$\delta^{18}\text{O} = 5.6t - 13.6 \text{ ‰}, \delta\text{D} = 0.695t - 100 \text{ ‰} \\ \text{[Dansgaard, 1964].}$$

Эти уравнения, как и приведенные в [Fricke, O'Neil, 1999] носят глобальный характер и справедливы только для среднегодовых значений температур и концентраций изотопов. Для иных временных интервалов и отдельных районов указанные соотношения могут иметь другой вид. Так, например, для Средиземноморья «дейтериевый избыток»

$$d = \delta\text{D} - 8 \delta^{18}\text{O},$$

составляющий для «прямой Крейга» 10 ‰, достигает 22 ‰ [Gat, Cormi, 1970], а для Японского архипелага $d = 17.5 \text{ ‰}$ [Sakai, Matsubaya, 1977]. Для Курило-Камчатского региона «дейтериевый избыток» составил 15 ‰ [Чешко, 1994; Чешко, Есиков, 1990], при этом в направлении с севера на юг полуостров Камчатка – Курильские острова – Японский архипелаг наблюдалось закономерное увеличение

средних величин δD и $\delta^{18}\text{O}$. А В.С. Брезгуновым с соавторами [1987] для европейской территории России были получены зависимости между концентрациями D и ^{18}O в годовых суммах атмосферных осадков и приземной температурой воздуха, имеющие вид:

$$\delta^{18}\text{O} = 0.40t - 13 \text{ ‰} \text{ и } \delta\text{D} = 2.95t - 100 \text{ ‰}.$$

Метаморфические воды – это воды, ассоциированные, как считают, с породами в Р-Т условиях регионального метаморфизма. Такие воды характеризуются [Тейлор, 1977, 1982; и др.], вариациями значений δD и $\delta^{18}\text{O}$ в диапазонах соответственно $(-20 \div -65 \text{ ‰})$ и $(+5 \div +20 \text{ ‰})$.

Ювенильные и магматические воды. Под ювенильными («первично-магматическими») водами обычно понимают H_2O мантийной магмы, не загрязненной коровым веществом, т. е. воды, не участвовавшие ранее в круговороте воды. «Магматические» воды также считаются компонентом магмы, но загрязненной при подъеме к поверхности коровым веществом, в том числе водами глубокой циркуляции или заключенными в осадочных породах.

Поскольку океанические донные базальты (MORB), т. е. основная масса изверженных пород, характеризуется составом, в котором

$$-90 < \delta\text{D} \text{ ‰} < -50, \text{ а } 5 < \delta^{18}\text{O} \text{ ‰} < \sim 10,$$

он считается «нормальным» для «первично-магматической» воды [Тейлор, 1977, 1982]. Именно таким составом характеризуются высокотемпературные газы, выделяющиеся из жидких базальтовых магм [Allard, 1983; Таран и др., 1989]. Но в последней работе отмечено, что фумаролы андезитовых и более кислых вулканов тяжелее по дейтерию

$$(-40 < \delta\text{D} \text{ ‰} < 0)$$

и отчасти по кислороду-18 ($6 < \delta^{18}\text{O} \text{ ‰} < 12$),

причем именно таков состав магм, содержащих эту «андезитовую» воду, отличную от «базальтовой».

Интерпретации данных об изотопном составе природных вод обычно предшествует построение диаграммы в координатах δD и $\delta^{18}\text{O}$, на которую наносятся результаты определения этих параметров в исследованных пробах и их реперные значения в разных типах природных вод. Расположение этих фигуративных точек позволяет в ряде случаев выявить принадлежность изучаемой пробы к тому или иному типу вод и пропорции их возможного смешения.

Процессом смешения не ограничивается круг факторов, влияющих на изотопный состав воды. К трансформации этого состава, изменяющей первоначальный облик воды, могут приводить, например, неравновесное испарение из континентальных водоемов, обмен с водовмещающими породами или углекислым газом («кислородный сдвиг») и некоторые другие процессы. В условиях Восточной Чукотки, находящейся в области распространения многолетнемерзлых пород, особенно важным в этом отношении представляются фазовые переходы в системе «пар–вода–лед», которые приводят, как уже отмечено в *Разделе 1.3*, к криогенному изменению не только химического состава подземных вод, но и их изотопного состава из-за перехода тяжелых изотопов, дейтерия и кислорода-18, в состав образующегося льда [Ветштейн, 1982]. Ниже мы рассмотрим данные об изотопном составе природных вод Чукотского полуострова, впервые полученные в результате нашего опробования и частично опубликованные нами лично и в соавторстве.

Результаты определений

Изотопный состав водорода и кислорода был определен в 77 пробах природных вод Восточной Чукотки (41 проба из 23 групп термоминеральных источников, и 36 проб поверхностных вод в окрестностях этих групп), а также в двух пробах морской воды из Берингова моря. Расположение термопроявлений, сгруппированных для выявления их региональных латеральных особенностей в четыре района, представлено на рис. 4.2.1. Полученные относительно стандарта SMOW (в ‰) значения δD и $\delta^{18}O$ представлены в табл. 4.2.1.

Вариации этих величин в разных резервуарах воды суммированы в табл. 4.2.2. Из нее видно, что во взятых нами пробах вод Берингова моря значения δD и $\delta^{18}O$ заметно легче SMOW – среднего изотопного состава океанской воды, явно из-за опреснения моря в прибрежной зоне. Воды же Чукотского полуострова, как поверхностные (ручьи, реки, озера), так и термоминеральные, по сравнению со SMOW намного сильнее обеднены тяжелыми изотопами, и еще беднее ими подземные льды.

Данные табл. 4.2.2 хорошо иллюстрирует рис. 4.2.2. На нем наглядно видна разница в изотопных составах погребенных и современных льдов. При этом величины δD и $\delta^{18}O$ в современных льдах близки к их максимальным концентрациям в поверхностных водах.

Поверхностные воды

Питаемые атмосферными осадками и грунтовым стоком поверхностные воды (реки, ручьи, озера, колодцы) были представлены 36 образцами, которые были отобраны вблизи 21 из 23 исследованных очагов разгрузки гидротерм. Значения δD поверхностных вод находятся в интервале от -121.4 до -89.5 ‰, а $\delta^{18}O$ – от -16.2 до -11.1 ‰ (см. табл. 4.2.2).

В координатах δD – $\delta^{18}O$ (рис. 4.2.3) расположение 21 фигуративной точки поверхностных вод (выборка ПЗ в табл. 4.2.3) подчинено линейной зависимости вида

$$\delta D = 7.7287 \times \delta^{18}O + 3.3392 \text{ ‰}$$

при значимой величине достоверности аппроксимации $R^2=0.8618$.

Линия регрессии поверхностных вод Восточной Чукотки (линия 2 на рис. 4.2.3) несколько отличается от глобальной «линии Крейга» $\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10 \text{ ‰}$, отражающей изотопное облегчение атмосферных осадков с ростом широты станций наблюдений [Craig, 1961]. В то же время практически точно на этом «чукотском» тренде поверхностных вод лежат точки среднегодовых (средневзвешенных по общей массе осадков в течение года) значений δD и $\delta^{18}O$

$$\delta D = 6.2 \times \delta^{18}O - 19.9 \text{ ‰}$$

в осадках соседней Аляски, изученных на метеостанциях Бетел и Барроу, табл. 4.2.1 [Yurtsever, Gat, 1981].

Точки аляскинских метеостанций, из которых первая лежит немного южнее, а вторая – севернее района наших исследований, практически ограничивают спектр значений δD и $\delta^{18}O$ в поверхностных водах Чукотки. Лишь в четырех случаях поверхностные воды Чукотки оказались по изотопному составу немного богаче дейтерием и кислородом-18, чем атмосферные осадки на аляскинской станции Бетел. Заметнее всего это обогащение проявляется в двух ручьях на чукотских Чаплинских и Кивакских термоминеральных источниках, где оно, вероятно, отражает их преимущественное питание летними осадками. Кроме того, в мелких ручьях изотопный состав H_2O должен несколько обогащаться D и ^{18}O из-за испарения (во всяком случае, сильнее, чем в реках), так что речные пробы, по-видимому, точнее отражают изотопный состав метеогенного питания. При исключении проб, взятых из

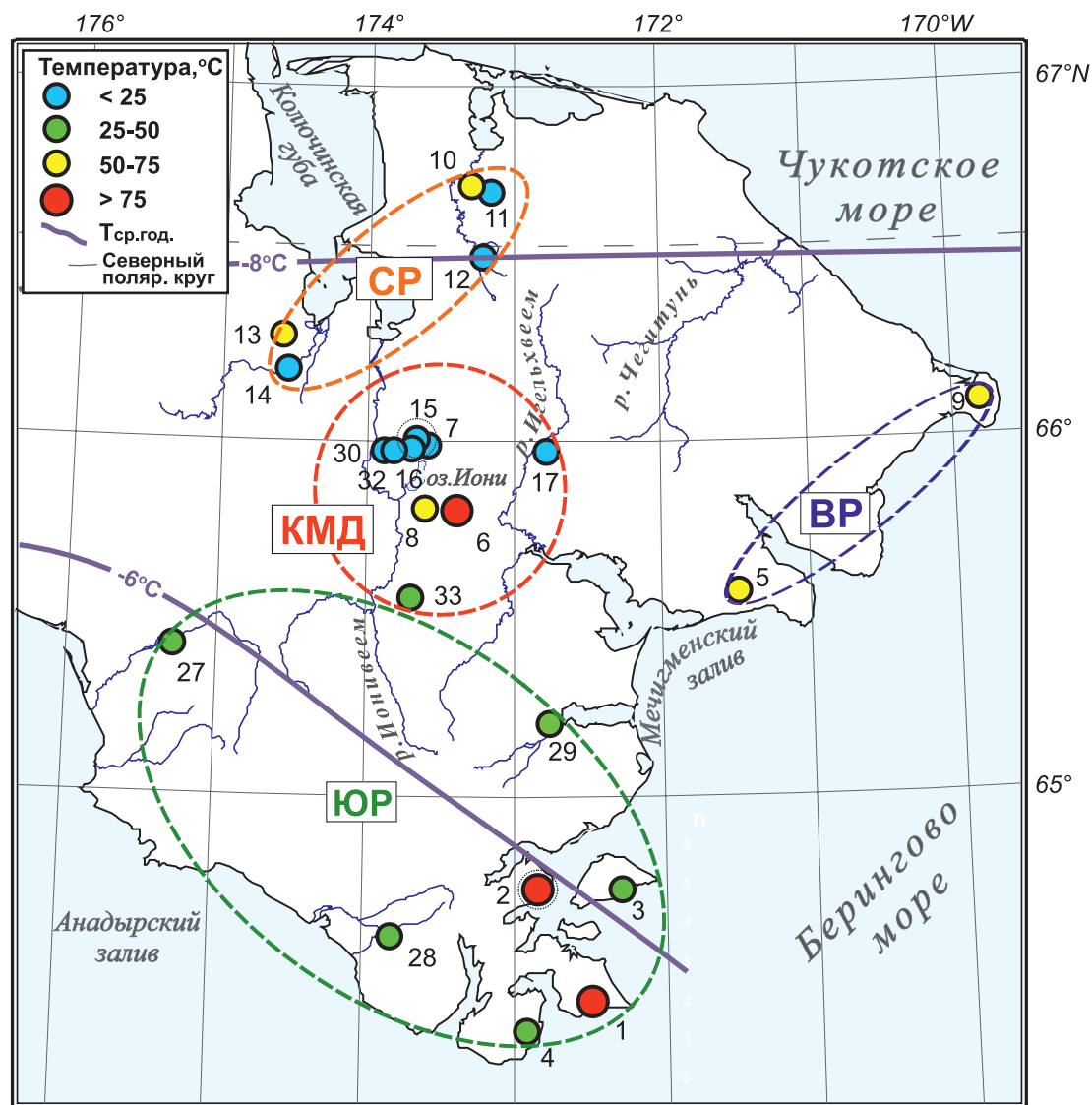


Рис. 4.2.1 Пункты определений δD и $\delta^{18}O$ в термоминеральных источниках Восточной Чукотки

Условные обозначения. Пунктирные овалы на карте – районы исследованных термоминеральных источников: ЮР – Южный район; ВР – Восточный район; СР – Северный район; КМД – Колючинско-Мечигменская депрессия. Точечные кружки – «аномальные» источники 2, 15, 27. Сплошные линии – изотермы среднегодовых температур воздуха. Цифрами обозначены источники согласно табл. 1: 1 – Чаплинские, 2 – Сенявинские, 3 – Аракамчеченские, 4 – Кивакские, 5 – Кукуньские, 6 – Мечигменские, 7 – Бабушкины Очки, 8 – Туманные, 9 – Дежневские, 10 – Нешканские, 11 – Тэюкейские, 12 – Куб, 13 – Вахтыгтяевееские, 14 – Оранжевые, 15 – Ынпынэвеемские, 16 – Арэнышкынваамские, 17 – Нэлыпгенвеемские, 27 – Нунымовеемские Верхние, 28 – Синевеемские, 29 – Гетлянгенские, 30 – Ступенчатые, 32 – Ионийские минеральные, 33 – Печигтанваамские

мелких ручьев и на нижних створах рек, дренирующих источники, расположение оставшихся 25 точек поверхностных вод подчиняется линейной зависимости

$$\delta D = 7.5096 \times \delta^{18}O - 0.0827 \text{ ‰}$$

при значимой величине достоверности аппроксимации $R^2 = 0.8433$ (выборка П2, табл. 4.2.3). Усреднение значений изотопных составов в че-

тырех точках опробования, в которых были взяты повторные пробы, практически не меняет вид линии регрессии (выборка П3 в той же таблице,

$$\delta D = 7.7287 \times \delta^{18}O + 3.392 \text{ ‰}, R^2 = 0.8618).$$

Именно эта последняя зависимость, по нашему мнению, наиболее достоверно отражает распределение величин δD и $\delta^{18}O$ в поверхностных (атмогенных) водах региона.

Таблица 4.2.1. Изотопный состав водорода и кислорода в природных водах Восточной Чукотки
(курсивом отмечены пробы, отобранные экспедицией ФГУП «Георегион», г. Анадырь)

NN ист./ пробы	Название водопроявлений	t, °C	M, г/л	δD , ‰	$\delta^{18}O$, ‰
1	2	3	4	5	6
Южный район					
0	Пос. Урелики (64.58N 173.15W)				
0а	пресный источник	2.0	0.04	-99.6	-13.3
0б	река, пос. Урелики	7.0	0.02	-97.1	-13.6
1	Чаплинские (64.42N 172.5W)				
1а	самоизливающая скв., на склоне г. Утюг,	87.5	19.28	-101.3	-13.6
1б	Восточная группа, источник у бассейна	67.8	19	-101.7	-13.2
1в	Западная группа, источник	68.1	18	-100.5	-13.4
1д	Дальняя группа, источник в котловане	79.0	19	-100.6	-13.1
1ж	р. Ульхум в 700 м ниже бассейна	14.0	1.5	-99.1	-13.3
1з	р. Ульхум в 4 км выше бассейна	8.0	0.03	-99.2	-13.8
1и	ручей, г. Утюг	н/д ¹⁾	н/д ¹⁾	-89.5	-11.1
2	Сенявинские (64.73N 172.85W)				
2а	верхний грифон 1	77.7	1.47	-130.8	-17.4
2б	нижний грифон 2	78.7	1.5	-130.5	-17.2
2г	р. Ключевая ниже источников	н/д	0.14	-106.9	-14.3
2д	р. Ключевая выше источников	14.0	0.05	-106.0	-14.1
3	Аракамчеченские (64.75N 172.3W)				
3а	нижний грифон	37.4	1.47	-105.2	-13.9
3е	р. Пыльмылак выше источников	15.0	н/д	-107.1	-14.1
4	Кивакские (64.35N 172.93W)				
4а	источник у крытого бассейна	43.1	4.78	-96.1	-12.8
4в	ручей, впадающий в лагуну Кивак	н/д	н/д	-92.8	-12.1
⁵²⁷	Нунямовееские Верхние (65.42N 173.3W)				
27б	источник 35	35.6	1.10	-128.4	-17.1
27в	ручей	н/д	н/д	-121.4	-16.2
28	Синевээмские (64.42N 173.82W)				
28а	источник б	43.1	8.50	-111.1	-14.6
29	Гетлянгенские (65.21N 173.78W)				
29б	источник 8/2	42.5	2.70	-118.9	-15.4
29в	ручей	н/д	н/д	-110.7	-14.8
Восточный район					
5	Кукуньские (Лоринские) 65.58N 171.5W)				
5а	источник 1 (куб)	60.0	5.23	-110.5	-14.1
5б	источник 1 (куб)	56.0	4.60	-109.5	-14.8

Таблица 4.2.1. Продолжение

1	2	3	4	5	6
5д	источник 2 (выход в бассейне)	52.5	4.03	-109.3	-14.6
5е	скважина	58.0	4.72	-109.3	-14.2
5з	р. Кукунь выше источников	н/д	0.01	-107.3	-13.6
5и	р. Кукунь выше источников	н/д	н/д	-111.5	-14.8
9 Дежневские (Уэленские) (64.10N 169.82W)					
9а	скв. Верхняя	69.0	19.6	-96.9	-13.2
9б	скв. Центральная (у бассейна)	60.1	19.8	-95.9	-12.6
9в	скв. Нижняя (у котлована)	52.8	19.29	-97.2	-13.4
9з	ручей Горячий, в 700 м ниже источников	н/д	0.42	-96.6	-12.9
9и	ручей Горячий, в 300 м выше скв. Верхняя	н/д	н/д	-98.2	-13.7
Северный район					
10 Нешканские (66.72N 178.3W)					
10а	источник, верхняя группа	51.8	37.1	-120.1	-14.5
10з	р. Аанрылынэквеем, нижний створ	н/д	11.60	-108.5	-13.9
12 Куб (Право-Тынынваамские (66.53N 173.23W)					
12а	источник	7.2	4.48	-119.3	-15.5
12г	ручей Куб, в 200 м выше источников	14.0	0.07	-108.1	-14.7
12д	р. Правая Тенинваам	н/д	н/д	-109.0	-14.6
13 Вахтытаявеемское (66.32N 174.62W)					
13а	источник	64.9	3.45	-124.0	-16.9
13г	р. Вахтытаявеем, выше источников	17.0	0.03	-119.7	-16.4
14 Оранжевые (66.2N 174.57W)					
14а	источник	14.0	36.2	-118.6	-14.7
14д	р. Кальхеурвеем	н/д	0.03	-120.1	-16.2
14е	р. Улювеем	н/д	0.08	-119.3	-15.6
11 Тэюкейские (66.7N 173.17W)					
11а	выход минерализованной воды	6.5	17.6	-113.4	-14.6
11в	левый приток р. Тэюкейвеем	н/д	0.12	-109.0	-14.3
Колючинско-Мечигменская депрессия					
6 Мечигменские (65.8N 173.4W)					
6а	грифон 1 в правом борту долины	89.7	3.93	-130.6	-16.0
6в	грифон 2 в центре термального поля	64.3	4.08	-126.9	-14.8
6ж	р. Хельхмымлевеем, выше источников	6.0	0.17	-111.9	-14.2
7 Бабушкины очки (66.0N 173.6W)					
7а	северный грифон	20.1	9.26	-134.2	-17.5
7б	северный грифон	21.0	9.58	-132.2	-17.1
7в	южный грифон	13.7	9.15	-131.9	-17.1

Таблица 4.2.1. Продолжение

1	2	3	4	5	6
7г	южный грифон	17.9	9.38	-130.9	-16.6
7д	источник у подножия травертинового конуса	14.2	9.28	-133.7	-17.6
7ж	река 2 км к югу от ист. Бабушкины Очки	н/д	н/д	-96.1	-14.3
7и	озеро Иони	н/д	н/д	-96.1	-14.8
7л	колодец на берегу озера Иони	7.0	0.032	-96.1	-15.8
8 Туманные (65.82N 173.45W)					
8а	источник в группе 1 (северная)	58.6	н/д	-131.7	-16.2
8б	источник в группе 2 (южная)	56.0	3.40	-131.6	-16.9
15 Ыппынэвеемские (66.0N 173.68W)					
15а	соленое озеро	15.0	8.53	-92.5	-10.5
15б	источник 1	18.3	7.60	-98.5	-11.0
15в	река в районе источников	14.0	0.10	-109.1	-14.7
15г	река вблизи источников	н/д	н/д	-108.5	-14.3
15д	р. Ионивеем	н/д	0.02	-116.6	-15.2
16 Арэнышкынваамские (65.96N 173.71W)					
16а	источник	12.0	8.37	-122.4	-15.4
16б	источник б	5.2	8.20	-133.3	-16.8
16в	ручей	н/д	н/д	-100.1	-12.9
17 Нэлыпгенвеемские (66.97N 173.71W)					
17а	источник	7.0	6.87	-122.6	-14.4
17б	источник 1	3.1	7.90	-122.9	-15.8
17в	р. Нэлыпгенвеем, выше источников	н/д	н/д	-108.6	-14.5
17д	р. Нэлыпгенвеем	н/д	н/д	-107.9	-14.3
30 Ступенчатые (66.0N 173.9W)					
30а	источник 1	2.7	6.6	-131.1	-17.3
30б	Ручей	н/д	н/д	-102.1	-11.2
32 Ионийские (минеральные) (66.0N 173.83W)					
32б	источник 3	5.0	7.80	-128.2	-16.6
32в	ручей	н/д	н/д	-109.4	-14.3
33 Печигтанваамские (65.57N 173.7W)					
33а	источник б	28.2	1.80	-131.2	-16.7
33б	река	н/д	н/д	-118.5	-15.9
Берингово море					
3ж	морская вода в р-не о. Аракамччен	н/д	н/д	-10.0	-1.3
4г	морская вода, лагуна Кивак	н/д	н/д	-26.8	-3.4
п-ов Аляска, атмосферные осадки ²⁾					
	ст. Бетел (Bethel), Аляска 60.78N. 161.80W	н/д	н/д	-98.6	-12.6
	ст. Барроу (Barrow), Аляска 71.30N. 156.78W	н/д	н/д	-129.8	-17.6

Таблица 4.2.1. Окончание

1	2	3	4	5	6
Льды ³⁾					
ЛИ1	повторно-жильные льды возрастом <40000 лет близь г Анадырь	н/д	н/д	-27.3	-208.4 ⁴⁾
ЛИ2	повторно-жильные голоценовые льды хребта Пекульной	н/д	н/д	-24.9	-191.5
ЛИ3	повторно-жильные льды возрастом 20600 лет в доли- не р. Амгуэмы	н/д	н/д	-29.6	-223.6 ⁴⁾
ЛС4	текстурные льды современные в «исток» Мечигменской губы	н/д	н/д	-11.2	-79.6 ⁴⁾
ЛС5	текстурные льды современные, залив Онемен, в ~20 км от г. Анадыря	н/д	н/д	-12.5 ⁵	-90.2

Примечания: ¹⁾ н/д – нет данных; ²⁾ по [Yurtsever, Gat, 1981]; ³⁾ по [Васильчук, Котляков, 2000].

⁴⁾ курсивом - расчетные значения по соотношению $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ ‰ по [Craig, 1961].

Таблица 4.2.2. Диапазоны значений δD и $\delta^{18}O$ в разных резервуарах H_2O Чукотки

Типы природных вод	δD , ‰		$\delta^{18}O$, ‰	
	min	max	min	max
Берингово море ¹	-26.8	-10.0	-3.4	-1.3
Аляска, атмосферные осадки ²	-129.8 ^{Ба}	-98.6 ^{Бе}	-17.64 ^{Ба}	-12.6 ^{Бе}
Восточная Чукотка: ¹				
поверхностные воды ¹	-121.4	-89.5	-16.2	-11.1
термоминеральные воды ¹	-134.2	-92.5	-17.6	-10.5
льды: ³				
современные льды (ЛС)	-90.2	-79.6 ⁴	-12.5	-11.2
ископаемые льды (ЛИ)	-223.6	-191.5	-29.2	-24.9

Примечания:

¹⁾ Наши данные;

²⁾ Среднегодовые характеристики, определенные на метеостанциях Бетел^{Бе} и Барроу^{Ба} [Yurtsever, Gat, 1981];

³⁾ По [Васильчук, Котляков, 2000].

⁴⁾ Курсивом выделены значения, рассчитанные из соотношения $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ ‰ [Craig, 1961].

Таблица 4.2.3. Варианты рассмотрения (выборки) парных значений δD и $\delta^{18}O$ в поверхностных водах Восточной Чукотки

Индекс выборки	Выборки	Уравнения регрессии, ‰	R ²	n
ПК	Прямая Крейга	$\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$	-	-
ПА	Атмосферные осадки Аляски	$\delta D = 6.2 \times \delta^{18}O - 19.9$	-	2
П1	Атмосферные воды Восточной Чукотки, все значения	$\delta D = 5.9847 \times \delta^{18}O - 22.68$	0.8233	36
П2	Атмосферные воды без нижних створов рек и мелких ручьев (без проб 1ж, 1и, 2г, 4в, 27в, 29в, 9з, 10з, 16в, 30б, 32в из табл. 4.2.2.1)	$\delta D = 7.5096 \times \delta^{18}O - 0.0827$	0.8433	25
П3	Выборка П2 при осреднении параллельных проб 5 з,и, 7и,к, 15 в,г; 17 в,д	$\delta D = 7.7287 \times \delta^{18}O + 3.392$	0.8618	21

В атмосферных осадках Аляски [Yurtsever, Gat, 1981] отчетливо видно облегчение изотопного состава метеорных вод к северу – так называемый «широтный эффект». Этот глобальный эффект проявляется в вариациях изотопных составов в поверхностных водах Восточной Чукотки как водорода, так и кислорода (рис. 4.2.4).

Значения величин δD во всех пробах поверхностных вод региона, вошедшие в выборку П1 в табл. 4.2.3, распределены относительно $^{\circ}N$ – северной широты пункта опробования согласно статистически значимому тренду

$$\delta D = -5.7625 \times ^{\circ}N + 270.25 \text{ ‰}$$

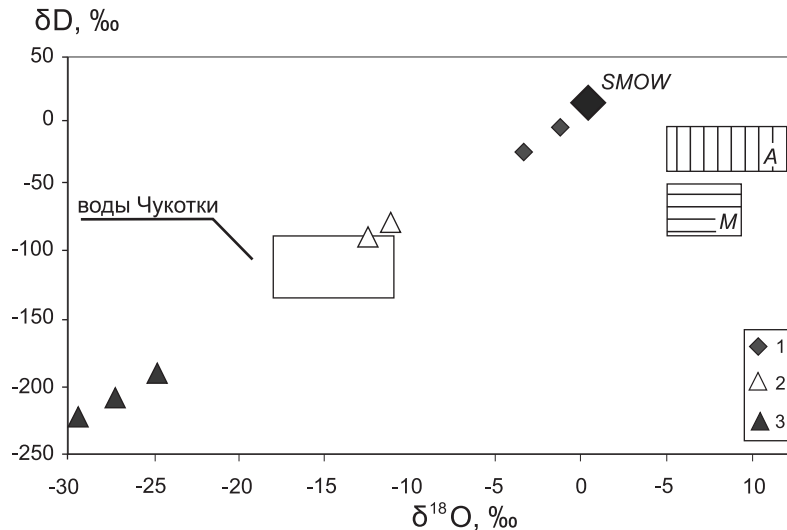


Рис. 4.2.2. Изотопный состав H_2O в разных резервуарах Чукотки

Условные обозначения. 1 — Баренцево море; 2 — современный лед; 3 — ископаемый лед. Прямоугольник «воды Чукотки» вмещает точки исследованных проб Восточной Чукотки и местных поверхностных вод. **SMOW** (Standard Mean Oceanic Water) – черный ромб, **A** – области андезитовых магм (с вертикальной штриховкой) и **M** – базальтовых (с горизонтальной) по [Таран и др., 1989]

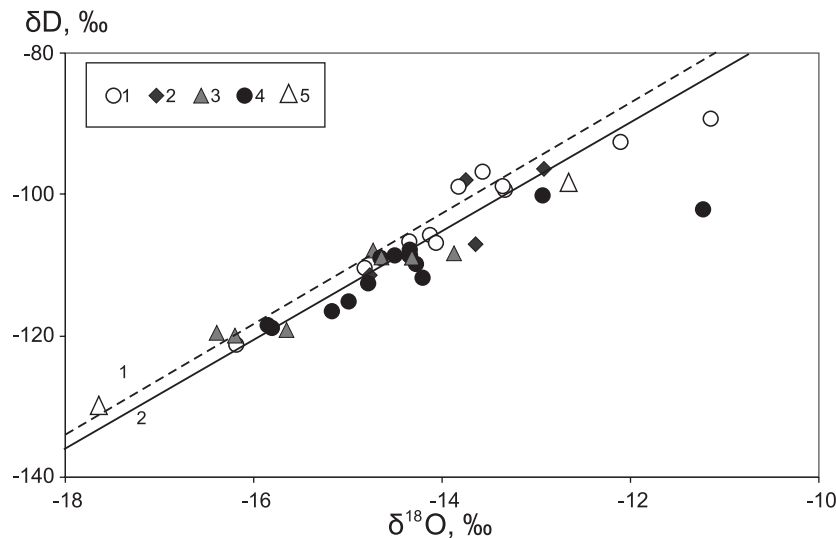


Рис. 4.2.3. Изотопный состав поверхностных вод Восточной Чукотки в очагах разгрузки термоминеральных вод

Условные обозначения. 1 – Южный район (ЮР); 2 – Восточный район (ВР); 3 – Северный район (СР); 4 – Колучинско-Мечигменская депрессия (КМД); 5 – атмосферные осадки Аляски. Линии регрессии показаны: **точечным пунктиром** – (1) «линия Крейга» ($\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10 \text{ ‰}$), **сплошной линией** – (2) линия регрессии поверхностных вод Восточной Чукотки (выборка ПЗ, табл. 4.2.3)

с достоверностью аппроксимации $R^2 = 0.2723$, $n = 36$. Аналогичная зависимость отмечается в той же выборке и в распределении величин

$$\delta^{18}\text{O} = -0.6726 \times \text{°N} + 29.895 \text{ ‰},$$

$$R^2 = 0.1615, n = 36.$$

Достоверная корреляция этих величин отмечается и для поверхностных вод выборок П2 и П3 из табл. 4.2.3:

$$\delta\text{D} = -5.6119 \times \text{°N} + 258.95 \text{ ‰}, R^2 = 0.3123;$$

$$\delta^{18}\text{O} = -0.6457 \times \text{°N} + 27.816 \text{ ‰}, R^2 = 0.2763$$

и $\delta\text{D} = -5.7338 \times \text{°N} + 266.86 \text{ ‰}, R^2 = 0.3296;$

$$\delta^{18}\text{O} = -0.6589 \times \text{°N} + 28.64 \text{ ‰}, R^2 = 0.3016$$

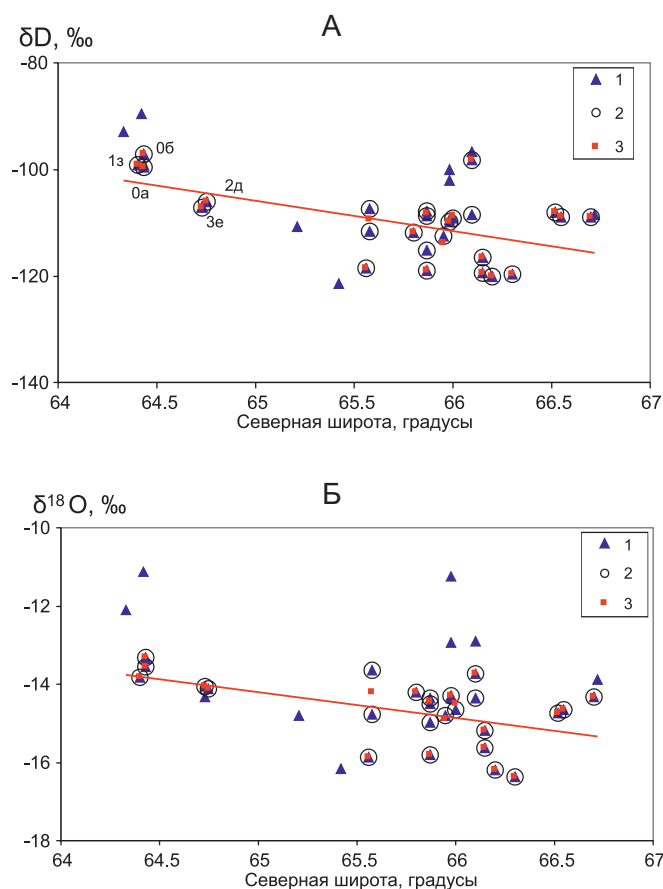


Рис. 4.2.4. Облегчение к северу изотопного состава водорода (А) и кислорода (Б) в поверхностных водах Восточной Чукотки («широтный» эффект)

Условные обозначения: 1 – выборка П1; 2 – выборка П2; 3 – выборка П3. Все из табл. 4.2.3. Прямая линия – аппроксимирующий тренд по выборке П3

с числом проб 25 и 21, соответственно.

Именно эти последние уравнения регрессии для δD и $\delta^{18}\text{O}$ по выборке П3, которая считается нами наиболее достоверной, представлены на рис. 4.2.4 А, Б.

Кроме «широтного» тренда, очевидного на последнем рисунке, в поверхностных водах Чукотки наблюдается еще и «долготный», проявляющийся в облегчении изотопных составов водорода и кислорода H_2O в результате падения температуры в западном направлении вглубь континента (рис. 4.2.5 А, Б, В).

Изменение в этом направлении величин δD и $\delta^{18}\text{O}$ в общей выборке поверхностных вод (отвечающей П1 в табл. 4.2.3) аппроксимируется прямой с достоверностью $R^2 = 0.3046$ выражением

$$\delta\text{D} = -4.1632 \times \text{°W} + 612.61$$

(где °W – западная долгота пункта опробования), а

$$\delta^{18}\text{O} = -0.4661 \times \text{°W} + 66.426 \text{ ‰}$$

с числом проб 36. С большей достоверностью такая линейная корреляция наблюдается в парах « δD – °W » выборок П2 и П3 той же табл. 4.2.3. Для проб выборок П2 выражения для этих величин имеют тот же вид

$$\delta\text{D} = -4.2069 \times \text{°W} + 618.44 \text{ ‰}$$

$$\text{и } \delta^{18}\text{O} = -0.5092 \times \text{°W} + 73.537 \text{ ‰}$$

с значимыми величинами R^2 0.4172 и 0.4088 и числом проб $n = 25$. Еще более высокие значения достоверности линейной аппроксимации 0.4881 и 0.4387 отмечены для выборки П3 с похожими уравнениями регрессии

$$\delta\text{D} = -4.7198 \times \text{°W} + 618.44 \text{ ‰};$$

$$\delta^{18}\text{O} = -0.5488 \times \text{°W} + 80.391 \text{ ‰}$$

при $n = 21$ соответственно.

Обнаруженная в итоге латеральная изменчивость изотопного состава водорода в поверхностных водах на востоке Чукотского полуострова, показанная на рис. 4.2.5 А, Б, синтезирована на рис. 4.2.5В. На нем показаны изолинии величины δD , квазипараллельные меридианам на востоке Чукотского полуострова, и отчетливо видно изотопное облегчение метеогенных вод на суше по сравнению с Тихим океаном.

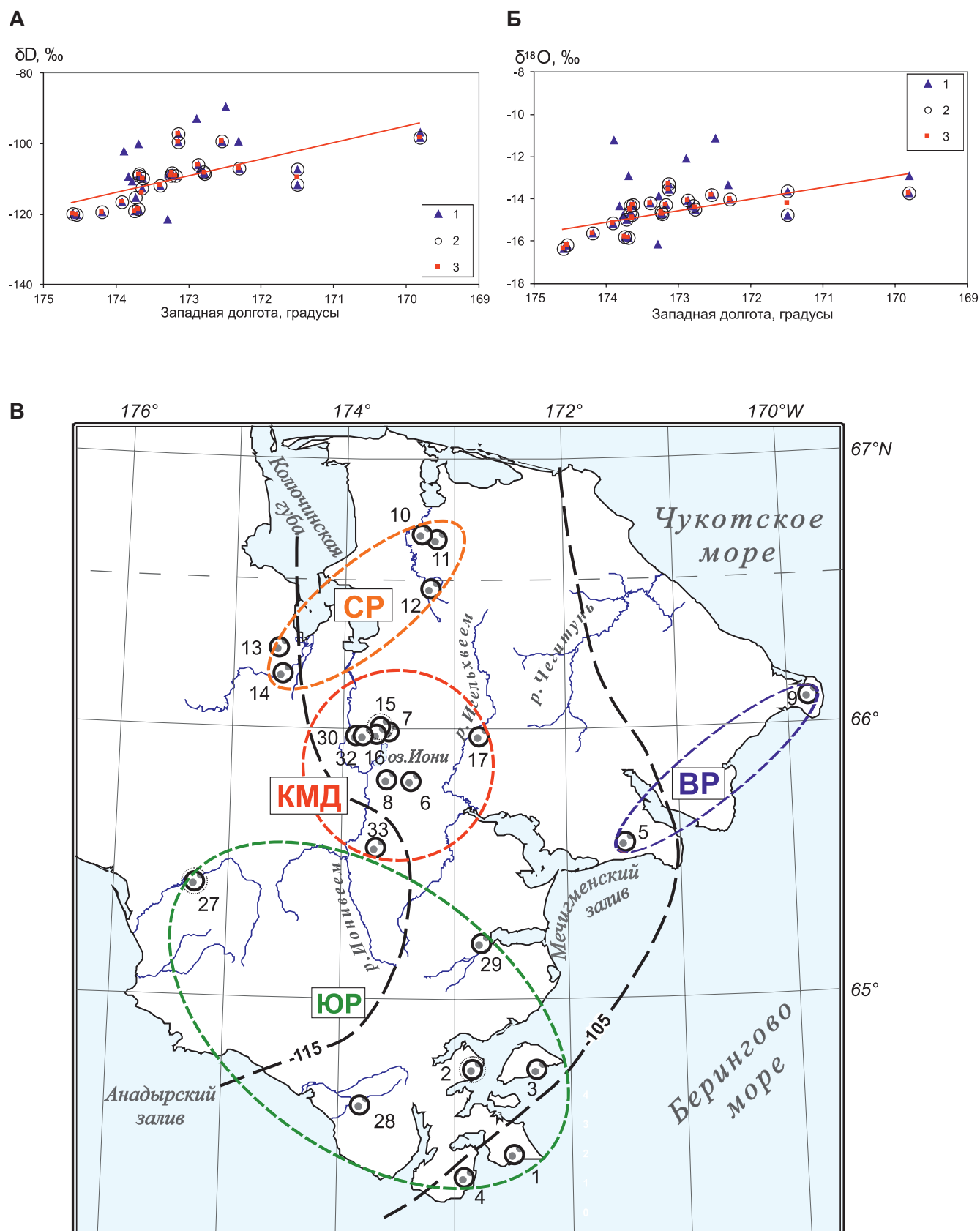


Рис. 4.2.5. А, Б, В. Облегчение к западу («долготный» эффект) в изотопном составе водорода (А) и кислорода (Б) и латеральные вариации (изолинии) значений δD (В) в поверхностных водах Восточной Чукотки

Условные обозначения те же, что и на рис. 4.2.4

Термоминеральные воды

Концентрации D и ^{18}O в водах исследованных источников Восточной Чукотки были определены в 41 пробе таких вод из 23 групп термальных источников. В этих водах величины δD колеблются от -134.2 до -92.5 ‰, а $\delta^{18}\text{O}$ от -17.6 до -10.5 ‰. Эти воды в целом беднее дейтерием и ^{18}O по сравнению с поверхностными (см. табл. 4.2.2). Значения δD и $\delta^{18}\text{O}$ в них варьируют шире: разброс значений δD составляет 41.8 ‰, а $\delta^{18}\text{O}$ – 7.1 ‰, в то время как в поверхностных водах он равен 31.9 ‰ и 5.3 ‰, соответственно. Соотношения δD и $\delta^{18}\text{O}$ в водах термальных источников показаны на рис. 4.2.6.

Самой изотопно-тяжелой – $\delta\text{D} = -92.5$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = -10.5$ ‰ – оказалась вода минерализованного (8.53 г/л) и теплого (15 °C) озера Ынпынзеевских источников (т. 15а в табл. 4.2.1). Это, вероятно, связано с потерей более изотопно-легкой воды при испарении и сдвигом изотопного состава остающейся воды в сторону обогащения тяжелыми изотопами кислорода и водорода.

В распределении величин δD и $\delta^{18}\text{O}$ в термальных водах также выявлены определенные пространственные закономерности.

В общей совокупности 41 частных значений (выборка Т4 в табл. 4.2.4), очевидна корреляция величин δD и $\delta^{18}\text{O}$, аппроксимированная линейным трендом с достоверностью $R^2 = 0.8716$. Поскольку в 10 группах терм было отобрано больше

одной пробы, то, во избежание преувеличения веса данных по этим группам, частные значения изотопных характеристик для каждой из них были осреднены. Они вместе с одиночными значениями по остальным 13 группам образовали в той же таблице выборку Т5, из которой также были удалены величины δD и $\delta^{18}\text{O}$ проб «аномального» Ынпынзеевского термопроявления (т. 15). В результате для выборки Т5 аппроксимирующий тренд принял линейный вид с достоверностью $R^2 = 0.875$.

На графике δD – $\delta^{18}\text{O}$ фигуративные точки многих термальных вод попадают в область поля поверхностных вод (крестики на рис 4.2.6). Может показаться, что эти термы питаются только местными инфильтрационными водами, как следует из представлений П.Ф. Швецова [1951] и В.М. Пономарева [1960] о практическом совпадении зон питания и разгрузки таких циркуляционных систем. Но при сравнении величин δD в термоминеральных и поверхностных водах оказалось, что в большинстве групп источников гидротермы в той или иной мере обеднены дейтерием относительно сосуществующих поверхностных вод. Это позволяет предположить участие в составе гидротерм еще одной составляющей, более «легкой» по изотопному составу водорода и кислорода, чем местные метеорные воды.

Из 23 групп опробованных термальных источников три термопроявления по изотопному со-

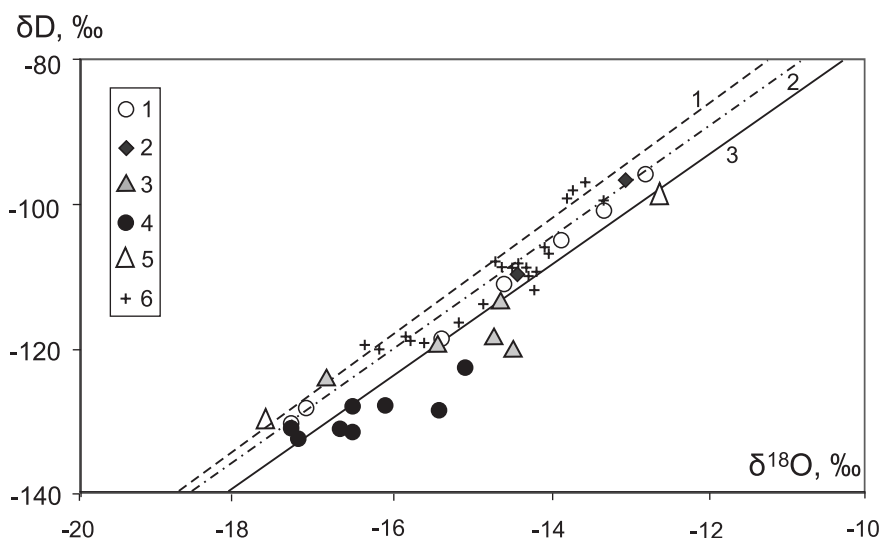


Рис. 4.2.6. Изотопный состав H и O в пробах термоминеральных вод Восточной Чукотки

Условные обозначения: 1 – Южный район (ЮР); 2 – Восточный район (ВР); 3 – Северный район (СР); 4 – КМД; 5 – атмосферные осадки Аляски; 6 – поверхностные воды. Линии регрессии показаны: точечным пунктиром – (1) «линия Крейга»; штрих-пунктирная линия – (2) линия регрессии поверхностных вод Восточной Чукотки (выборка ПЗ, табл. 4.2.3); сплошная линия – (3) линия регрессии термоминеральных вод по выборке Т5 табл. 4.2.4.

Таблица 4.2.4. Выборки парных значений $\delta^{18}O$ и δD в термоминеральных (ТМ) водах Восточной Чукотки

№№ по тексту	Выборки	Уравнения регрессии, ‰	R^2	n
Т 4	ТМ воды, все частные значения	$\delta D = 7.0289 \times \delta^{18}O - 11.312$	0.8716	41
Т 5	ТМ воды, средние по всем группам (без группы 15 ¹⁾)	$\delta D = 7.6703 \times \delta^{18}O - 1.1897$	0.875	22
Южный район (ЮР)				
Т 6	все частные значения	$\delta D = 7.4593 \times \delta^{18}O - 1.6493$	0.9911	11
Т 7	то же, без групп 2 и 27 ¹⁾	$\delta D = 8.26 \times \delta^{18}O + 9.2125$	0.9708	8
Т 8	с добавкой групп 5 и 9 из ВР	$\delta D = 8.0591 \times \delta^{18}O + 6.9705$	0.9059	15
Колючинско-Мечигменская Депрессия (КМД)				
Т 9	все частные значения	$\delta D = 5.592 \times \delta^{18}O - 37.623$	0.9415	18
Т10	то же, без группы 15	$\delta D = 3.5905 \times \delta^{18}O - 70.761$	0.7095	16
Т11	средние по группам, без группы 15	$\delta D = 3.3535 \times \delta^{18}O - 74.392$	0.6976	8

Примечание: ¹⁾ – изотопный состав проб из тт. 2 и 27 считается «аномальным» для Южного района, а т.15 – для КМД.

ставу H_2O выглядят «аномальными». Воды двух из них – Сенявинского (т. 2) и Верхне-Нунавемского (т. 27), расположенных в Южном районе, имеют изотопный состав водорода и кислорода, гораздо более «легкий» по сравнению с другими термопроявлениями этого района (см. табл. 4.2.1), но лежат на общем с ними тренде. Третье «аномальное» термопроявление – Ыппынэвеемское (т. 15), расположенное в Колючинско-Мечигменской депрессии (КМД), характеризуется, по сравнению с другими источниками, напротив, «утяжелением» изотопного состава термоминеральных вод, вероятно, из-за специфической морфологии выходов, о которой говорилось выше.

В термоминеральных водах, как и в поверхностных, помимо сопряженных вариаций величин δD и $\delta^{18}O$, обусловленных t-зависимым фракционированием компонентов H_2O проявляются имеющую ту же природу климатогенные латеральные «широтные» и «долготные» вариации изотопных составов водорода и кислорода, но не столь ясные, как в поверхностных водах.

Для уточнения связей между изотопным составом вод опробованных источников и географической позицией пункта опробования полученные оценки были сгруппированы в четыре выборки. Первая, КТ1, включает все изученные образцы термоминеральных вод – 41 пробу из 23 групп термопроявлений. Из второй, КТ2, исключены «аномальные» значения (пробы из групп 2, 15 и 27), т. е. она содержит 36 проб из 20 групп. Третью выборку, КТ3, составляют

не частные, а осредненные значения величин δD и $\delta^{18}O$ для каждой группы – 23 пробы из 23 групп. Выборка КТ4 содержит только средние значения величин δD и $\delta^{18}O$ для каждой группы без «аномальных» источников – 20 проб по 20 группам термопроявлений. В этих 16-ти выборках были рассмотрены пары

$$^{\circ}N - \delta D, ^{\circ}N - \delta^{18}O, ^{\circ}W - \delta D \text{ и } ^{\circ}W - \delta^{18}O.$$

В паре « $^{\circ}N - \delta D$ » (рис. 4.2.7А) значимыми оказались выборки КТ2 и КТ4, а в паре « $^{\circ}N - \delta^{18}O$ » (рис. 4.2.7Б) таковой оказалась только выборка КТ 2.

Зависимость величин δD и $\delta^{18}O$ термальных вод Восточной Чукотки от долготы точек опробования более универсальна, чем от широты. Во всех выборках в парах « $^{\circ}W - \delta D$ » аппроксимирующие тренды значимы и с наибольшей достоверностью R^2 отмечены в выборке КТ2 (0.5319, рис. 4.2.8А), как и в паре « $^{\circ}W - \delta^{18}O$ » той же выборки (0.4601, рис. 4.2.8Б).

Упорядоченные латеральные вариации величин $\delta D - \delta^{18}O$ широтных и, особенно, долготных изотопно-водородных эффектов в термальных водах определенно свидетельствуют о присутствии в них, по крайней мере, частично, доли атмогенной компоненты, поддерживая представления об участии в их питании местных инфильтрационных вод. Обнаруженная в итоге латеральная изменчивость изотопного состава H_2O в термоминеральных источниках на востоке Чукотского полуо-

строва показана на приведенном ниже рис. 4.2.9. Источники термоминеральных флюидов, максимально обедненных дейтерием (с величинами $\delta D \leq -120$ ‰), сосредоточены, главным образом, в Колючинско-Мечигменской депрессии.

Распределение значений величин δD и $\delta^{18}O$ в термальных водах разных районов Восточной Чукотки обнаруживает еще и их региональные особенности.

В Южном районе, где термальные источники, в основном, расположены вблизи Берингова моря (т.н. «береговые термы» по [Кононов, Ткаченко, 1974]), изотопный состав большинства из них (выборка Т6 в табл. 4.2.4, $R^2 = 0.9911$) близок к составу местных метеорных вод, образуя линию регрессии с почти тем же наклоном. Но в двух группах «аномальных» источников этого района – Сенявинских и Верхне-Нунавеевских (тт. 2 и 27, соответственно) – значение δD гораздо ниже, чем в поверхностных водах. Тем не менее, их фигуративные точки 2а, б и 27а лежат на том же самом «поверхностном» тренде (см. рис. 4.2.6). Без проб из этих источников уравнение тренда аппроксимации связи величин δD и $\delta^{18}O$ принимает линейный вид при $R^2 = 0.9708$ (выборка Т7 в табл. 4.2.4), сходный с уравнением «прямой Крейга».

Такое же соотношение изотопных составов термальных и местных метеорных вод наблюдается в Восточном районе, судя по данным исследований Кукуньских (т. 5) и Дежневских источников (т. 9), расположенных также вблизи морского побережья (в ~14 и ~9 км соответственно). Включение Кукуньских и Дежневских источников в единую выборку с источниками востока полуострова дает линию регрессии с ($R^2 = 0.9059$ – выборка Т8, табл. 4.2.4), близкую к таковой для одного Южного домена, что указывает на сходные условия их формирования.

В Северном районе, включающем термы, ближайшие к лагуне Нешкан и Колючинской губе с максимальной в чукотских источниках общей минерализацией (тт. 10 и 12 – 37.14 и 36.23 г/л, соответственно), корреляции между δD – $\delta^{18}O$ нет ($|R| < R_{\text{крит.}}$), возможно, из-за слишком малого объема выборки и / или ее неоднородности.

В Колючинско-Мечигменской депрессии (КМД) расположение точек изотопных составов водорода и кислорода в термальных источниках на графике δD – $\delta^{18}O$ (рис. 4.2.6) существенно отличается от наблюдаемого в окраинных (приморских) районах Восточной Чукотки. Их распределение для всех пар частных значений δD – $\delta^{18}O$ в КМД аппроксимируется

прямой линией с $R^2 = 0.9415$ (выборка Т9, табл. 4.2.4). Эта разница еще более усиливается при удалении из выборки КМД проб «аномальных» Ынпынвеевских источников (т. 15). Фигуративные точки изотопных составов остальных источников КМД отвечают двум сходным линиям регрессии со значимыми коэффициентами корреляции (выборки Т10 и Т11, табл. 4.2.4).

Наклоном изотопных трендов источники КМД заметно отличаются от термоминеральных вод других районов полуострова. При этом, если из общей выборки данных по термальным водам убрать относящиеся к КМД, то полученная для оставшихся точек линия регрессии

$$\delta D = 7.4855 \times \delta^{18}O - 1.8275 \text{ ‰}, \\ R^2 = 0.9134, n=23$$

практически точно совпадает с выборкой ПЗ поверхностных вод.

Близость указанных трендов подтверждается и сравнением измеренных в термах КМД значений δD ($\delta D_{\text{изм}}$) с вычисленными ($\delta D_{\text{выч}}$) по приведенным выше в табл. 4.2.3 уравнениям регрессии для поверхностных вод выборок П2 и П3

$$\begin{aligned} \text{П2: } \delta D &= 7.5096 \times \delta^{18}O - 0.0827 \text{ ‰} \\ \text{П3: } \delta D &= 7.7287 \times \delta^{18}O + 3.3392 \text{ ‰} \end{aligned}$$

и уравнением для термальных вод без учета КМД

$$\delta D = 7.4855 \times \delta^{18}O - 1.8275 \text{ ‰}.$$

Как показали расчеты, проведенные для 19 групп термопроявлений, значения δD , вычисленные по каждому из трех уравнений близки как между собой, так и к измеренным. Это свидетельствует об участии поверхностных вод в формировании гидротерм.

Как было отмечено в Разделе 4.1 *Минерализация...*, источники КМД отличаются от остальных источников Восточной Чукотки присутствием в водной фазе достаточно больших концентраций иона HCO_3^- (до 37 мг-экв % в составе анионов в Нельпынвеевских источниках т. 17), а в газовой фазе флюидов – значительных количеств CO_2 . Для термальной воды многих из этих источников характерно также и обогащение тяжелым изотопом ^{18}O («кислородный сдвиг»), указывающее на более глубокое (долгое и / или интенсивное) взаимодействие в системе «газ–вода–порода». Наличием такого взаимодействия, вероятно, объясняется и зна-

Рис. 4.2.7. Уменьшение к северу величин δD (А) – $y = -10.089x + 544.98$, $R^2 = 0.2835$ и $\delta^{18}O$ (Б) – $y = -1.0688x + 55.034$, $R^2 = 0.2238$ по выборке КТ2 в H_2O термальных источников Восточной Чукотки («широтный эффект»)

чимая корреляция в системе $CO_2 - \delta^{18}O$. Как известно, при взаимодействии «вода–газ» в газовой фазе величина $\delta^{18}O$ уменьшается при одновременном увеличении величины $\delta^{18}O$ воды. У нас, к сожалению, нет данных об изотопном составе кислорода углекислоты, однако, очевидно, что интенсивность такого изотопного обмена повышается при увеличении концентрации CO_2 . Именно это мы и наблюдаем на диаграмме $CO_2 - \delta^{18}O$ (рис. 4.2.10) для их осредненных значений.

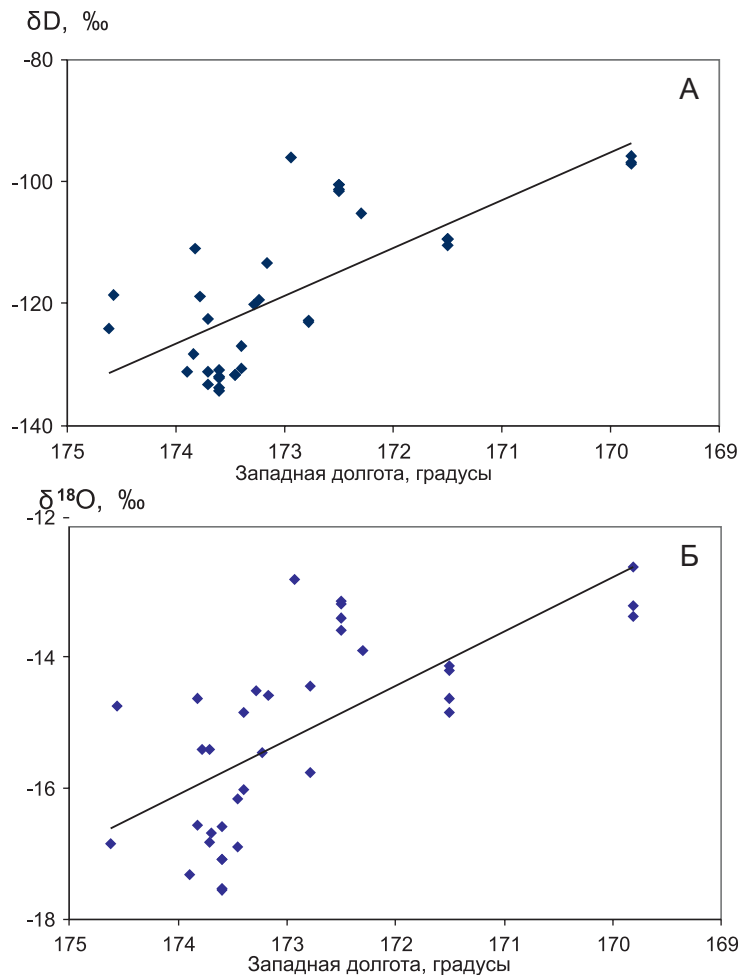
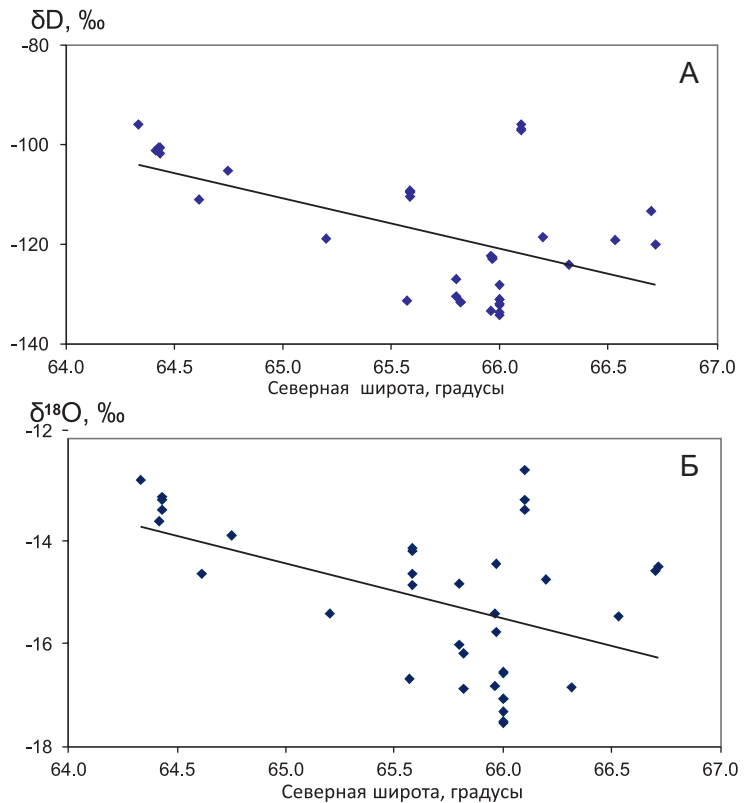
Возможные причины изотопной специфики H_2O гидротерм

В подавляющем большинстве термопроявлений (в 16-ти из 19-ти) термальные воды по сравнению с местными поверхностными обеднены дейтерием и ^{18}O . Максимальные величины такого облегчения отмечены в термальных водах Колючинско-Мечигменской депрессии, характеризуя еще одну особенность терм этого района. Лишь в трех группах источников (Аракамчеченские, т. 3, Оранжевые, т. 14 и Дежневские, т. 9) термальные воды по изотопному составу оказались слегка «тяжелее» местных поверхностных (см. табл. 4.2.1).

Облегчение изотопных составов термальных вод по сравнению с местными поверхностными не является чем-то исключительным и может объясняться различными причинами.

Такой дефицит дейтерия и кислорода-18 можно объяснить тем, что отбор всех проб проводился в июле-августе, тогда как зимние осадки, обычно преобладающие в инфильтрационном подземном стоке, питающем источники, беднее летних тяжелыми изотопами, дейтерием и ^{18}O . Это предположение верно, однако, только если возраст терм ма-

Рис. 4.2.8. Уменьшение к западу величин δD (А) – $y = -7.8002x + 1230.8$ и $\delta^{18}O$ (Б) – $y = -0.8339x + 129$ по выборке КТ2 в H_2O термоминеральных источников Восточной Чукотки («континентальный эффект»)



ленький и сопоставим с длительностью сезонов (месяцы).

Изотопные различия термоминеральных и местных поверхностных вод могут, в принципе, быть связаны и с разной высотой областей питания тех и других. Известно, что с ростом этой высоты атмосферные осадки обедняются тяжелыми изотопами с градиентами

$$\Delta\delta D/\Delta h = 1.5-4\text{‰} \text{ и } \Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta h = 0.15-0.5\text{‰}$$

на каждые 100 м высоты [Yurtsever, Gat, 1981]. В таком случае области водного питания термоминеральных вод должны находиться минимум на 500–600 м выше мест их разгрузки. В Ко-

лючинско-Мечигменской депрессии амплитуда рельефа достигает 700–800 м, а Сениявинские источники (т. 2) разгружаются недалеко от самой высокой вершины Восточной Чукотки – г. Исходной (1158 м), так что такое объяснение изотопного облегчения термальных вод по сравнению с местными поверхностными теоретически вполне допустимо. Такое питание термальных вод предполагается, в частности, для изотопно-легких, высокоминерализованных азотных термоминеральных вод Талышской складчатой зоны Малого Кавказа [Лаврушин и др., 2018].

Обеднение термоминеральных вод дейтерием по сравнению с местными поверхностными могло бы также отражать иные, более холодные па-

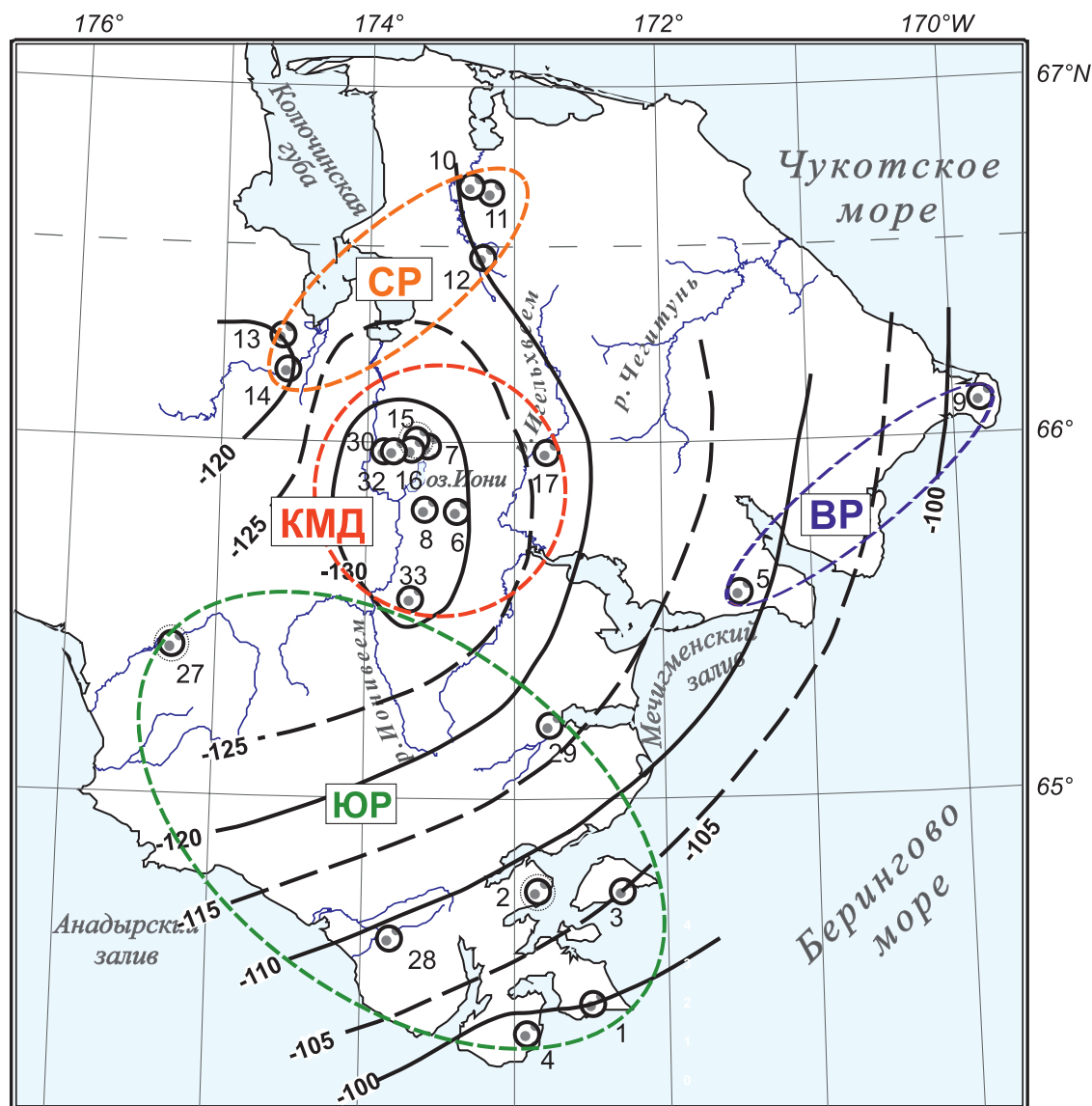


Рис. 4.2.9. Латеральные вариации значений δD (‰) в термоминеральных источниках на востоке Чукотского полуострова

Рис. 4.2.10. Уменьшение величины $\delta^{18}O$ термальных вод с ростом концентрации углекислоты в газовой фазе (для осредненных значений без тт. 2, 27, 15 с $R^2 = 0.6844$ при $n = 16$)

леоклиматические условия их водного питания, что вызвало бы формирование вод с более низкими значениями δD и $\delta^{18}O$, чем в современных поверхностных водах исследуемого района. Такие значения характерны, например, для подземных льдов. На Чукотке их изотопный состав исследовался лишь в самых верхах геологического разреза в отдельных обнажениях у оз. Коолень, в районе г. Анадыря и долинах рек Танюрер (хр. Пекульней) и Амгуэмы [Васильчук, Котляков, 2000]. Эти результаты приведены в табл. 4.2.1 и 4.2.2 и отражены графически на рис. 4.2.2. Они показывают, что значения величин δD и $\delta^{18}O$ в верхнеплейстоценовых льдах Чукотки существенно ниже таковых в ее современных льдах, что, очевидно, связано с более холодным климатом в прошлом [Васильчук, Котляков, 2000]. Однако такие же низкие величины δD и $\delta^{18}O$ будут характерны и для подмерзлотных вод, сингенетичных мерзлой толще.

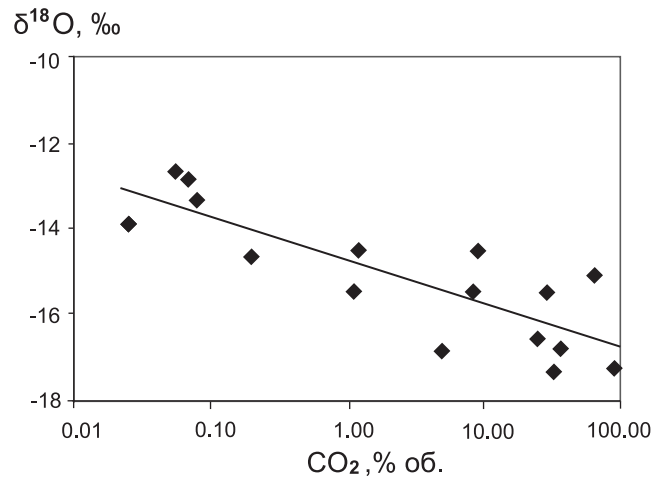
Все точки изотопных составов термальных источников лежат в диапазонах δD от -134.2 до -92.5 ‰, $\delta^{18}O$ от -17.6 до -10.5 ‰. Эти величины резко отличаются от изотопного состава вод Берингова моря (в лагуне Кивак $\delta D = -26.8$ ‰, и $\delta^{18}O = -3.4$ ‰, а в проливе Сенявина – $\delta D = -10.0$ ‰ и $\delta^{18}O = -1.3$ ‰).

Распределение величин δD и $\delta^{18}O$ во всех пробах термальных вод Восточной Чукотки отвечает линейному тренду

$$\delta D = 7.0289 \delta^{18}O - 11.312 \text{ ‰},$$

с достоверностью аппроксимации $R^2 = 0.8716$ (выборка Т4, табл. 4.2.4) и, напротив, они близки к характеристикам поверхностных вод региона, указывая на доминирующую роль атмосферных вод в питании терм Чукотки. Но диапазон вариаций δD и $\delta^{18}O$ в водах источников в целом шире, чем в поверхностных водах.

В латеральном распределении величин δD и $\delta^{18}O$ не только в поверхностных водах, что естественно, но и в термальных заметны глобальные пространственные вариации – широтный и континентальный («долготный») тренды. Выявленные



на Восточной Чукотке латеральные климатогенные изотопные вариации водорода и кислорода H_2O в поверхностных водах сходны с обнаруженными на Западной Аляске – на станциях Бетел и Барроу [Yurtsever, Gat, 1981].

В 16ти из 19ти групп источников гидротермы обеднены дейтерием и кислородом-18 по сравнению с местными поверхностными водами. В наибольшей степени это характерно для источников Колочинско-Мечигменской депрессии. Термы КМД (выборки Т9, Т11, табл. 4.2.4) аппроксимируются гораздо более пологими линейными трендами величин δD и $\delta^{18}O$, отличающимися от наблюдаемых как в термах прибрежных районов, так и в атмосферных поверхностных водах. Такой характер распределения этих величин объясняется наличием в термальных водах КМД т.н. «кислородного сдвига» – изотопного обмена кислородом между термальной водой и углекислым газом, высокие концентрации которого в свободной газовой фазе характерны для большинства источников КМД.

Отличия в химических составах термальных и морских вод, а также отмеченные особенности в латеральной изменчивости изотопного состава гидротерм (наличие широтного и континентального эффектов, совпадение трендов распределения величин δD и $\delta^{18}O$ в поверхностных и термальных водах и некоторые другие) противоречат предположению об непосредственном участии морских вод в формировании термальных вод.

Выявленные различия в характере трендов термальных вод источников КМД и трех других выделенных районов полуострова говорят о разных условиях их формирования.

Глава 5

КОМПОНЕНТЫ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ

Известно [Вернадский, 1929; Иванов, Конов, 1977, и др.], что газовый состав термоминеральных вод меняется закономерным образом в зависимости от активности тектоно-магматических процессов. Например, в областях новейшей тектонической активизации, проявляющейся в омоложении разломных нарушений и высоких вертикальных скоростях горообразования, широко развиты термальные воды азотного состава, а областях молодого вулканизма – фумарольные сероводородно-углекислые паро-газовые струи, а также разнотемпературные углекислые воды. Эти последние вместе с азотными представляют собой современную гидротермальную активность на Чукотском полуострове.

Северо-западнее района наших работ на континентальной Чукотке на $\sim 70^\circ\text{с.ш.}$ обнаружены холодные ($< 2.5^\circ\text{C}$) ультрапресные (11 мг/л) Яканваамские источники, «...бурно газирующие негорючим газом с удушающим запахом, оставшимся неизученным...» [Ефимова, Пьянков, 1977, стр. 42].

Как уже отмечалось в Разделе 1.2 этой монографии, на Чукотском полуострове проявилось несколько фаз тектоно-магматической активности [Белый, 1977; Жуланова, 1990; Акинин, Апт, 1994; и др.]. Последней из этих фаз стал базальтовый вулканизм, который в неоген-четвертичное время спорадически проявился на всем северо-востоке Азии [Кораго, Евдокимов, 1999]. На Чукотке из его проявлений наиболее изучены Энмеленские вулканы на ее юго-западе, действовавшие с 3.9 до 10.7 млн. лет [Акинин, Апт, 1994]. В других его местах Ю.А. Борзаковским,

Ю.В. Крюковым, И.А. Никитиным, С.Г. Романовой и другими исследователями при геологических съемках 1:200 000 масштаба были отмечены потоки и дайки базальтов, по геоморфологическим признакам считавшихся четвертичными, но впоследствии [Смирнов, Кондратьев, 2009 и др.] датированные К-Аг методом ранним палеоценом. Большинство их тяготеет к Колючинско-Мечигменской депрессии (КМД), заполненной неоген-четвертичными отложениями мощностью до 130 м [Владимирцева и др., 2001_a]. Косвенные признаки новейшей геотермальной активности наблюдаются и северо-восточнее КМД, параллельно Игельвеемско-Лоринской шовной зоне в Уэленском массиве – это встреченные в низовьях р. Утавээм кирпично-красные травертины, представляющие собой отложения углекислых минеральных источников [Борзаковский, Романова, 1968]. В Чукотском море (см. Главу 1) он известен на юге о. Жохова с возрастом 1.2 ± 0.19 млн. лет [Лейер и др., 1993]. Наконец, по ^{40}Ar - ^{39}Ar -датировкам позднейших базальтовых потоков в Аляскинской части Берингийской провинции, они относятся к эоплейстоцену-голоцену, как и вышеупомянутые лавы о. Жохова, а также вулканическое поле Кукулайджит Маунтинс на о. Св. Лаврентия [Patton, Csejtey, 1980; Акинин и др., 2009].

Учитывая эти геологические особенности Восточной Чукотки, главной целью наших исследований было выяснение региональной специфики состава газов термоминеральных источников, в том числе их изотопных составов, а также поиск в них следов дегазации мантии.

5.1. СОСТАВ СВОБОДНОЙ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ

Как показали проведенные исследования, региональные отличия на Чукотском полуострове проявляются не только в солевом составе терм и изотопном составе H_2O , рассмотренных в предыдущей главе, но и в газовом, причем не только в макроэлементном, но и в изотопном составе выделяющихся газов. Это обнаружилось в результате обследования 33 групп источников с температурой от 2 °С до 97 °С, причем в 28 группах были отобраны пробы свободных газов, результаты исследования которых представлены в табл. 5.1.1 и 5.1.2.

Как видно из табл. 5.1.1, в трех прибрежных районах Восточной Чукотки в газах, спонтанно выделяющихся из термоминеральных источников, доминирует азот, концентрация которого в большинстве случаев превышает 90 % об. Это особенно характерно для источников Южного и Восточного районов, где концентрация N_2 в ряде проб достигает 98 % об. Лишь в трех пробах (тт. 29а, 19а и 20а) с явной контаминацией воздухом (содержание O_2 в них 12.4, 11.5 и 17.2 % об.), концентрация азота составляет менее 90 % об. В «азотных» водах, традиционно считавшихся инфильтрационными, захватившими азот из атмосферы, концентрация углекислоты в источниках не превышает 1.5 % об., а содержание метана лишь в трех случаях достигает 1 % об., колеблясь от 10^{-5} до 10^{-1} % об.

«Азотные» воды Чукотки местами, однако, резко отличаются от классических индифферентных «акратотерм» (нем. «*akrotermen*», см. [Барабанов, Дислер, 1968]) – при подавляющем преобладании N_2 в свободной газовой фазе повышенной (>2 г/л) и более высокой минерализацией в некоторых прибрежных источниках Южного и Восточного районов (Чаплинские, и Дежневские, ~20 г/л в обоих), но особенно Северного (Нешканские, 40 г/л, Оранжевые, >36 г/л и Тэюкейские, 17.6 г/л). В термальных водах Северного района концентрация N_2 колеблется в пределах 81–95 % об. при одновременном увеличении содержания углекислоты $[\text{CO}_2]$ от 0.6 до 9 % об. Здесь же отмечены максимальные концентрации CH_4 , тогда как в газах остальных источников района они составляют 0.001 – 0.23 % об.

В газах термоминеральных источников Колычинско-Мечигменской депрессии принципиаль-

но иная картина: здесь преобладающим компонентом газовой фазы является углекислота. Ее максимальные содержания наблюдаются в центре депрессии, в районе оз. Иони. В источниках Бабушкины Очки (т. 7) содержание CO_2 достигает 92.0 – 94.59 % об., в Ынпынэвеемских (т. 15) приближается к 80 % об., в Нэльпыгенвеемских – к 70 % об., в Мечигменских (т. 6) – к 60 % об., еще в 4х группах ее концентрация лежит в диапазоне 25 – ~37 % об., и только в т. 8 (ист. Туманные) опускается ниже 5 % об. Этим КМД резко отличается от окраинных районов полуострова, где в 18 группах содержание CO_2 не превышает 10 % об., а в 8-ми из них меньше 1 % об. Это все хорошо видно на рис. 5.1.1.

Преобладание $[\text{CO}_2]$ в газах источников – яркая особенность КМД. Это весьма важная их черта, поскольку, как отмечено в Разделе 4.1 *Минерализация...*, CO_2 как главный компонент вулканических эманаций считается признаком вулканической активности в недрах. Однако само по себе ее присутствие, в газах, вплоть до доминирования в источниках Бабушкины Очки и др. (тт. 7, 15, 17, 6), не является однозначным доказательством ее вулканогенного генезиса.

О происхождении CO_2 , информацию, казалось бы, может дать ее связь с температурой углекислых вод, но между этими параметрами корреляция обратная (рис. 5.1.2). Исключение – газы Мечигменской группы, в которых концентрация CO_2 достигает ~58 % об. при температуре воды 97 °С.

В газах большинства «азотных» терм Чукотки примесь углекислоты варьирует от 0.02 до 1.37 %, и только в источниках Северного района ее концентрация достигает более высоких значений от 0.6 до 9 % об. Последнее, очевидно, является следствием локализации этих источников на северном окончании КМД, имеющей тектоническое происхождение.

Метан в спонтанно выделяющейся газовой фазе источников, как видно из данных, приведенных в табл. 5.1.1, играет явно подчиненную роль. В большинстве случаев концентрации колеблются от практически нулевых значений (0.0000n % об.) до 1.2 % об., и лишь в газах Нешканских источников (т. 10а) одна из проб показала повышенное содержание метана, $[\text{CH}_4]$, 7.18 % об.

Таблица 5.1.1 . Состав свободной газовой фазы в термоминеральных водах Восточной Чукотки
(курсивом отмечены пробы, отобранные экспедицией ФГУТП «Георегион», г. Анадырь)

№№ группы, индекс пробы	Место отбора	t, °C	Концентрации газов, % об.						
			(хроматография)					(масс-спектр.)	
			CO ₂	N ₂	CH ₄	O ₂	He	He	Ar
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Южный район									
1 Чаплинские									
1а	скважина, самоизлив.	87.5	0.07	94.1	1.20	0.1	0.296	0.28	1.5
1б	Восточная группа, ист.у бассейна	67.8	0.14	93.6	0.89	0.6	н/д	н/д	н/д
1в	Западная группа, источник	68.1	0.05	94.1	0.97	0.15	н/д	н/д	н/д
1д	Дальняя группа, ист. в котловане	79.0	0.05	93.4	1.19	0.44	н/д	н/д	н/д
2 Сениявинские									
2а	верхний грифон 1	77.7	0.07	97.9	0.13	0.06	н/д	н/д	н/д
2б	нижний грифон 2	78.7	0.05	98.0	0.13	0.13	0.11	0.1	1.7
3 Аракамчеченские									
3а	нижний грифон	37.4	0.02	95.9	0.0002	3.02	0.043	0.04	1.3
3б	ванна	31.0	0.04	95.5	0.0002	3.28	н/д	н/д	н/д
4 Кивакские									
4а	источник у крытого бассейна	43.1	0.07	96.8	0.0003	2.42	0.106	0.96	1.3
27 Нунямовеевские Верхние									
27а	источник 4	*н/д	0.1	91.5	0.00001	3.5	н/д	0.15	1.03
28 Синевеевские									
28а	источник 6	43.1	0.2	93.6	0.00004	2.3	н/д	0.15	1.37
29 Гетлянгенские									
29а	источник 1	н/д	1.1	80.9	0.00005	12.4	н/д	0.13	1.26
Восточный район									
5 Кукуньские									
5а	источник 1 (куб)	60.0	1.04	96.4	0.78	0.57	0.199	0.17	0.94
5б	источник 1 (куб)	56.0	1.37	96.9	0.83	0.29	н/д	0.18	1.33
5д	источник 2, выход в бассейне	52.5	0.66	97.5	0.54	0.25	н/д	н/д	н/д
9 Дежневские									
9б	скважина Центральная (у бассейна)	60.1	0.05	94.6	1.04	0.012	0.305	0.3	1.4
18 Пыкелуньвеевские									
18а	источник 2	4.0	1.10	93.6	0.0004	6.90	0.08	0.078	0.89
19 Танатапские									
19а	источник 2	4.7	1.10	89.4	0.0026	11.50	0	0.008	0.9
20 Мамкинские									
20а	источник 1	11.8	0.60	82.2	0.00001	17.20	0	0.006	0.79

Таблица 5.1.1 . Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Северный район									
10 Нешканские									
10а	верхняя группа, источник	51.8	9.07	80.88	7.18	0.021	1.13	1.15	1.04
10б	средняя группа, источник,	17.0	1.48	91.88	1.86	н/д	н/д	н/д	н/д
12 Куб (Право-Тенынваамские)									
12а	источник	7.2	8.48	90.22	0.0026	0.026	0.74	0.75	1.01
13 Вытхытиявеемские									
13а	источник	64.9	1.38	94.41	0.23	0.37	0.4	0.37	1.66
14 Оранжевые									
14а	источник	14.0	8.35	89.0	0.037	н/д	1.75	1.7	0.77
14б	источник 1	20.5	7.60	87.7	0.0269	1.9	н/д	н/д	н/д
21 Лето-Тенынваамские									
21а	створ 1	21.1	0.60	91.5	0.0009	7.40	н/д	н/д	н/д
КМД									
6 Мечигменские									
6б	газовый выход в ручье у т. ба	97.0	57.63	40.1	0.84	0.85	0.246	0.420	0.88
6в	грифон 2 в центре поля	64.3	29.34	69.3	1.38	0.10	н/д	н/д	н/д
7 Бабушкины очки									
7а	северный грифон	20.1	92.63	3.4	0.0015	0.13	0.023	0.02	0.02
7б	северный грифон	21.0	92.49	5.24	0.0027	0.15	н/д	0.052	0.09
7в	южный грифон	13.7	92.00	3.7	0.0016	0.38	0.021	н/д	н/д
7г	южный грифон	17.9	94.59	3.27	0.0019	0.33	н/д	0.024	0.08
8 Туманные									
8б	группа 2 (южная), источник	56.0	4.89	93.6	0.0038	1.0	0.433	0.4	1.2
15 Ыппынэвеемские									
15а	соленое озеро	15.0	79.81	19.69	0.028	0.91	0.13	0.13	0.19
15б	источник 1	18.3	65.5	34.4	0.0332	0.4	н/д	0.16	0.16
16 Арэнышкынваамские									
16б	источник б	5.2	37.4	59.5	0.0195	0.2	н/д	0.44	0.66
17 Нэлыпгенвеемские									
17а	Источник	7.0	60.13	39.79	0.0047	0.12	0.39	0.44	0.37
17б	источник 1	3.1	72.8	22.3	0.0064	0.1	н/д	0.18	0.31
30 Ступенчатое									
30а	источник 1	2.7	33.2	65.5	0.0276	0.2	н/д	0.68	0.58
31 Ионийское (газовое)									
31а	источник 1	5.3	34.7	61.1	0.012	0.1	н/д	н/д	н/д
32 Ионийское (минеральное)									
32а	источник б	н/д	25.4	71.6	0.011	0.8	н/д	н/д	н/д

Примечание: н/д – нет данных.

Таблица 5.1.2. Концентрации и изотопный состав He и Ar в газах термominеральных вод Восточной Чукотки.^г
(курсивом отмечены пробы, отобранные экспедицией ФГУПП «Георегион», г. Анадырь)

NN групп, индекс образца	Место отбора	He, % об.	⁴ He/ ²⁰ Ne	R, 10 ⁻⁸ изм. ¹⁾	R, 10 ⁻⁸ испр. ²⁾	R _{испр./R_{атм}}	Ar, % об.	³⁸ Ar/ ³⁶ Ar изм.	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar изм.	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar испр.	Ar _{рад} /Ar, %	⁴ He/ ⁴⁰ Ar _{рад}	N ₂ /Ar _{атм}	№ ³⁾ лаб.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Южный район														
1	Чаплинские													
1a	скважина, самоизлив	0.280	287	30.5	30	0.21	1.50	⁴⁾ н/д	310	н/д	4.7	4.2	66	1
2	Сенявинские													
2б	нижний грифон 2	0.100	47	26.7	27	0.19	1.70	н/д	294	н/д	0	н/д	57	1
3	Аракамчеченские													
3a	нижний грифон	0.040	33	44.4	44	0.31	1.30	н/д	302	н/д	2.2	1.5	75	1
4	Кивакские													
4a	источник	0.096	83	20.2	20	0.14	1.3	н/д	306	н/д	3.4	2.2	77	1
27	Нунявеевские Верх.													
27a	источник 4	0.15	112	35.7	35	0.25	1.03	0.1878	297.7	302	2.2	6.8	91	2
28	Синевазские													
28a	источник 6	0.15	19	40.5	39	0.28	1.37	0.1871	294.8	298	0.8	14	69	2
29	Геплягинские													
29a	источник 1	0.13	280	51	51	0.36	1.26	0.1873	297.1	299	1.1	8.7	65	2
Восточный район														
5	Кукуньские													
5a	источник 1 (куб)	0.170	137	51.3	51.3	0.36	0.94	н/д	300	н/д	1.5	12	104	1, 2
5б	источник 1 (куб)	0.180	24	80	80	0.57	1.33	0.1868	289.8	294	0	н/д	73	2
9	Дежневские													
9a	скв. Центральная	0.300	292	42.0	42	0.3	1.40	н/д	296	н/д	н/д	н/д	68	1, 2
18	Пыкелуньевские													
18a	источник 2	0.078	51	78	77	0.55	0.89	0.1877	292.3	293	0	н/д	104	2
19	Танатапские													
19a	источник 2	0.008	4.95	57	52	0.37	0.9	0.1873	291.9	294	0	н/д	99	2
20	Мамкинские													
20a	источник 1	0.006	0.64	118.5	97	0.7	0.79	0.1872	292.4	295	0	н/д	103	2

Таблица 5.1.2 . Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Северный район														
10	Нешканские													
10а	источник, верхняя группа	1.15	3640	44.9	45	0.32	1.04	0.1868	303.2	307	3.8	31	81	2
12	Куб													
12а	источник	0.75	2800	51	51	0.36	1.01	0.1873	297.0	299	1.2	62	90	2
13	Выхтыгявеемские													
13а	источник	0.37	1480	28	28	0.2	1.66	0.1875	295.1	297	0.5	44	57	2
14	Оранжевые													
14а	источник	1.7	8060	30.4	30	0.21	0.77	0.1876	306.1	307	3.8	61	120	2
КМД														
6	Мечигменские													
6а	грифон 1	0.858	13	51.7	52	0.37	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	3
6б	газовый выход, t=97°C	0.420	722	53.8	53.8	0.39	0.88	н/д	316	н/д	6.5	7.4	49	1, 2
7	Бабушкины очки													
7а	северный грифон	0.020	651	65.5	65.5	0.4	0.02	н/д	290	н/д	0	н/д	165	1, 2
7б	северный грифон	0.052	630	65.2	65.2	0.46	0.09	0.1862	297.1	303	2.5	26	58	2
7в	южный грифон	0.072	75	55.8	55.8	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	3
7г	южный грифон	0.024	400	62.9	63	0.45	0.08	0.1862	294.2	300	1.5	20	40	2
8	Туманные													
8б	группа 2 (южная)	0.400	213	55.5	56	0.4	1.20	н/д	304	н/д	2.8	12	80	1, 2
15	Ыпынзвеемские													
15а	соленое озеро	0.13	3220	88	88	0.63	0.19	0.1846	299.9	311	5	14	109	2
15б	источник 1	0.16	250	92.6	93	0.66	0.16	0.1874	321.2	323	8.5	12	235	2
16	Арэнышкынаамские													
16б	источник б	0.440	130	46.9	47	0.34	0.66	0.1873	302.3	305	3.1	22	93	2
17	Нэлыпгенвеемские													
17а	источник 1	0.44	5330	172	172	172	0.37	0.1877	322.4	324	8.8	15	118	2
17б	источник 1	0.18	225	166	166	166	0.31	0.1880	322.3	322	8.2	7,8	78	2
30	Ступенчатое													
30а	источник 1	0.68	990	52.6	53	0.38	0.58	0.1886	304.7	303	2.5	48	116	2
	АТМОСФЕРА	0.0005	0.32	140	140	1	0.93	0.1886	295.5				84	
	ASW		0.25	140	140	1	1.64	0.1886	295.5				38	

Примечания: ¹⁾ – изм. – измеренное отношение изотопов Не и Аг; ²⁾ – испр. – исправленное отношение изотопов Не и Аг;³⁾ – лаборатории: 1 – ИГ КНЦ РАН; 2 – ВСЕГИИ; 3 – INGV (Италия). ⁴⁾ – н/д нет данных.

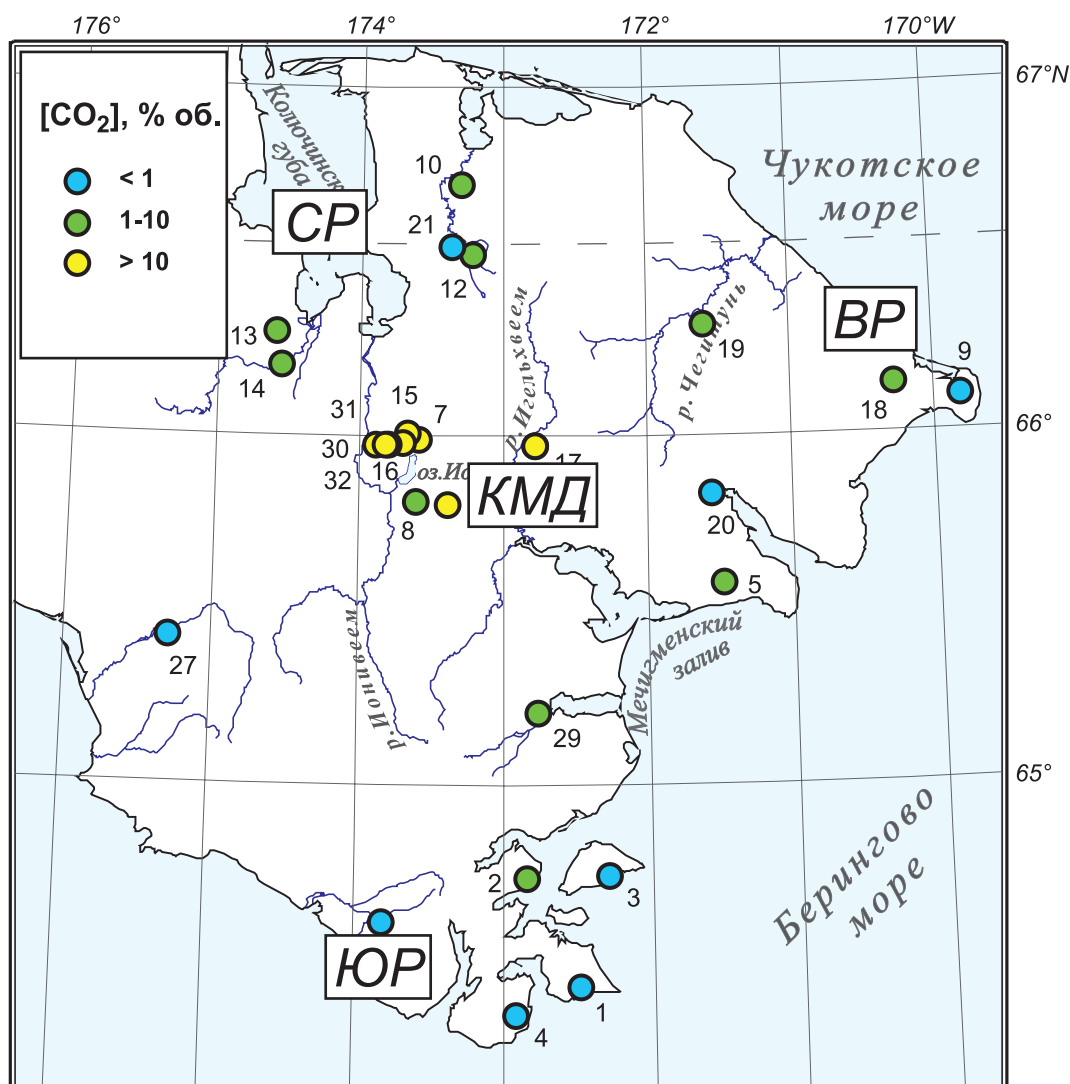


Рис. 5.1.1. Латеральные вариации содержания CO_2 в газовой фазе термальных источников Восточной Чукотки

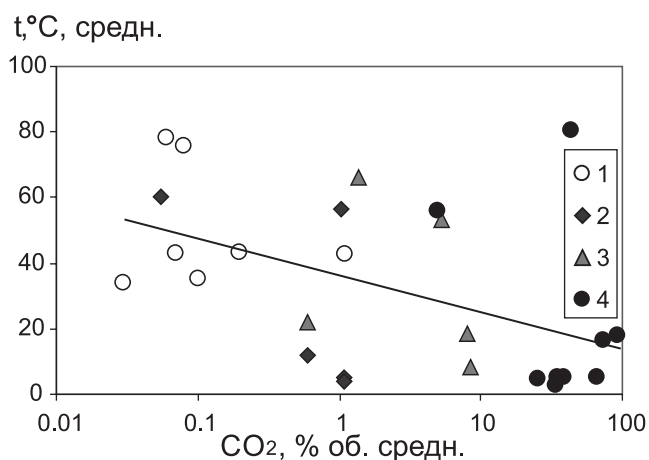


Рис. 5.1.2. Связь концентрации CO_2 в газовой фазе с температурой воды источников

Условные обозначения. Районы: 1 – Южный, 2 – Восточный, 3 – Северный, 4 – Колыминско-Мечигменская депрессия. Прямая – линия значимого тренда для осредненных значений ($R^2 = 0.232$, $n = 26$)

В источниках одного водопрооявления величины $[\text{CH}_4]$ обычно довольно однородны, значительно различаясь при этом внутри выделенных районов. Так, в Южном районе эти величины колеблются от 0.00001 до 1.20 % об., в Восточном – от тех же 0.00001 до 1.04 % об., в Северном – от 0.0004 до 7.18 % об. и в КМД – от 0.0015 до 1.38 % об. В целом, повышенные концентрации метана (> 0.1 % об.), характерны для газов наиболее горячих азотных источников (рис. 5.1.3).

Между концентрацией метана в свободной газовой фазе и температурой воды в источнике, из которого отбирался газ, установлена прямая

Рис. 5.1.3. Связь концентрации CH_4 в газовой фазе с температурой воды источников

Условные обозначения: 1 – Южный район; 2 – Восточный район; 3 – Северный район; 4 – Колючинско-Мечигменская депрессия. Прямая – линия тренда средних значений всех групп источников ($R^2 = 0.2154$ и $n = 26$).

корреляционная связь. При наиболее вероятном термokatалитическом происхождении метана это может служить указанием на большие «базовые» температуры или глубины формирования таких вод.

Между концентрацией метана в свободной газовой фазе и температурой воды в источнике, из которого отбирался газ, установлена прямая корреляционная связь как по всем пробам, так и по их средним значениям (со значимой величиной достоверности аппроксимации $R^2 = 0.2154$, рис. 5.1.3). При наиболее вероятном термokatалитическом происхождении метан это может служить указанием на большие «базовые» температуры или глубины формирования таких вод.

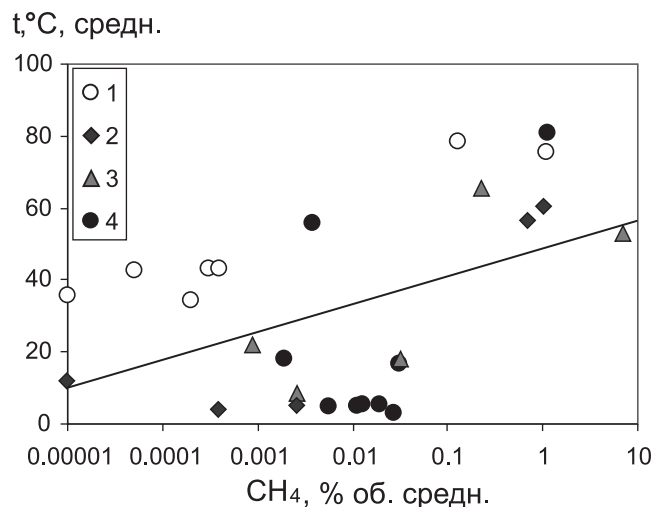
Концентрации инертных газов гелия и аргона вместе с данными об их изотопном составе представлены в табл. 5.1.2.

Содержание аргона [Ar] в исследованных газах (табл. 5.1.2) варьирует от 0.02 (т. 7) до 1.7 % об. (т. 2). В шести обогащенных углекислотой источниках КМД его содержание не превышает 0.88 % об. (в среднем, 0.33 % об.), но в источнике Туманном (т. 8), где доминирует N_2 , концентрация Ar достигает 1.20 % об. Последнее значение сходно с наблюдаемыми в «азотных» источниках южной части полуострова, где $[\text{Ar}] = (1.03\text{--}1.70)$ % об. и его средняя величина равна 1.35 % об., т. е. вчетверо больше, чем в КМЗ. В источниках Северного района $[\text{Ar}] = (0.77\text{--}1.66)$ % об. при среднем значении 1.12 % об., а в Восточном районе $[\text{Ar}] = (0.79\text{--}1.40)$ % об. при среднем 1.04 % об.

На рис. 5.1.4 ясно проявлена отрицательная корреляция содержаний Ar и CO_2 как в «азотных», так и в «углекислых» газах, подчеркивающая разный генезис этих компонентов.

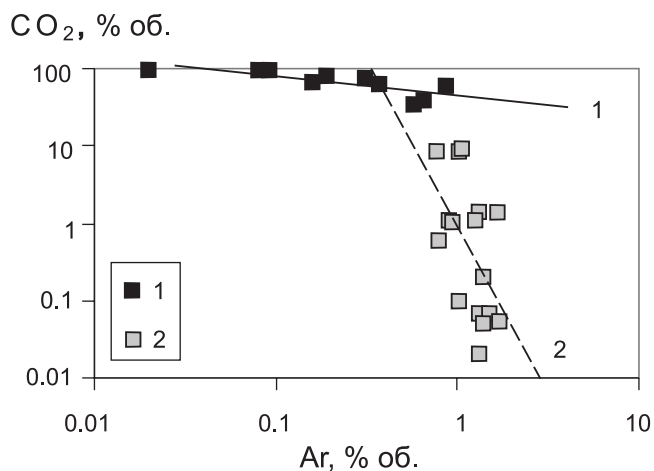
Содержание гелия [He] в исследованных газах определено в 31 пробе термальных флюидов из 23 групп термопроявлений.

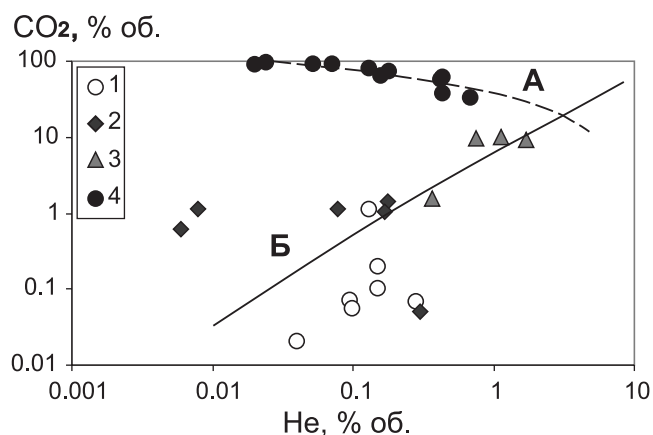
Рис. 5.1.4. Соотношения концентраций Ar и CO_2 в «углекислых» газах КМД (1 – $R^2 = 0.6043$, $n = 10$) и «азотных» газах прибрежных районов Восточной Чукотки (2 – $R^2 = 0.3029$, $n = 17$)



В полевых условиях оно измерялось с помощью полевого газового анализатора ИНГЕМ-3 (Глава 2, рис. 2.3). В лабораторных условиях определения осуществлялись хроматографически на приборе «Кристалл 2000 М». Содержания гелия, измеренные разными способами (рис. 2.5), хорошо согласуются между собой.

В «азотных» газах Чукотки содержание He варьирует, согласно табл. 5.1.2, в пределах 4 порядков величины – от минимальных 0.006–0.008 % об. в тт. 20 и 19 в Восточном районе (при среднем для этого района значении 0.11 % об. по пяти пробам) до максимальных значений 1.15–1.7 % об. в тт. 10 и 14 в окрестностях Колючинской губы и лагуны Нешкан (Северный район) со средним значением 0.993. В тт. 1–4 и 27–29 на юге полуострова (Южный район) средняя концентрация гелия заметно ниже (0.135 % об.). При этом в периферических районах Чукотского полуострова концентрация He растет пропорци-





онально содержанию углекислоты (рис. 5.1.5). Но в газах Колючинско-Мечигменской депрессии, где содержание $[\text{He}]$ варьирует от 0.02 до 0.86 % об. (в среднем 0.30 % об.) картина иная.

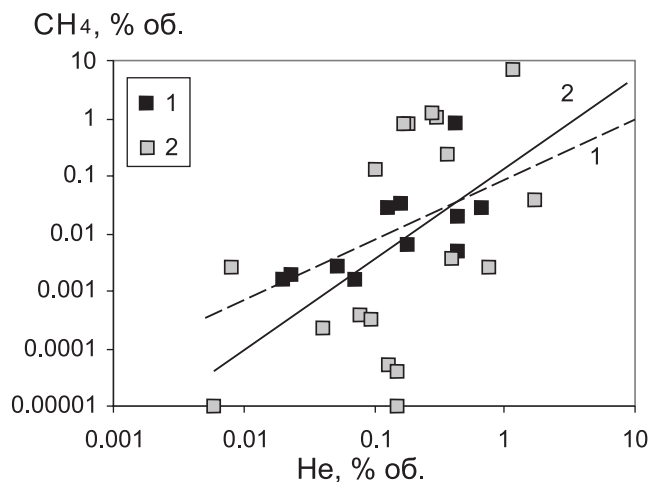


Рис. 5.1.6. Концентрации He и CH_4 в газовой фазе флюидов Восточной Чукотки.

Условные обозначения: 1 – «углекислые» газы КМД ($R^2 = 0.4539$, $n = 12$); 2 – «азотные» термы прибрежных районов ($R^2 = 0.2767$, $n = 18$)

Рис. 5.1.5. Соотношение концентраций He и CO_2 в свободных газах разных районов.

Условные обозначения. Районы: 1 – Южный; 2 – Восточный; 3 – Северный; 4 – Колючинско-Мечигменская депрессия. А – линия тренда и достоверность его аппроксимации для всех проб «углекислых» газов КМД ($R^2 = 0.835$, $n = 10$); Б – линия тренда и достоверность его аппроксимации для всех проб «азотных» газов трех приморских районов ($R^2 = 0.794$, $n = 17$)

В преимущественно «углекислых» газах КМД с содержанием CO_2 в свободной фазе более 25 % об., за исключением вышеупомянутых «азотных» Туманных источников (т. 8), при увеличении концентрации $[\text{He}]$ содержание $[\text{CO}_2]$ снижается от ~95 до минимальных 25 % об. (рис. 5.1.5). Без осреднения величин $[\text{CO}_2]$ и $[\text{He}]$ в пробах одного термопроявления корреляция между ними значима. Однако при осреднении проб достоверность аппроксимации становится меньше критической, вероятно, из-за уменьшения числа измерений. При этом сохраняется все же схожий вид линий тренда. Их разная форма говорит о разном происхождении газов КМД – коровом для CO_2 , сопровождающимся тоже коровым радиогенным (изотопно более тяжелым) He , и более изотопно легким глубинном (мантийном) гелии, обогащенным ^3He , и требует дополнительных исследований.

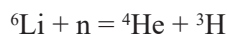
Содержание гелия как в общей совокупности всех газов, так и отдельно в «углекислых» газах КМД и «азотных» остальных прибрежных районов региона прямо коррелирует с концентрацией метана (рис. 5.1.6). При коровом происхождении последнего (см. выше) эта корреляция указывает на такую же природу основной части гелия, что вполне согласуется с его общеизвестным образованием в коре при радиоактивном распаде рассеянных U и Th .

5.2. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГАЗОВ

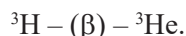
О происхождении разных компонентов газовой фазы трудно судить наверняка без изотопных исследований. Как отмечалось выше, наши исследования были направлены на выявление во флюидах коры признаков дегазации мантии. Единственный однозначный признак такого рода, как установлено изучением благородных газов И.Н. Толстихиным, Г. Крэйгом, К. О'Найонсом, М. Озимой и их соавторами – *изотопный состав гелия* в этих флюидах. Поэтому сначала остановимся на принципах его интерпретации.

Изотопный состав He

Как известно [Мамырин, Толстихин, 1981 и др.], отношение концентраций легкого и тяжелого изотопов ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R$ в геологических объектах исключительно широко варьирует (рис. 5.2.1). Это обусловлено присутствием в земном гелии двух генетически различных компонентов. Один из них – радиогенный, образующийся в горных породах в результате распада урана и тория и вызванной этим реакции



с последующим превращением



Зная в породе (минерале) содержание U, Th и Li, можно вычислить соответствующее ему равновесное значение отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$. Если оно совпадает с измеренным, то, вне зависимости от величины R , это означает, что в данном образце присутствует только радиогенный гелий. При средних (кларковых) для континентальной коры содержаниях U, Th и Li равновесное ей отношение:

$$R \approx (2 \pm 1) \times 10^{-8}$$

называют «каноническим радиогенным», а такой гелий – «коровым» (зеленая полоса на поясняющем рис. 5.2.1).

Если измеренное в образце значение отношения R больше равновесного, это указывает

на присутствие в нем, кроме радиогенного He, гелия иного происхождения. Это так называемый «солнечный» (первичный, или «первозданный») He_{SOLAR} с $R \sim 10^{-4}$, продуцируемый термоядерными реакциями в недрах звезд, образующий «солнечный ветер» и захваченный веществом Земли при ее аккреции. В объектах, генетически связанных с дегазацией и дифференциацией мантии – газах действующих вулканов, донных базальтах океанов, ультраосновных ксенолитах и т. п. – значения R на три порядка величины выше, чем в радиогенном коровом He, составляя в резервуаре MORB

$$R_{\text{MORB}} = (1.15 \pm 0.1) \times 10^{-5} \text{ [Marty, Tolstikhin, 1998]}$$

и показывая, что ~10 % гелия, удаляемого из мантии, все еще составляет первичный компонент, хотя остальной гелий и в ней уже чисто радиогенный.

Гелий, обогащенный легким изотопом ${}^3\text{He}$, вместе с мантийными расплавами поступает в кору [Поляк и др., 1979_{а, б}; Polyak, Tolstikhin, 1985; O'Nions, Oxburgh, 1988]. В конечном счете, как показал Э.К. Герлинг [1957], из пород континентальной коры гелий «убегает» в омывающие их подземные флюиды. В них значения R в данном геоблоке естественным путем осредняются в соответствии с вкладом каждого из источников гелия, и возникающее в результате во флюидах значение отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ представляет собой фоновую квазистационарную характеристику той или иной тектонической структуры. При разгрузке этих флюидов гелий выделяется в атмосферу и оттуда, не удерживаясь гравитационным полем Земли, постоянно диссипирует в космическое пространство.

В земной коре, из-за разбавления остатков мантийного гелия постоянно образующимся в породах радиогенным, отношение концентраций изотопов ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ постоянно убывает до канонического корового значения. В породах и минералах из-за особенностей их происхождения, состава и структуры величина R широко варьирует. Но в коре древних континентальных кратонов, при «кларковых» содержаниях в ней материнских для гелия элементов ${}^{235}\text{U}$, ${}^{238}\text{U}$, ${}^{232}\text{Th}$, ${}^6\text{Li}$, устанавливается постоянное гелиево-изотопное отношение,

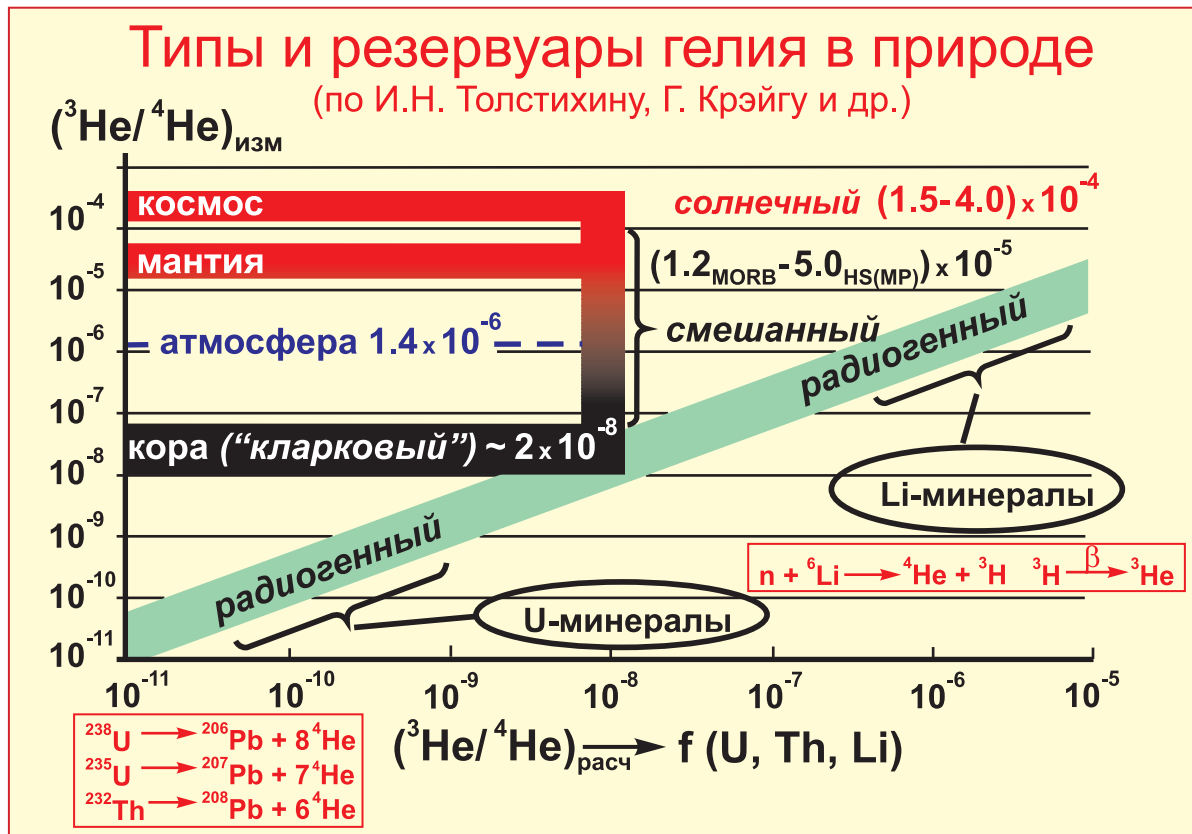


Рис. 5.2.1. Типы и резервуары гелия в природе по И.Н. Толстихину, Г. Крэйгу и др.

равное $R_A \approx 1.398 \times 10^{-6}$, что на два порядка величины выше канонического радиоогенного, так что контаминация образцов воздухом может сильно исказить оценку R в изучаемом объекте. Однако возможная контаминация воздухом поддается учету измерением отношения ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$, которое в атмосфере близко к 0.3 при $[\text{He}] = 5.24 \times 10^{-4} \%$ об. Поэтому величина R – уникальная однозначная генетическая метка гелия в природных объектах.

Флюиды из областей фанерозойского магматизма содержат гелий с величинами R , промежуточными между R_{MORB} и $R_{\text{КОР}}$; чем древнее возраст магматизма, тем меньше значения R [Поляк и др., 1979_а]. На Чукотке магматическая активизация происходила неоднократно и дискретно в пространстве и времени, и мы поставили себе целью поиск ее следов в изотопном составе гелия в подземных флюидах разных районов Чукотского полуострова.

Исследования изотопного состава благородных газов (He, Ar, Ne) в газовой фазе опробованных термоминеральных водопроявлений Восточной Чукотки проводились в Лаборатории изотопной геологии флюидов Санкт-Петербургского Университета, Геологическом институте Кольского

научного центра РАН, Апатиты, и Изотопном исследовательском центре ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, где определялся их изотопный состав. Всего отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ измерены в 30, а ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ – в 28 пробах из 23 термопроявлений. Отношение ${}^{38}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ определено в 19 образцах по 16 группам источников.

Концентрация гелия в газах Восточной Чукотки на 3–4 порядка величины выше атмосферной (0.000524 % об.). Поэтому примесь воздушного гелия в наших пробах пренебрежимо мала, так что поправка к величине R из-за контаминации воздухом близка к экспериментальной ошибке или даже меньше ее. Единственное исключение – газ из т. 20, где ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne} = 0.64$, и исправленное значение R примерно на 20 % ниже измеренного.

На графике 5.2.2 $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{изм}} - (^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{АТМ}}$ видно, что в газах всех проб содержится примесь гелия мантии: R варьирует от 20.2×10^{-8} в т. 2 с температурой воды 79.7°C до 172×10^{-8} в источнике (т. 17) с $t_{\text{воды}} = 3.1^\circ\text{C}$. Эти значения отвечают добавке от 2,2 % до 14 % He_{MORB} . Остальное – радиоогенный коровый He.

Четыре группы источников (тт. 5, 7, 15 и 17) были опробованы дважды – в 2002–2004 гг. и

2004–2005 гг. (табл. 5.2.1). Анализы повторных образцов дали практически те же результаты, свидетельствуя о постоянстве гелиевого сигнала во времени (рис. 5.2.3). Это показывает, что различия величин $R_{\text{изм}} = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в разных группах источников отражают не столько временные колебания величины R , сколько латеральную изменчивость изотопного состава гелия в газовой фазе термоминеральных флюидов Чукотского полуострова.

На графике 5.2.2 в расположении частных фигуративных точек нет четкой пространственной закономерности, хотя большинство «углекислых» (красных) точек КМД лежат выше остальных. Но при почти десятикратном разбросе частных значений изотопно-гелиевого отношения в пределах Восточной Чукотки средние его значения (${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \times 10^{-8}$) в условно выделенных нами районах показывают определенную упорядоченность. Результаты определений средних значений (${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \times 10^{-8}$) в отдельных районах приведены в табл. 5.2.2. При сравнении этих значений R в разных частях полуострова закономерный характер этой изменчивости особенно заметен (рис. 5.2.4).

Вклад мантийного He в гелии флюидов вполне очевиден в Южном районе исследований: в этих источниках (тт. 1–4, 27–29) среднее значение

$$R_{\text{СРЕД}} = 35.2 \times 10^{-8} = 0.25 R_A$$

идентично определенному во флюидах континентальной коры, активизированной в позднем мелу [Поляк и др., 1979_а; Polyak, Tolstikhin, 1985]. Это совпадение хорошо согласуется с возрастом Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса, перекрывшего более древние геологические образования [Белый, 1977, 2008]. Такие же значения R в источниках Северного района, лежащих западнее Колючинской губы: $(28...30) \times 10^{-8}$ в группах 13 и 14, соответственно. Восточнее же лагуны Нешкан (тт. 10 и 12)

$$R = (45...51) \times 10^{-8} = (0.32...0.36) R_A$$

и далее в Восточном районе до самого мыса Дежнева (тт. 19, 18, 9) значения R лежат в диапазоне $(47...77) \times 10^{-8}$ при среднем значении

$$R_{\text{СРЕД}} = 57 \times 10^{-8} = 0.41 R_A.$$

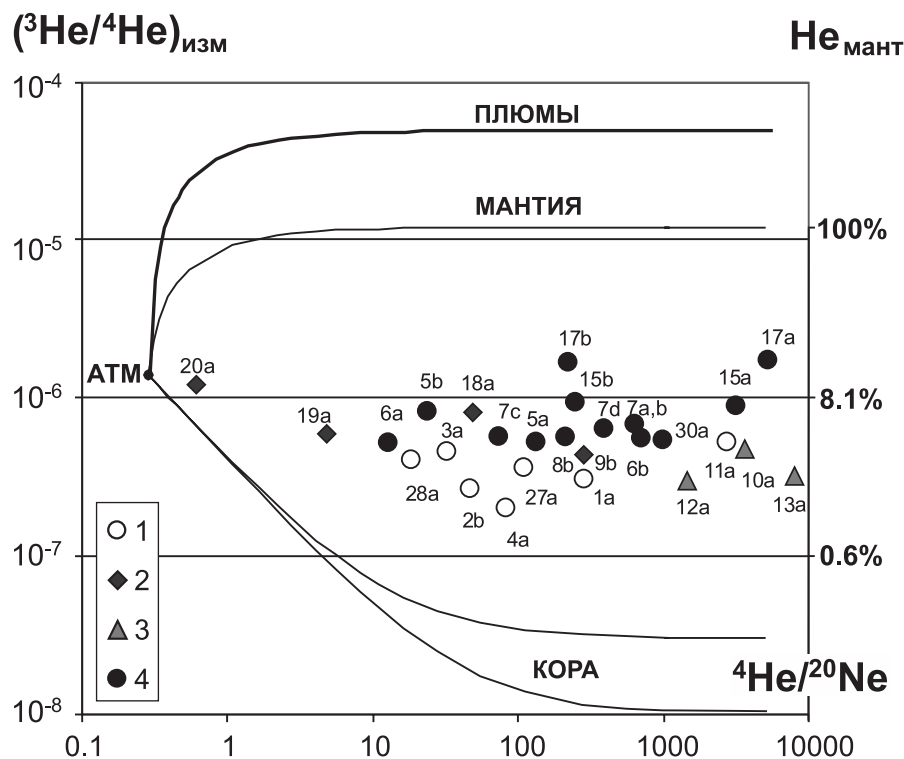


Рис. 5.2.2. Источники гелия в газах гидротерм Чукотки

Условные обозначения: 1–4 – районы: 1 – Южный, 2 – Восточный, 3 – Северный, 4 – КМД. Фигуративные точки оцифрованы согласно номерам групп в табл. 5.1.2. Линиями показаны линии смешения коровых (КОРА) и мантийных (МАНТИЯ и ПЛЮМЫ) газов с атмосферным воздухом (АТМ)

Таблица 5.2.1. Устойчивость изотопного состава гелия, R
(курсивом отмечены пробы, отобранные экспедицией ФГУП «Георегион», г. Анадырь)

Группа Пункт	Год отбора	Индекс пробы	R , 10^{-8}	Лаб. ¹⁾
Кукуньские				
выход 1	2002	5а	51.3	1
выход 1	2004	5б	80.0	2
Бабушкины Очки				
Северный выход	2002	7а	65.5	1
Северный выход	2004	7б	65.2	2
Южный выход	2002	7в	55.2	3
Южный выход	2004	7г	62.9	2
Ыппынвеемские				
соленое озеро	2004	15а	88	2
выход 1	2005	15б	92	2
Нэлыпгенвеемские				
источник	2004	17а	172	2
выход 1	2005	17б	166	2
атм			140	

Примечания: Лаб¹⁾: 1-ГИ КНЦ РАН, 2 – ВСЕГЕИ, 3 – INGV (г. Палермо).

Таблица 5.2.2. Гелий и неон в термах Чукотки

Районы	№ групп источников	[He], % об. min-max	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	Среднее по району $^3\text{He}/^4\text{He} \times 10^{-8}$
Южный	1–4, 27–29	0.04–0.28	19–2800	35.7 (7 зн. *)
Восточный	9, 18–90	0.008–0.3	4.95–292	57.0 (3 зн. *)
Северный	10, 12–14	0.370–1.7	1480–8060	38.5 (4 зн. *)
КМД	6–8, 15–17, 30	0.02–0.68	13–5330	80.7 (13 зн.)

зн. *) - число групп.

Но самые высокие значения R отличают источники КМД, точнее. район оз. Иони. Здесь в 8 группах (тт. 5–8, 15–17, 30), значение

$$R_{\text{ср}} = 77 \times 10^{-8} = 0.52 R_A,$$

а максимальное

$$R_{\text{макс}} = 172 \times 10^{-8} = 1.23 R_A$$

измерено в Нэлыпгенвеемских источниках (т. 17), расположенных близ одного из проявлений кайнозойских базальтов, откартированных

Ю.В. Крюковым [1980]. Эти источники расположены вдоль той же широты ($65^\circ 59'$), как и другие «углекислые» источники (группы 7, 15, 16, 30), вероятно, указывая тем самым на глубинный разлом. Эпицентры слабых землетрясений, как показано [Fujita et al. 2002, Fig. 6a], группируются вдоль той же широты. Такое пространственное совпадение проявлений гидротермальной, вулканической и сейсмической активности в этом участке КМД кажется не случайным. Распределение значений R вдоль КМДЗ показывает их убывание в обоих направлениях от максимума в районе т. 17. Это убывание довольно резкое в северо-западном направ-

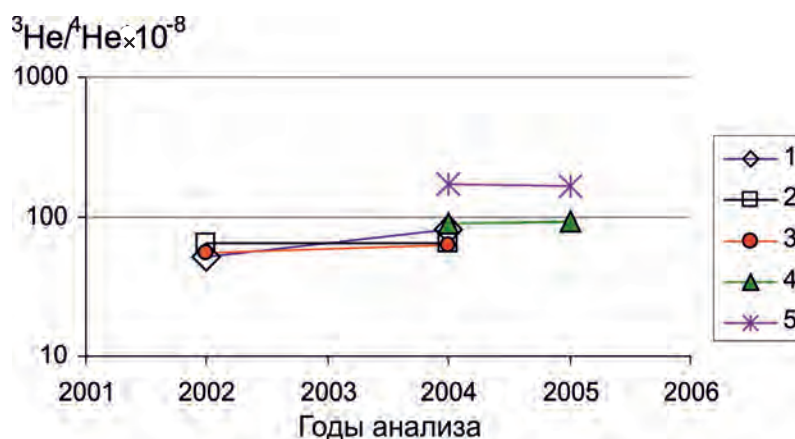
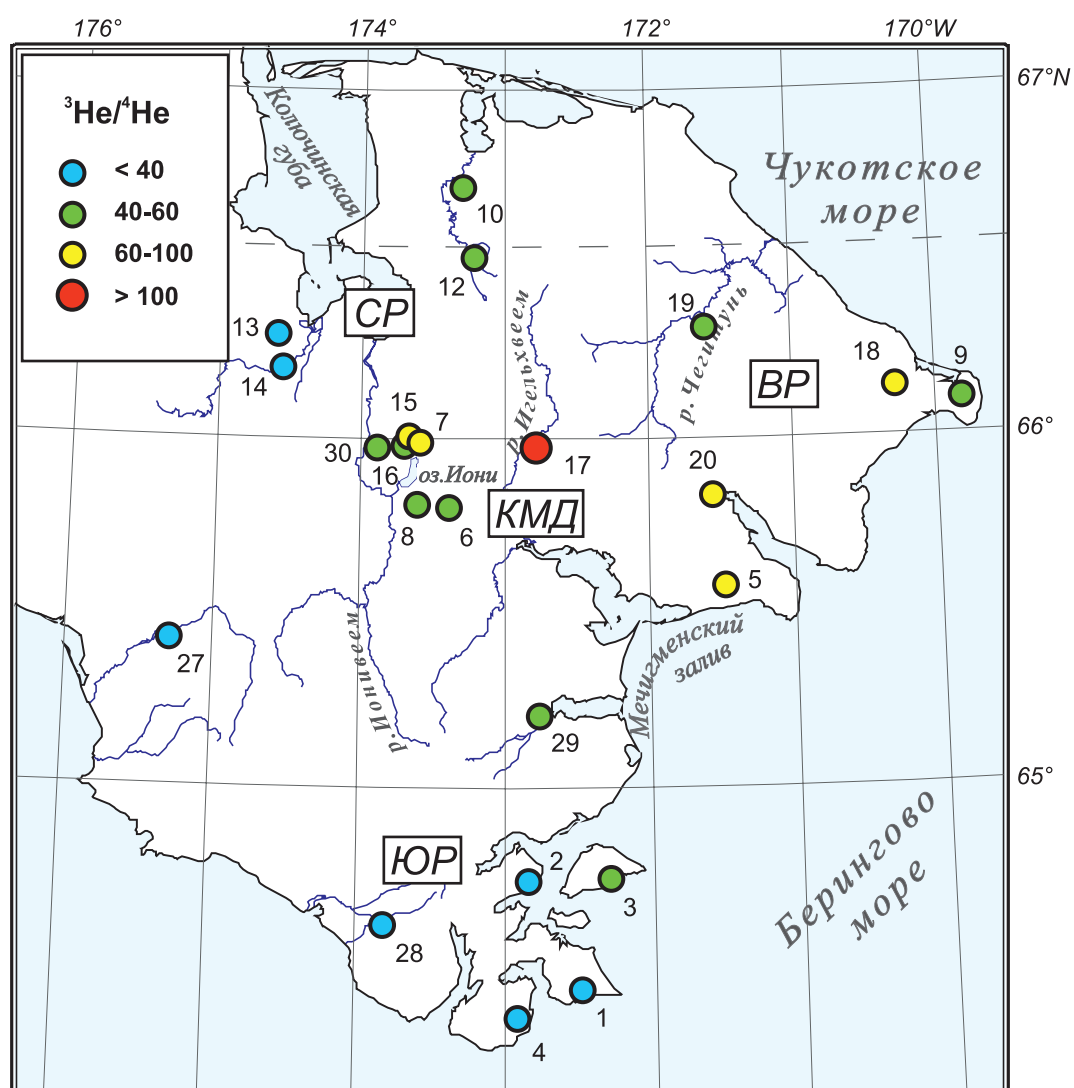


Рис. 5.2.3. Постоянство гелиевого сигнала во времени

Условные обозначения источников: 1 – Кукуньские; 2 – Бабушкины Очки, северный грифон; 3 – Бабушкины Очки, южный грифон; 4 – Ынпынэвээмские; 5 – Нэлыпгенвеемские

Рис. 5.2.4. Латеральные вариации отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($\times 10^{-8}$) в газах источников

Цифры на рисунке соответствуют №№ групп в табл. 1

лении и более плавное к юго-востоку, возможно, продолжается в Беринговом море. Такая линейная изменчивость R чукотских термальных источников является отличительной особенностью континентальных рифтов [Поляк, 2004].

He-Sr изотопная корреляция в продуктах современной вулканической и гидротермальной активности в Италии [Поляк и др., 1979_c], Индонезии [Hilton and Craig, 1989] и других местах показывает, что носителем мантийного He может служить силикатный расплав. Поэтому фазы поставки мантийного гелия из мантии в кору должны идентифицировать импульсы магматической активности. Изотопный состав гелия в источниках Южного района полуострова, как отмечено выше, хорошо согласуется с позднемеловым возрастом Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Однако более высокие значения R в других источниках указывают на более позднюю термальную активизацию. Максимальные значения R показывают, что позднейшие (кайнозойские) интрузии мантийных магм в кору полуострова происходили в КМД. Плиоценовая активность Энмеленских вулканов и четвертичный вулканизм о. Св. Лаврентия поддерживают молодой (N_2 -Q?) возраст спорадических проявлений базальтов внутри КМД.

Изотопный состав Ar

Величины изотопного отношения аргона $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и его латеральные вариации на востоке Чукотки представлены в табл. 5.1.2 и на рис. 5.2.5.

Величина отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в газах определена в 28 пробах. Значения его в газах большинства групп превышают свойственное «воздушному» аргону (295.5). Вклад избыточного радиогенного $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}} = \text{Ar}^*$ варьирует от 0 до 8.8 % об. всего аргона. В Восточном районе этот вклад не наблюдается. В Северном и Южном он местами превышает 3.8 % об. и достигает максимума в газах Колючинско-Мечигменской депрессии, где среднее значение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 308.8$ и максимальное = 324 (отвечающее 8.8 % об. общего количества аргона в газе). Последнее измерено в газах Нэльпыгенских источников (группа 17), вместе с максимумом

$$R_{\text{МАКС}} = {}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 172 \times 10^{-8} = 1.23 R_A.$$

Полученные данные, в т. ч. по $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, показывают, что в ряде образцов содержание аргона (атмосферного происхождения, как показано

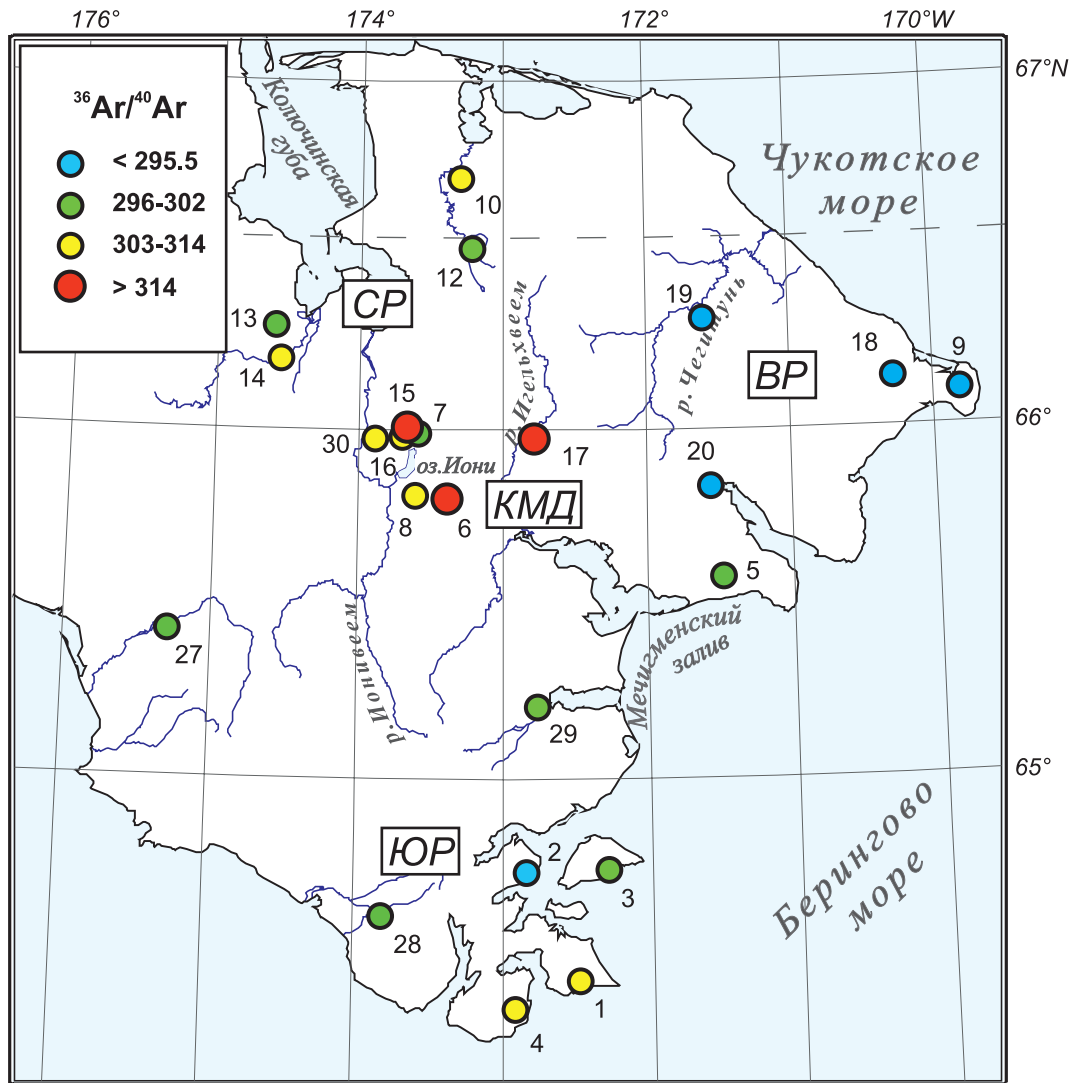
ниже) больше, чем в атмосфере (в свободном воздухе, АТМ, или водорастворенном, ASW), вследствие обогащения подземных вод атмосферным аргонном по сравнению с менее водорастворимым азотом на контакте вода-воздух. Последующее образование в подземных водах свободной газовой фазы, очевидно, происходит очень быстро, как следует из обсуждаемых ниже данных.

Такое абсолютное преобладание атмосферного компонента типично для близ-поверхностных водоносных горизонтов, где разгружающиеся флюиды максимально контаминируются воздушными газами. Измерение в чукотских газах отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ показало некоторое обогащение изотопом ^{36}Ar по сравнению с атмосферным воздухом. Это обогащение указывает на фракционирование изотопов аргона при дегазации подземных вод, которое нарушает отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ во флюидах. Такое заключение вытекает из результатов измерений $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в 19 образцах, 18 из которых показали обогащение газов изотопом ^{36}Ar при среднем значении $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 0.1874$, т. е. на 0.3 % об. ниже, чем в атмосфере.

В общем, в газах источников Чукотки отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ не сильно отличаются от атмосферного (295.5). Поэтому его измерения позволяют ориентировочно вычислить долю атмосферного Ar и оценить вклад других газов того же происхождения. Однако эти измерения все же показали некоторое обогащение газов аргонном-36 по сравнению с атмосферным воздухом. Это обогащение указывает на фракционирование изотопов Ar во время дегазации подземных вод, искажающее соотношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ во флюидах.

Для более точной оценки глубинной радиогенной составляющей аргона ($^{40}\text{Ar}_{\text{рад}} = \text{Ar}^*$) необходимо исключить влияние фракционирования его изотопов, исследованное Э.М. Прасоловым [1990]. Наличие трех стабильных изотопов аргона дает такую возможность: относительное отклонение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в образце от воздушного должно почти вдвое превышать отклонение отношения $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (измерения последнего очень редки, хотя и полезны для оценки величины возможного изотопного эффекта и скорости дегазации подземных вод).

Фракционирование изотопов аргона приводит к аномальным соотношениям атогенных ^{38}Ar и ^{36}Ar и искажает значения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, используемые для оценки вклада избыточного радиогенного $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$. Чтобы исключить эффект фракционирования, измеренные значения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, должны

Рис. 5.2.5. Значения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в газах гидротерм Чукотки

быть скорректированы в соответствии со следующими уравнениями:

$$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{испр}} = (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{изм}} \times (1 + \Delta),$$

где $\Delta = -2\delta^{38}\text{Ar}$, где $\delta^{38}\text{Ar}$ (‰) – отклонение измененного отношения $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ от атмосферного (0.1879), равное

$$\delta^{38}\text{Ar} = [(^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{изм}} / (^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{атм}}] - 1.$$

После введения соответствующей поправки минимальными значениями $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (на 1.0–1.8 % об. ниже, чем в атмосфере) оказались «углекислые» газы групп 5 и 7 в Колучинско-Мечигменской депрессии (в ист. Бабушкины Очки группы 7 содержание CO_2 приближается к 95 % об.). Очевидно, в этих местах скорость об-

разования свободной газовой фазы должна быть максимальной (возможно, соответствующей вскипанию подземных вод или бурному высвобождению растворенной CO_2).

Сверх-атмосферные значения отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ были обнаружены в 18 из 23 групп источников (табл. 5.1.2). Вклад избыточного $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ варьирует от 0 до 8.8 % об. общего количества аргона. В Восточном районе этот вклад не наблюдается. В Южном и Северном районах он составляет 3.8–4.8 % об., соответственно, и достигает максимальных значений в газах КМД, где среднее значение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 308.8$, а максимальное составляет 322.4. Последнее было измерено в газах из Нельпыгенвеевских источников (группа 17) вместе с наибольшим значением

$$^3\text{He}/^4\text{He} = 1.72 \times 10^{-6} = 1.23 R_A,$$

как указано в Разделе 5.2. Следовательно, значения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ указывают на локальное присутствие примеси неатмогенного аргона.

Отношение $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{РАД}}$ давно считается генетическим критерием. Значения его были определены в 280 газовых залежах бывшего СССР [Воронов и др., 1974]. Было найдено, что это отношение широко варьирует (в среднем около 12) и различно в тектонических структурах разного возраста. Анализ разных соотношений и модельные расчеты показали, что главной причиной вариаций отношения $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{РАД}}$ является разница температур дегазации пород-поставщиков.

В диапазоне 60–300 °С, типичном для осадочных толщ, значения $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{РАД}}$ варьируют от 40 до 7. Этот разброс – следствие большой разницы в потерях породами He и Ar при разной температуре (при низкой Ar выделяется из пород не так интенсивно, как He). Поэтому отношение $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{РАД}}$ может служить косвенным индикатором подземных температур. Минимальные значения этого отношения указывают на более высоко-температурную обстановку, стимулирующую потери обоих радиогенных изотопов, ^4He и ^{40}Ar , родительскими породами [Прасолов, 1990].

В газах Чукотки значения этого отношения широко варьируют (табл. 5.1.2). Газы с низким отношением $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{РАД}} < 8$ наблюдаются в Южном районе, где его средняя величина 6.2. В га-

зах КМД среднее значение этого отношения неожиданно оказалось больше. Однако газы самых холодных Нельпыгенвеевских источников (группа 17, где отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ максимальны) и самых горячих Мечигменских источниках (группа 6) показали значения отношения $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{РАД}}$, сходные с наблюдающимися в Южном районе, указывая на температуру дегазации пород около ~500 °С, согласно [Прасолов, 1990]. Принимая во внимание высокие концентрации гелия в газах Чукотки, ошибка в оценках величин $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{РАД}}$ маловероятна.

Изотопный состав азота

Как показано выше, азот доминирует в большинстве проб спонтанных газов термопроявлений Восточной Чукотки, и его концентрация в них превышает 90 % об. Исключение составляют источники КМД, в которых содержание азота опускается до 30 % об., а в источнике Бабушкины Очки вообще до 3–5 % об. (табл. 5.1.1).

Наличие данных по изотопии аргона позволяет вычислить отношение $\text{N}_2/\text{Ar}_{\text{АТМ}}$, имеющее генетический смысл. Оно было определено в 28 пробах спонтанного газа из 23 групп термальных источников и показано графически на рис. 5.2.6.

Так как растворимость азота в воде хуже, чем у аргона, измеренные во всех образцах отношения $\text{N}_2/\text{Ar} > \sim 40$, т. е. больше, чем в водорастворенном

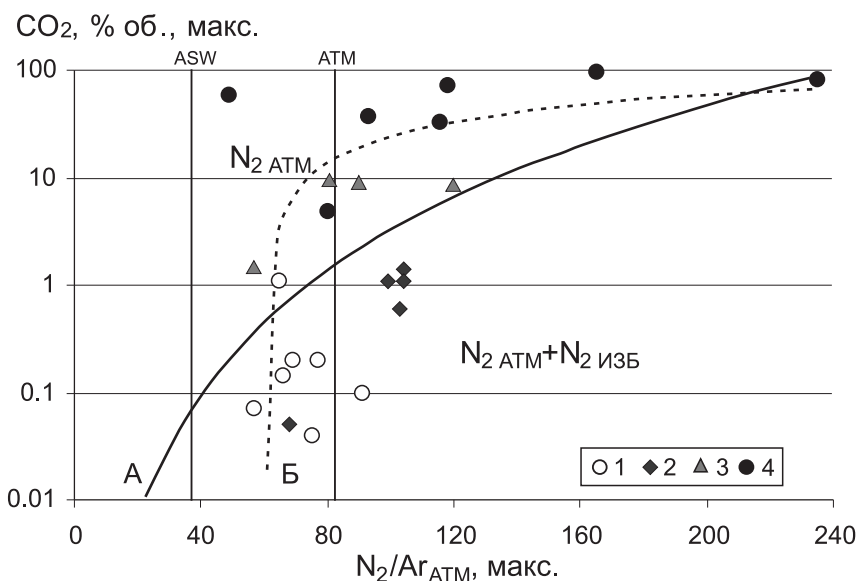


Рис. 5.2.6. Связь отношения $\text{N}_2/\text{Ar}_{\text{АТМ}}$ в газовой фазе источников с концентрацией CO_2

Условные обозначения. Районы: 1 – Южный, 2 – Восточный, 3 – Северный; 4 – КМД. Линии трендов: А – степенной ($R^2 = 0.2866$, $n = 23$). Б – логарифмический ($R^2 = 0.3352$, $n = 23$). Вертикальными линиями показаны значения N_2/Ar в атмосферном (АТМ = 84) и водорастворенном (ASW ≈ 40) воздухе

воздухе (air-saturated water, ASW). В половине образцов это отношение лежит в интервале между значением для ASW и для атмосферного воздуха ($ATM = 84$).

Промежуточные значения отражают сложные процессы взаимодействия между пузырьками воздуха и нисходящими потоком воды в области питания и контролируемым растворимостью фракционированием N_2 и Ar во время дегазации в области разгрузки. Поэтому N_2/Ar , даже если оно больше значения для водорастворенного воздуха (ASW), но меньше атмосферного (ATM), едва ли может считаться признаком примеси неатмогенного азота.

В газах источников Чукотки атмосферный Ar_{ATM} , как показано выше, преобладает. В Южном районе полуострова примесь неатмогенного N_2 видна только в одной (т. 27) из семи групп источников. В остальных районах полуострова средние значения отношения N_2/Ar_{ATM} выше, чем в атмосфере. В Северном районе избыточный (неатмогенный) N_2 присутствует в двух группах из четырех, составляя в них приблизительно 7..30 % всего азота (в тт. 12 и 14 соответственно). В Восточном примесь такого азота содержится в газах четырех из пяти групп (тт. 5, 18–20), составляя от 15 до 19 % общего количества N_2 . Максимальной добавкой неатмогенного азота отличаются газы КМД. Здесь его примесь не видна только в двух группах (тт. 6 и 8), а в углекислых газах 7-й и 15-й групп (с концентрациями CO_2 соответственно 95 и 80 % об.) достигает соответственно максимальных 50 и 64 % общего содержания азота.

Сравнение величин N_2/Ar_{ATM} и концентраций CO_2 приводит к неоднозначным результатам. Для этих величин по всей совокупности измерений ($n = 28$) корреляция незначима ($R^2 = 0.07$). Но при сравнении максимальных величин N_2/Ar_{ATM} и концентраций CO_2 в каждой из групп достоверность аппроксимации становится значимой

$$R = 0.535 > R_{крит} = 0.415 \text{ для тренда А, рис. 5.2.6.}$$

Таким образом, кажется, что примесь неатмогенного N_2 присутствует, в основном, в обедненных азотом газах, а не в тех, где он доминирует.

Значение $\delta^{15}N$ в газах региона лежит в диапазоне от 0.0 до +4.5 ‰. При этом в Южном и Восточном районах $\delta^{15}N$ всюду < 1 ‰ относительно атмосферного азота (табл. 5.2.3), а выше всего они в КМД (рис. 5.2.7).

Исследования He, Ar и N_2 на Камчатке, Курилах и в других сегментах мобильных поясов показали, что там $\delta^{15}N_{MAN} \sim -6$ ‰ [Прасолов, 1990]. То же самое значение $\delta^{15}N = -5$ ‰ было принято на основании корреляции между $\delta^{15}N_{MAN}$ и $^{40}Ar/^{36}Ar$ в образцах MORB [Marty and Humbert, 1997]. В гидротермальных флюидах Исландского мантийного плюма был найден даже более легкий азот с $\delta^{15}N = -15$ ‰ [Inguaggiato et al., 2009].

В то же время гидротермальные газы блока Халиско (Мексика), островов Вулкано в Эолийской и Нисирос в Эгейской островных дугах содержат «тяжелый» азот с $\delta^{15}N \sim + (4.5-5)$ ‰ [Inguaggiato et al., 2004]. В цитированной статье появление такого азота приписывается метаморфизму континентальной коры. Эти значения похожи на обнаруженные нами на Чукотке, что позволяет приписывать им аналогичное происхождение. В этой связи стоит заметить, что азот такого же изотопного состава ($\delta^{15}N \gg +5$ ‰) часто встречается в нефтяных залежах [Прасолов и др., 1990]. В любом случае изотопный состав азота вместе с N_2/Ar_{ATM} указывает на двойственную природу азота в газах Чукотки: один резервуар-источник – атмосфера, другой – кора. При этом признаки участия мантийного азота в формировании газов Чукотки не наблюдаются.

Значения $\delta^{15}N$ в газах значимо коррелируют со значениями $^{40}Ar/^{36}Ar$ (рис. 5.2.8).

Аналогичная корреляция обнаруживается и между величинами $\delta^{15}N$ и концентрацией CO_2 (рис. 5.2.9).

Таким образом, обогащение термоминеральных флюидов избыточным азотом сопровождается обогащением изотопно-тяжелой CO_2 и радиогенным Ar, т. е. газами, генетически связываемыми с термометаморфизмом пород коры и/или вулканической активностью.

Изотопный состав углерод-содержащих газов

Изотопный состав углерода углекислоты.

Величина $\delta^{13}C_{CO_2}$ (в ‰ относительно стандарта PDB) была определена в девятнадцати пробах газа из семнадцати термопроявлений. Значения $\delta^{13}C_{CO_2}$ приведены в табл. 5.2.4, а распределение на территории региона показано на рис. 5.2.10.

Значения $\delta^{13}C_{CO_2}$ варьируют в широком диапазоне от -20.4 до -4.4 ‰ и, по-видимому, отражают смешение генетически различных компонентов. Низкие значения $\delta^{13}C_{CO_2}$ наблюдаются в «азотных» газах источников, разгружающихся за пределами

Таблица 5.2.3. Концентрации и изотопный состав азота $\delta^{15}\text{N}$ в газах термальных источников
(курсивом отмечены пробы, отобранные экспедицией ФГУП «Георегион», г. Анадырь)

NN групп/ Индекс образца	Место отбора	N_2 , % об.	$\text{N}_2/\text{Ar}_{\text{АТМ}}$	$\text{N}_2/\text{Ar}_{\text{АТМ}}$ среднее	$\delta^{15}\text{N}$, ‰	$\delta^{15}\text{N}$, ‰, среднее	№ лаб. ¹⁾
1	2	3	4	5	6	7	8
Южный район							
1	Чаплинские			66		0.85	
1а	скважина самоизлив	94.1	66		1.0		2
1а ²	скважина самоизлив				0.65		3
1д	Дальняя группа, источник	93.4			0.88		3
2	Сенявинские			57		0.72	
2а	верхний грифон 1	97.9			0.9		2
2а ²⁾	верхний грифон 1				0.55		3
2б	нижний грифон 2	98.0	57				1
3	Аракамчеченские			75		0.09	
3а	нижний грифон	95.9	75		0.09		1,3
4	Кивакские			77		0.25	
4а	выход у крытого бассейна	96.8	77		0.25		1,3
27	Нунямовеевские Верхние			91		0.10	
27а	источник 4	91.5	91		0.10		2
28	Синевээмские			69		0.50	
28а	источник 6	93.6	69		0.50		2
29	Гетлянгенские			65		0.40	
29а	источник 1	80.9	65		0.40		2
Восточный район							
5	Кукуньские			88		0.36	
5а	источник 1 (куб)	96.4	104				1
5б	источник 1 (куб)	96.9	73		0.4		2
5д	источник 2	97.5			0.31		3
9	Дежневские			68		0.92	
9б	скв. Центральная	94.6	68		0.9		2
9б ²	скв. Центральная				0.95		3
18	Пыкелуньвеевские			104			
18а	источник 2	93.6	104				2
19	Танатапские			99			
19а	источник 2	809.4	99				2
20	Мамкинские			103			
20а	источник 1	82.2	103				2

Таблица 5.2.3. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8
Северный район							
10	Нешканские			81		2.8	
10а	источник, верхняя группа	80.9	81		2.8		2
12	Куб			90			
12а	источник	90.2	90				2
13	Вытхытявеемские			57		1.6	
13а	источник	94.4	57		1.6		2
14	Оранжевые			120			
14а	источник	89.0	120				2
КМД							
6	Мечигменские			49		1.85	
6а	грифон 1 в правом борту долины						
6б	газовый выход с $t=97^{\circ}\text{C}$	40.1	49		1.8		2
6б ²	газовый выход с $t=97^{\circ}\text{C}$				1,6		3
6в	грифон 2 в центре поля	69.3			2.0		2
7	Бабушкины очки			88		0	
7а	северный грифон	3.4	165		0		2
7б	северный грифон	5.24	58				2
7г	южный грифон	3.27	40				2
8	Туманные			80		0.86	
8б	группа 2 (южная)	93.6	80		0.86		3
15	Ынпынэвеемские			172		4.50	
15а	соленое озеро	19.7	109				2
15б	источник 1	34.4	235		4.5		2
16	Арэнышкынваамские			93		2.2	
16а	источник				2.2		2
16б	источник б	59.5	93				2
17	Нэлыпгенвеемские			98			
17а	источник	39.8	118			3.6	2
17б	источник 1	22.3	78		3.6		2
30	Ступенчатое			116		0.1	
30а	источник 1	65.5	116		0.1		2

Примечания: ¹⁾ - Лаборатории: 1 - ИГ КНЦ РАН; 2 - ВСЕГИИ; 3 – INGV;

²⁾ - контрольные измерения величин $\delta^{15}\text{N}$ параллельных проб в лаборатории INGV.

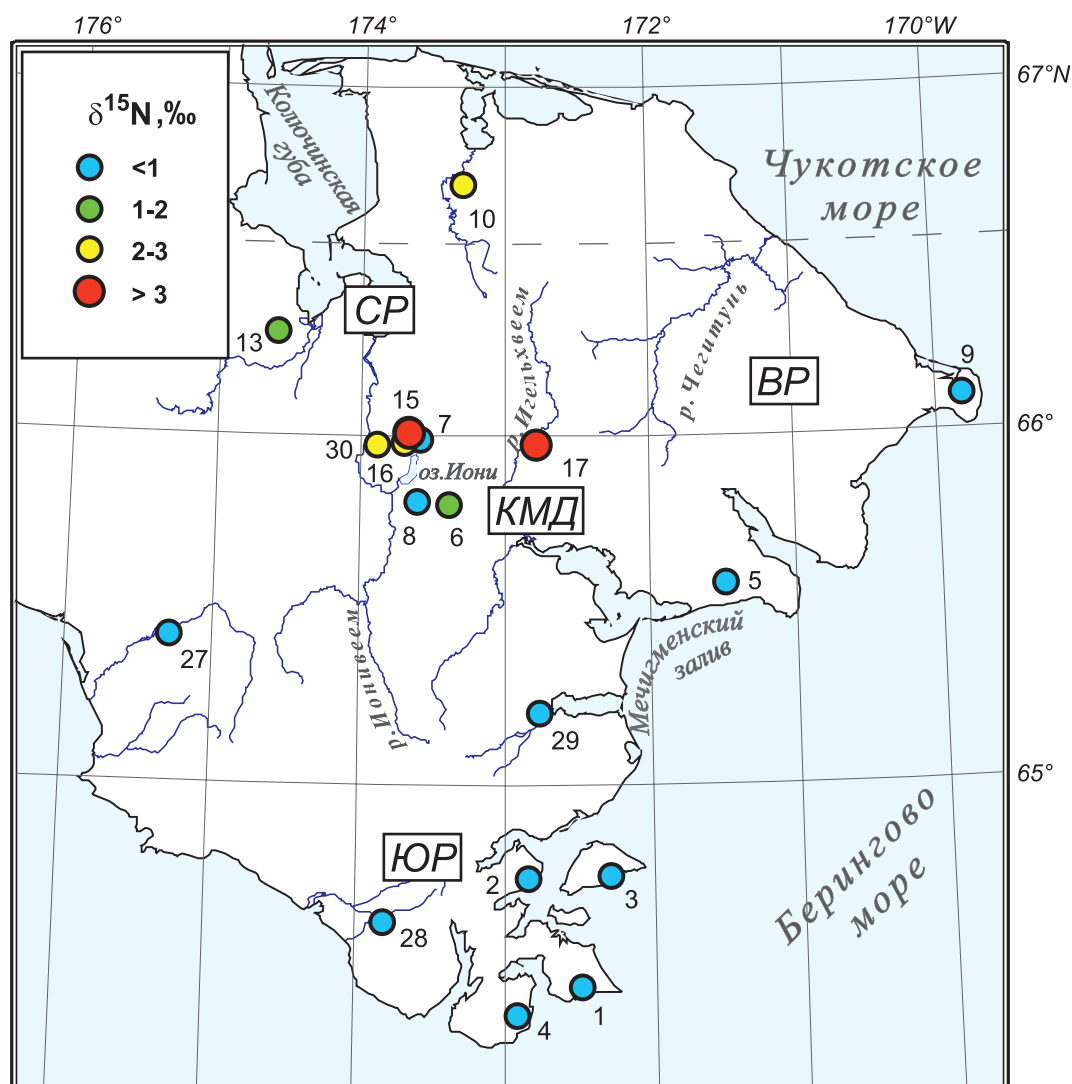


Рис. 5.2.7. Латеральные вариации $\delta^{15}\text{N}$, ‰ в газовой фазе источников Восточной Чукотки

КМД (рис. 5.2.10). В Восточном районе измеренные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ составляют -11.0 ‰ (т. 5, Кукунские источники) и -18.8 ‰ (т. 9, Дежневские). Источники Южного и Северного районов характеризуются близкими величинами $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, в среднем -15.7 и -12.1 ‰, соответственно.

Напротив, газы источников КМД, обогащенные углекислотой, показывают намного большие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, достигающие -4.4 ‰ в самых горячих Мечигменских источниках (т. 6). Изотопный состав углерода CO_2 в чукотских газах прямо коррелирует с концентрацией углекислоты (рис. 5.2.11).

Как видно на рисунке, газы источников КМД, характеризующиеся высокими концентрациями CO_2 , обнаруживают наибольшие величины значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ по сравнению с газами из других районов региона. Эти значения в КМЗ варьируют

от -4.4 до -9.0 ‰ и весьма сходны с приписываемыми вулканической углекислоте (от -2 до -6 ‰), алмазам (от -2 до -10 ‰), и соответствуют изотопному составу углерода в мантии, отличаясь от типичных для нефти (-28 ‰) и каменного угля (-25 ‰) [Галимов, 1968; Прасолов, 1990; Hoefs, 2005; Faure and Mensing, 2005]. В то же время источником «тяжелой» углекислоты мог бы быть и углерод коровых карбонатов (0 ± 0.6 ‰). В любом случае, изотопно-углеродные данные показывают, что газы КМЗ обогащены наиболее глубоинной углекислотой.

Изотопный состав углерода метана. Величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ (в ‰ относительно стандарта PDB) определен в 8-ми образцах спонтанных газов преимущественно азотных терм (табл. 5.2.4). Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ варьируют в пределах от -51 ‰ до -18.9 ‰, характерных для биогенного (наиболее низкие

значения) и термокаталитического метана. Самый изотопно-тяжелый метан встречен в Южном районе (в группе 2), тогда как самый изотопно-легкий – в Северном (группа 13). Диапазон встреченных величин $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ в общем согласуется с термогенным источником этого газа [см., напр., Schoell, 1983]. О том же свидетельствует и отмеченная выше прямая корреляция между концентрацией метана и температурой вод источников (рис. 5.1.3).

Вместе с тем, недавние исследования изотопного состава углерода метана в газах азотных терм Забайкалья [Калмычков и др., 2020] показали, что аномально высокие (до +11 ‰) значения $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 , присутствующего в качестве незначитель-

ной примеси в этих газах азотных терм, могут быть связаны с процессами неполного бактериального окисления метана (по принципу Рэлеевского истощения). Поэтому высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 , наблюдаемые в газах Чукотки, также с большой степенью вероятности могут быть следствием частичного окисления метана в гидротермальной системе азотных вод. Также необходимо отметить, что признаком отсутствия гидротермального (синтетического) метана в исследуемых термах является отсутствие водорода и оксида углерода в составе газовой фазы – исходных продуктов, необходимых для синтеза CH_4 в гидротермальных системах (по реакции Фишера-Тропша).

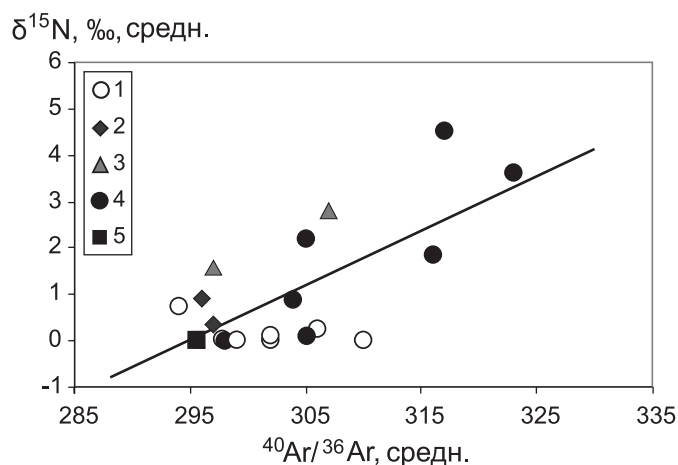


Рис. 5.2.8. Соотношение средних значений $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $\delta^{15}\text{N}$ в газах источников Восточной Чукотки

Районы: 1 – Южный, 2 – Восточный, 3 – Северный, 4 – КМД; 5 – атмосфера ($\delta^{15}\text{N} = 0$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$)

Прямая – линия статистически значимого тренда с достоверностью аппроксимации $R^2 = 0.4608$ ($n = 18$)

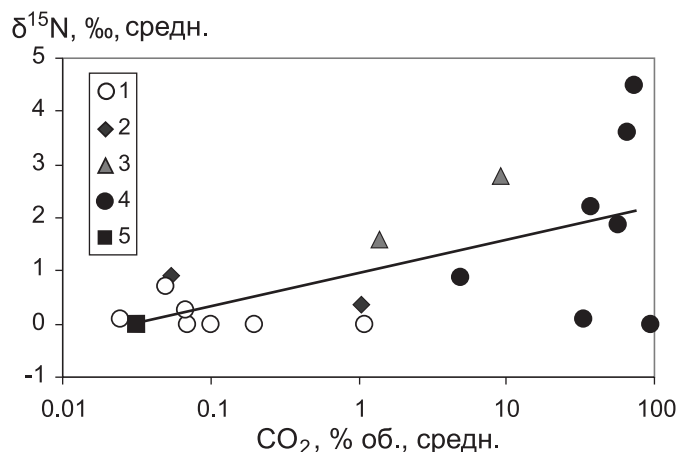


Рис. 5.2.9. Соотношение средних концентраций CO_2 и $\delta^{15}\text{N}$ в газах источников Восточной Чукотки

Районы: 1 – Южный, 2 – Восточный, 3 – Северный, 4 – КМД; 5 – атмосфера ($\delta^{15}\text{N} = 0$, $\text{CO}_2 = 0.032$ ‰ об.)

Прямая – линия статистически значимого тренда с достоверностью аппроксимации $R^2 = 0.6056$ ($n = 19$)

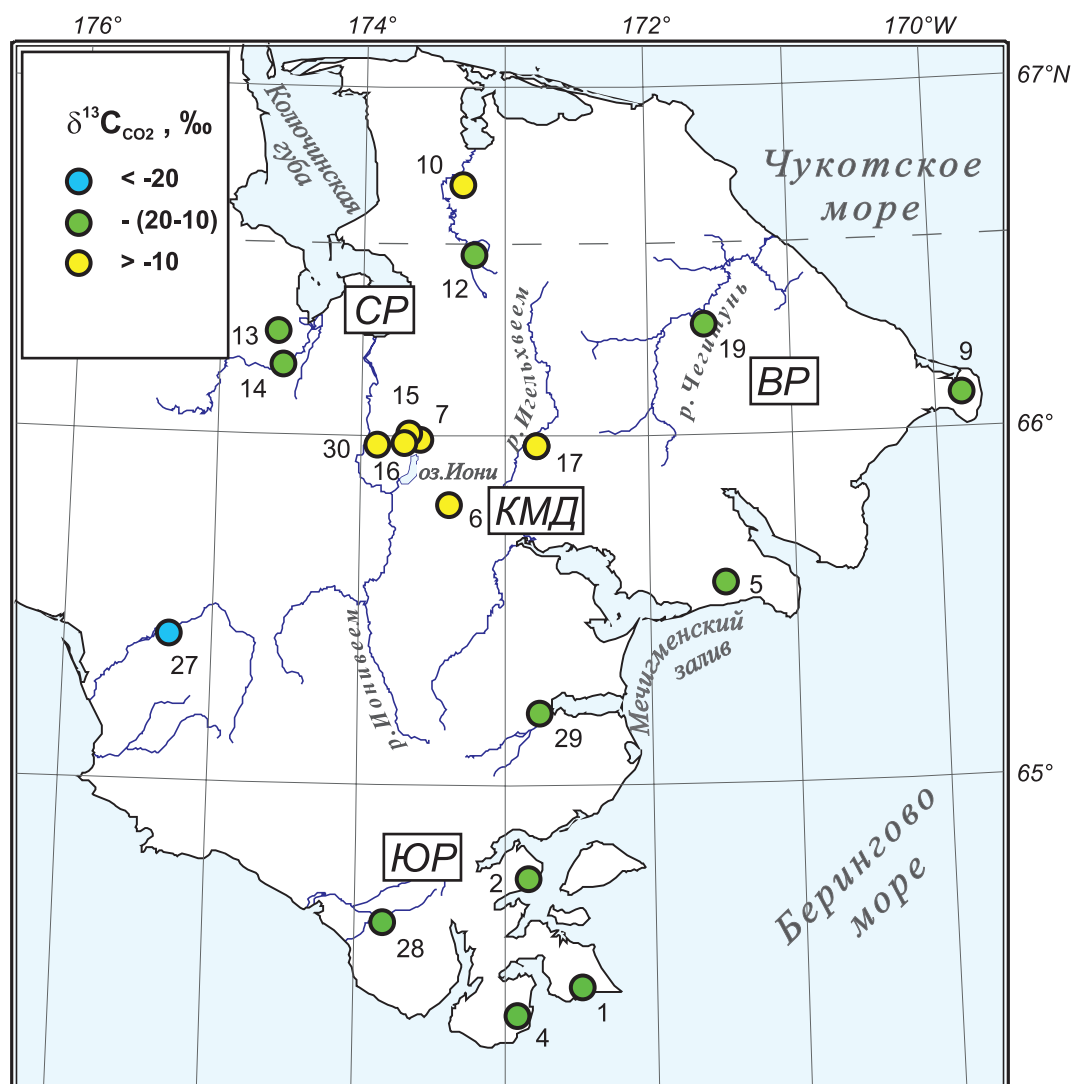


Рис. 5.2.10. Латеральные вариации $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ в газах источников Восточной Чукотки

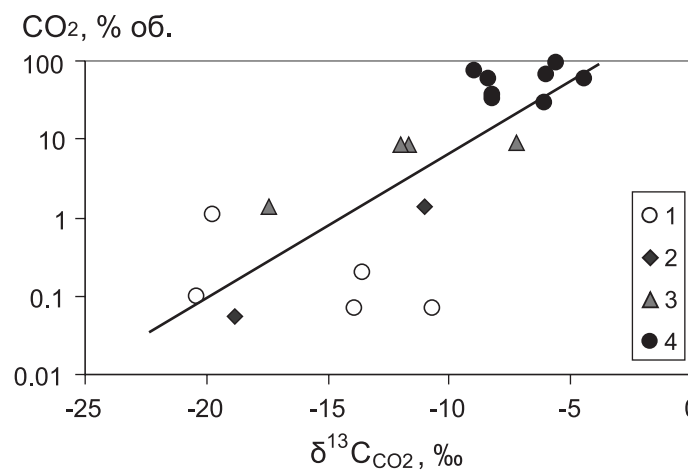


Рис. 5.2.11. Связь концентрации CO_2 и $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ в газах источников Восточной Чукотки

Условные обозначения: 1 – ЮР; 2 – ВР; 3 – СР; 4 – КМД.

Связь аппроксимируется значимым трендом с достоверностью $R^2 = 0.6056$ и $n = 19$

Таблица 5.2.4. Изотопный состав углерод-содержащих газов (курсивом отмечены пробы, отобранные экспедицией ФГУТП «Георегион», г. Анадырь)

NN групп/ Индекс образца	Место отбора	CO ₂ , % об.	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{CO}_2)}$, ‰ PDB	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{CH}_4)}$, ‰ PDB	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{C}_2\text{H}_6)}$, ‰ PDB
1	2	3	4	5	6
Южный район					
1 1a	Чаплинские скважина самоизлив.	0.07	-13.9	-24.5	-32.7
2 2a	Сенявинские верхний грифон 1	0.07	-10.7	-18.9	н/д
27 27a	Нуямовеемские Верхние источник 4	0.1	-20.4	н/д	н/д
28 28a	Синевээмские источник 6	0.2	-13.6	н/д	н/д
29 29a	Гетлянгенские источник 1	1.1	-19.7	н/д	н/д
Восточный район					
5 5б	Кукуньские источник 1 (куб)	1.37	-11.0	-24.6	-32.4
9 9б	Дежневские скв. Центральная	0.05	-18.8	-36.1	-35.9
Северный район					
10 10a	Нешканские источник, верхняя группа	9.07	-7.2	-36.3	-42.2
12 12a	Куб источник	8.48	-11.7	н/д	н/д
13 13a	Вытхытаяеэемские источник	1.38	-17.4	-51.4	н/д
14 14a	Оранжевые источник	8.35	-12.0	н/д	н/д
КМД					
6 6б 6в	Мечигменские газовый выход с t = 97°C грифон 2 в центре поля	57.63 29.34	-4.4 -6.1	-35.1 -34.4	-38.9 -38.5
7 7б	Бабушкины очки северный грифон	92.49	-5.6	н/д	н/д
15 15б	Ынпынээеэемские источник 1	65.5	-6.0	н/д	н/д
16 16б	Арэнышкынваамские источник 6	37.4	-8.2	н/д	н/д
17 17a 17б	Нэлыпгенвеемские источник источник 1	60.13 72.8	-8.35 -9.0	н/д н/д	н/д н/д
30 30a	Ступенчатые источник 1	33.2	-8.2	н/д	н/д

Примечание: н/д - нет данных.

Изотопный состав углерода в этане был определен в 6 образцах. Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_2\text{H}_6}$, колеблющиеся от -42.2 до -32.4 ‰. В некоторых случаях они были изотопно легче, чем в сосуществующем ему метане, что находится в противоречии с обычным поведением изотопов углерода в углеводородных газах месторождений нефти и газа. Такое же аномальное поведение наблюдается в газах Сибири, в некоторых участках докембрийских щитов, в нескольких нефтегазовых месторождениях Китая [Прасолов и др., 1990; Li et al., 2011 и др.]. Такая же инверсия изотопных трендов в легких углеводородах обычна в газах подводных гидротерм, приуроченных к серпентинитам, и многие авторы считают такой тренд показателем абиогенного происхождения углеводородов [Sherwood Lollar et al., 2002, Taran et al., 2010]. Напротив, Э.М. Прасолов [1990], объяснил этот эффект смешением газов из разноглубинных продуктивных пластов (см. также [Jenden et al., 1993], и др.).

Впрочем, наблюдаемые аномалии в изотопных характеристиках метана и этана могут быть следствием предпочтительного окисления метана во флюидных системах азотных терм. По этой причине значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ могли оказаться существенно выше значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_2\text{H}_6}$.

Хотелось бы отметить, что проведенные исследования изотопного состава углерода в метане и этане не позволяют сделать однозначного вывода об их генезисе. Теоретически, высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 могут указывать на его гидро-

термальный генезис. Однако этому противоречат особенности химического состава газовой фазы исследованных терм Чукотки – отсутствие в них H_2 и CO . Кроме того, находки изотопно-тяжелого CH_4 в газах азотных терм других регионов дают основания связать высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ с процессами бактериального окисления небольших количеств метана (вероятно, биогенно-осадочного происхождения), протекающими во флюидных системах азотных термальных вод.

В целом, особенности распределения и изотопии C-содержащих газов, азота, аргона и гелия ясно указывают на согласованную изменчивость на территории Чукотского полуострова разных газохимических параметров разгружающихся флюидов, подчеркивая специфику геологического строения Колючинско-Мечигменской депрессии. В этом районе мы видим явную аномалию, вероятнее всего, связанную с внедрением молодых вулканических расплавов. Здесь в газах отмечается присутствие повышенных концентраций мантийного гелия (^3He), в составе газовой фазы здесь доминирует CO_2 . Природа последней может быть связана с вулканогенными эксгаляциями, но скорее всего, в составе этого газа присутствует значительная доля метаморфогенной составляющей. Надо также заметить, что в этом районе отмечаются и максимальные концентрации азота неатмосферного происхождения, который, однако, судя по своим изотопным характеристикам, имеет сугубо коровое (вероятно, метаморфогенное) происхождение.

Глава 6

ТЕМПЕРАТУРЫ ГИДРОТЕРМ

6.1. ИЗМЕРЕННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОД

Температуры воды опробованных источников лежат в диапазоне от 2.0 до 97.0 °С (максимальная температура, зафиксированная нами в термопроявлениях региона, относится к газовой пробе 66 из Мечигменских источников, т. 6) (табл. 6.1). Измеренные температуры источников охарактеризованы в монографии в Главах 3, *Описание источников* и 4, *Состав минеральных вод*. Распределение температур при этом резко асимметрично: 17 из 33 источников имеют температуру на выходе ниже 20 °С (>50 %), что ярко проявляется на гистограмме (рис. 6.1). Их местоположение и температурные вариации в различных районах Восточной Чукотки показаны в Разделе 4.1 на рис. 4.1.1. В расположении разнотемпературных источников не видно никакой связи температуры ни с их позицией (удаленностью от моря или структурно-тектоническим планом полуострова), ни с минерализацией их вод. Зимой термальные воды, разгружающиеся на дневную поверхность, образуют наледи, откартированные, например, на Кукуньских источниках (т. 5).

Для термальных вод самой геотермически объективной оценкой является максимальная температура воды, которая наименее искажена (разбавлена) холодной приповерхностной примесью [Кейльгак, 1935]. Поэтому она точнее (хотя и не вполне адекватно) характеризует глубинные «базовые», в том числе геотермические (см. Главу 2) условия формирования термальных вод, чем более остывшие или разбавленные. В результате

максимальные температуры предпочтительнее для сравнительных реконструкций, в отличие от средних в группе источников геохимически однотипных вод и тем более в разнотемпературных выходах одной группы источников (одного и того же очага разгрузки гидротерм). Поэтому они предпочтительнее для сравнительных реконструкций, в отличие средних в геохимически сходных водах и тем более в разнотемпературных выходах одного и того же очага разгрузки гидротерм.

Нижний порог объективных оценок менее ясен. Судя по виду гистограммы, на востоке Чукотки он лежит между 15 °С и 20 °С. В летнее время такую и меньшую температуру могут иметь не только термальные воды глубинного теплового питания, но и обычные грунтовые воды, нагреваемые инсоляционным потоком. Вместе с тем, наименьшие температуры источников в период наших измерений составляли 2.7 °С (Ступенчатые, т. 30) и 3.1 °С (Нэлыпгенвеевские, т. 17), которые трудно приписать климатическому фактору. Проба из т. 17 содержит «сверх-атмосферный» гелий с изотопным отношением

$$^3\text{He}/^4\text{He} = 1.7 \times 10^{-6} > (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{АТМ}} = 1.4 \times 10^{-6},$$

а вода хлоридно-натриевого источника т. 30 имеет минерализацию 7.5–9.4 г/л. Определение нижнего порога оценок температур термальных вод требует поддержки данными о величине общей минерализации исследуемых вод и, во всяком случае,

Таблица 6.1. Оценки «базовых» температур гидрохимическим геотермометрами.
(Курсив – пробы, отобранные организацией «Георегион»)

Номера водопро- явлений / проб	Место отбора	t (°C) воды на выходе	t (Na/Li), °C	t (Na/K), °C	t (SiO ₂), °C
1	2	3	5	6	7
Южный район					
1	Чаплинские	<u>75.6</u> ¹	<u>126</u>	<u>132</u>	<u>113</u>
1а	скважина	87.5 ²	126	128	121
1б	Восточная группа, ист-к у бассейна	67.8	128	136	110
1в	Западная группа, источник	68.1	125	132	108
1д	Дальняя группа, ист-к в котловане	79.0	127	134	112
2	Сенявинские	<u>78.2</u>	<u>166</u>	<u>143</u>	<u>109</u>
2а	верхний грифон 1	77.7	166	144	109
2б	нижний грифон 2	78.7	165	142	110
3а	Аракамчеченские, нижний грифон	37.4 ³	143	118	85
4а	Кивакские, выход у крытого бассейна	43.1	135	103	86
27а	Нунямовеемские Верхние,	<u>35.6</u>	<u>163</u>	<u>139</u>	<u>83</u>
27а	источник 4	н/д ⁴	164	140	84
27б	источник 35	35.6	163	138	82
28а	Синевеемские, источник 6	43.1	116	106	82
29 ?	Гетлянгенские	<u>42.5</u>	<u>175</u>	<u>180</u>	<u>107</u>
29а	источник 1	н/д	173	180	103
29б	источник 8/2	42.5	178	181	112
Восточный район					
5	Кукуньские	<u>56.8</u>	<u>204</u>	<u>185</u>	<u>120</u>
5а	источник 1 (куб)	60.0	196	174	124
5д	источник 2 (выход в бассейне)	52.5	207	186	116
5е	скважина	58.0	207	197	118
9	Дежневские	<u>60.6</u>	<u>199</u>	<u>161</u>	<u>73</u>
9а	скважина Верхняя	69.0	201	162	77
9б	скважина. Центральная (у бассейна)	60.1	196	158	73
9в	скважина Нижняя (у котлована)	52.8	201	165	69
18а	Пыкелуньвеемские, источник 2	4.0	148	147	39
19а	Танатапские, источник 2	4.7	138	365	22
20а	Мамкинские, источник 1	11.8	н/д	258	15
25а	Итыгвеемские, источник 4	4.1	172	162	55
22а	Утавеемские, источник 1	15.6	-2	114	65
23а	Лево-Тарьявеемские, источник 1	7.2	201	158	60
24а	Кооленьские, источник 1	13.8	261	226	24

1	2	3	5	6	7
Северный район					
10а	Нешканские, верхняя группа, ист-к,	51.8	166	167	138
12а	Куб, источник	7.2	217	223	101
13а	Вытхытиявеемские, источник	64.9	217	191	111
14а	Оранжевые, источник	14.0	166	174	129
11а	Тэюкейские, источник	6.5	174	167	69
21а	Лево-Тенынваамские, створ 1	21.2	223	179	79
КМД					
6	Мечигменские	<u>77.0</u>	<u>225</u>	<u>185</u>	<u>145</u>
6а	грифон 1 в правом борту долины	89.7	227	190	145
6в	грифон 2 в центре поля	64.3	222	180	144
7	Бабушкины Очки	<u>17.3</u>	<u>189</u>	<u>199</u>	<u>75</u>
7а	северный грифон	20.1	188	191	72
7б	северный грифон	21.0	196	205	85
7в	южный грифон	13.7	189	195	74
7д	источник у подножия конуса	14.2	183	206	69
8	Туманные	<u>56.9</u>	<u>212</u>	<u>186</u>	<u>140</u>
8а	группа 1 (северная)	58.6	214	188	148
8б	группа 2 (южная)	55.1	211	183	133
15	Ынпынэвеемские	<u>16.7</u>	<u>196</u>	<u>189</u>	<u>23</u>
15а	соленое озеро	15.0	196	209	18
15б	источник 1	18.3	196	169	28
16	Арэнышкынваамские	<u>8.6</u>	<u>197</u>	<u>193</u>	<u>72</u>
16а	источник	12.0	195	208	55
16б	источник б	5.2	200	177	90
17	Нэлыпгенвеемские	<u>5.0</u>	<u>228</u>	<u>156</u>	<u>76</u>
17а	источник	7.0	224	164	75
17б	источник 1	3.1	231	148	76
30а	Ступенчатые, источник 1	2.7	201	200	81
31а	Ионийские газовые, источник 1	5.3	196	173	119
32а	Ионийские минеральные, источник 3	5.3	210	182	109
33а	Печингтанваамские, источник б	28.2	200	163	105
26а	Круговые, источник 3	4.1	215	181	106

Примечания:

- ¹⁾ 75.6 – здесь и далее с подчеркиванием указаны средние в группе значения $t_{\text{средн.}}$;
- ²⁾ **87.5** – жирным шрифтом выделены $t_{\text{макс}}$ в группе;
- ³⁾ 37.4 – одна оценка в термопроявлении, условно приписанная максимальной и средней температурам;
- ⁴⁾ н/д – нет данных.

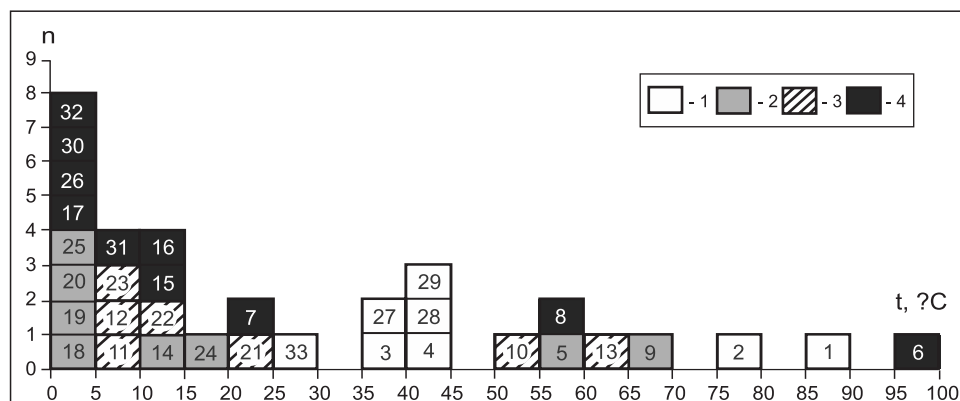


Рис. 6.1. Гистограмма максимальных температур источников Восточной Чукотки

Условные обозначения: **цифры в клетках** — номера проб согласно рис. 1; районы полуострова: 1 – Южный, 2 – Восточный, 3 – Северный, 4 – КМД

отбраковки ультрапресных проб, но их минимальная температурная граница не поддается точной оценке.

Обычно температуры вод в естественных источниках сформированы смешением термальных и холодных вод в очагах разгрузки. Поэтому более адекватное представление о температурах и запасах термальных вод может дать разведочное бурение. На Восточной Чукотке оно проводилось только на трех группах источников: Чаплинских (т. 1), Дежневских (т. 9) и Кукуньских (Лоринских т. 5).

На Чаплинских источниках температуры измерялись в скважинах «*через 5–10 м проходки ствола скважин... гирляндами заливенных термометров*» при периоде покоя скважины «*...в течение 4х часов*» [Фейгин и др., 1968, стр. 94]. Максимальные значения (88–94 °С) были встречены при бурении скважин №№ 16, 17, 22–24 на глубинах 35–55 м, в районе которых геологами СВТУ предполагалась «*...разгрузка термальных вод в рыхлые отложения...*». Благодаря ей, их кровля (на глубине ~15 м в скв. 18, рис. 6.2А, скв. 18) прогрета

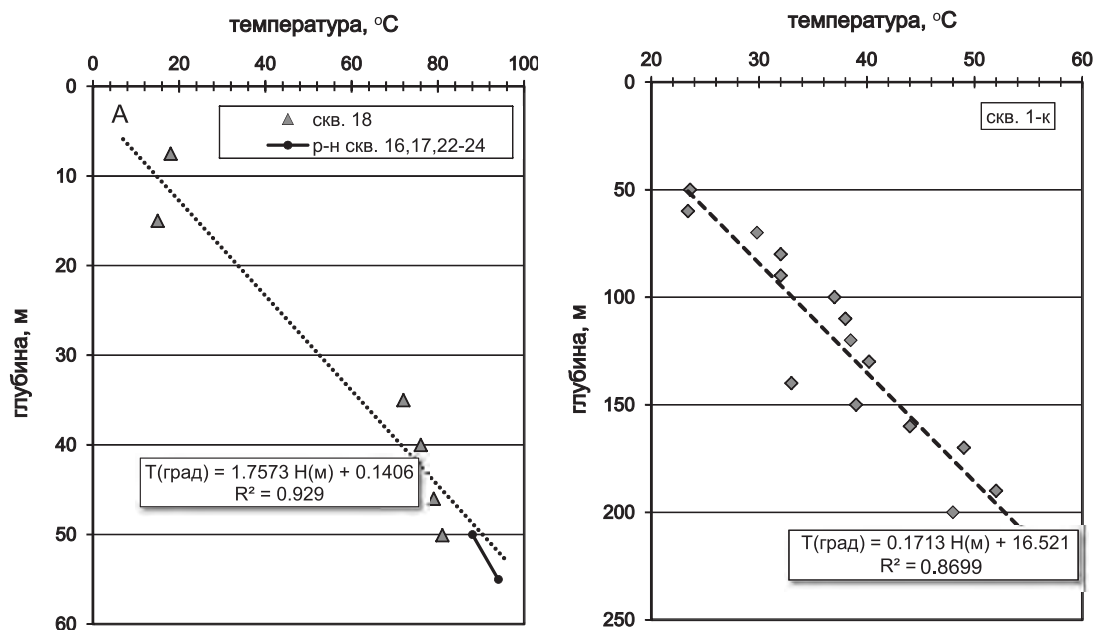


Рис. 6.2. Температура в скважинах, пройденных на Чаплинских источниках

А – в скв. 18 и в районе скважин 16, 17 и 22-24 ($t = 1.7573 H(\text{м}) + 0.1406$, $R^2 = 0.929$);

Б – в скв. 1-к ($t = 0.1713 H(\text{м}) + 16.521$, $R^2 = 0.8699$). Составлено по данным из [Фейгин и др., 1968]

до $\sim 15^\circ\text{C}$, а на глубине -50 м температура достигает $\sim 80^\circ\text{C}$ (т. е., вертикальный градиент температуры равен $65^\circ\text{C} / 35 \text{ м}$ или больше $\sim 1.8^\circ\text{C}/\text{м}$). Это «сверх-аномальное» значение отражает кондуктивный теплопоток над фронтом поднимающихся вод, наведенный разгрузкой гидротерм.

На большей глубине температура измерена в скв. 1к (рис. 6.2Б), оказавшейся непродуктивной. Она обнаружила в разбуренной 200-метровой части разреза Чаплинского месторождения тоже аномальный, но меньший геотермический (чисто кондуктивный) градиент $\sim 160^\circ\text{C}/\text{км}$, который, однако, в интервале глубин 50–200 м в несколько раз превосходит отвечающий фоновому кондуктивному тепловому потоку в скважинах Певека и Иультина, рассмотренных в Разделе 1.1.

Такие высокие локальные значения геотермического градиента характеризуют исключительно обстановку конвективного теплопереноса и зависят от удаленности скважины от основного очага разгрузки гидротерм и искажения геотемпературного поля местной гидродинамикой.

Бурение, проведенное в разные годы на *Кукуньских источниках* [Карасева, Сафаргалиев, 1986; Arnason, Franzson et al., 2005] выявило сложную гидрогеологическую структуру этого месторождения гидротерм, связанную с циркуляцией термальных и холодных вод по различным трещинным системам. В естественном очаге разгрузки, каптированным бетонным кубом (рис. 3.2.5.4, Глава 3), температура на выходе составляла $58\text{--}61^\circ\text{C}$, а максимальная (до $\sim 64^\circ\text{C}$) была в 2003 г. получена в скважине KU05 на глубине $\sim 85 \text{ м}$. На глубине $\sim 180 \text{ м}$ в скв. KU05 произошло резкое снижение температуры воды до 54°C , сохранившееся до глубины $\sim 230 \text{ м}$ и, по-видимому, глубже (рис. 6.3).

На *Дежневских источниках*, по данным О.М. Карасевой [1976], максимальная температура (70°C) была получена в скв. 14Т на глубине 150 м. Здесь, как и на других разбуренных месторождениях Чукотки, была выявлена сильная неоднородность температур подземных вод, связанная с циркуляцией термальных вод в трещинно-жильных системах.

Исландские эксперты, посетившие в 2003 г. эти источники, которые они назвали Уэленскими, подтвердили установленную в 1970-е гг. их температуру и высокую минерализацию ($\sim 20 \text{ г/л}$) терм, а также картину магнитного поля, свидетельствующую о разгрузке терм вдоль долины ручья Горячего [Arnason et al., 2005].

В целом, проведенные исследования показали, что температуры вод в разных выходах в пределах одной группы источников могут существенно различаться. Наблюдаемые вариации температур определяются различной степенью разбавления холодной приповерхностной (речной или грунтовой) водой. Поэтому в пределах крупных термопроявлений наиболее высокие температуры воды обычно отмечаются в источниках, располагающихся в центральных частях ключевых площадок. Температу-

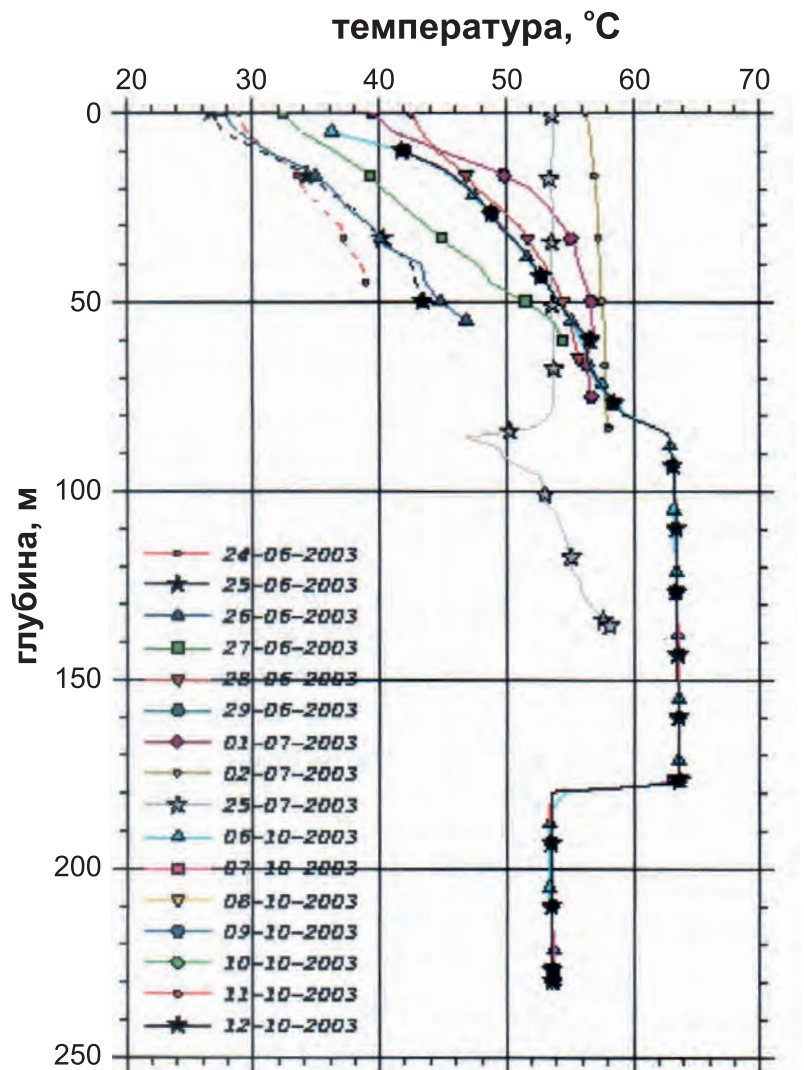


Рис. 6.3. Температуры в скв. KU-05 на Кукуньских источниках [Arnason et al., 2005]

ры, измеренные в скважинах на устье, часто близки (при малой глубине скважины или обильном самоизливе) к максимальным температурам, фиксируемым в естественных выходах. В скважинах иногда (при наклонном восходящем движении терм) на термограмме можно видеть инверсию геотем-

пературного поля, обусловленную конвективным теплопереносом, очевидную на рис. 6.3. Поэтому для прогноза глубинных температур используются косвенные методы – расчеты с помощью гидрохимических «геотермометров». Методика этих расчетов описана в *Главе 2*.

6.2. ТЕМПЕРАТУРА В ГЛУБИННЫХ РЕЗЕРВУАРАХ ГИДРОТЕРМ

Для наших ориентировочных оценок мы использовали концентрации в водах таких компонентов, как SiO_2 , Li, Mg, Na, K, и Ca. Результаты оценок базовых температур по гидрохимическим геотермометрам приведены в табл. 6.1. Как показали Fournier, Truesdell [1973], Fouillac, Michard [1981], Kharaka et al. [1989] и др., это полученные в разбуренных гидротермальных системах эмпирические соотношения, связывающие температуру в гидротермальном резервуаре и концентрацию или отношение концентраций некоторых растворенных компонентов – SiO_2 , Na/Li, Mg/Li, Na/K, приведенные в *Главе 2*.

В таких расчетах реальная глубина залегания данной расчетной изотермы численно не определяется, и рассчитанная температура, исходя из региональных значений геотермического градиента, приписывается так называемой «базовой глубине» формирования конкретных гидротерм, или «базису их циркуляции». Теоретически воды с такими температурами могут быть выведены на поверхность с помощью бурения, но, как правило, температура добываемой воды в той или иной мере ниже глубинной, в зависимости как от меры ее остывания и / или разбавления холодной приповерхностной в стволе скважины, так и от степени соответствия выбранного гидрохимического геотермометра реальной природной обстановке.

«Базовые» температуры, рассчитанные с помощью разных геотермометров, заметно отличаются в зависимости от выбора корреляционного отношения и вещественных особенностей реальных разрезов. Поэтому результаты таких расчетов могут быть различны из-за химической специфики «термозависимых» компонентов как подземных водных растворов, так и водовмещающих толщ, а также степени геохимического равновесия между ними.

Полученные результаты сопоставления измеренных и расчетных температур воды в той или иной группе источников, приведенные в табл. 6.1, показывают, что все расчетные оценки превышают их измеренные значения. Самым естественным объяснением таких согласованных изменений измеренных и расчетных температур представляется разбавление восходящих потоков термальных флюидов более холодными и менее минерализованными приповерхностными подземными водами и / или остывание растворов за счет теплообмена с вмещающими породами при их движении к поверхности земли. На рис. 6.4 реально измеренные температуры вод на выходе сопоставлены с оценками температур, рассчитанными SiO_2 -, Na/Li-, Na/K- и Mg/Li-геотермометрами.

В SiO_2 - и Mg/Li- оценках глубинных температур проявляются статистически значимые тренды положительной корреляции этих расчетных температур как с максимальными в группах и со всеми частными значениями измеренных температур, так и между собой, тогда как «натриевые» геотермометры такой корреляции не проявляют. На рис. 6.5 группы источников из всех районов образуют единое облако с общим значимым трендом $R^2 = 0.2929$, $n = 50$.

Отсутствие корреляции значений измеренных поверхностных температур с «натриевыми» расчетными ставит под сомнение использование последних для прогнозных оценок «базовых» температур. Такие оценки, вероятно, сильно искажены за счет присутствия в выборке вод с рассольной минерализацией. Тем не менее, между двумя «натриевыми» термометрами (Na/Li и Na/K) существует значимая ($R^2 = 0.5957$, $n = 50$) положительная корреляция (рис. 6.6), свидетельствующая о реалистичности расчетных оценок.

Выборки по разным районам объединяются в статистически однородную совокупность, в ко-

Рис. 6.4. Соотношение всех максимальных поверхностных измеренных и расчетных температур гидротерм Восточной Чукотки

Условные обозначения:

1 – $t(\text{SiO}_2)$: $R^2 = 0.3129$ – для максимальных температур и $R^2 = 0.3423$ – для частных значений температур);

2 – $t(\text{Na/Li})$: $R^2 = 0.0226$, незначим;

3 – $t(\text{Na/K})$: $R^2 = 0.0857$, незначим;

4 – $t(\text{Mg/Li})$: $R^2 = 0.4702$ – для максимальных температур и $R^2 = 0.5437$ – для частных значений температур

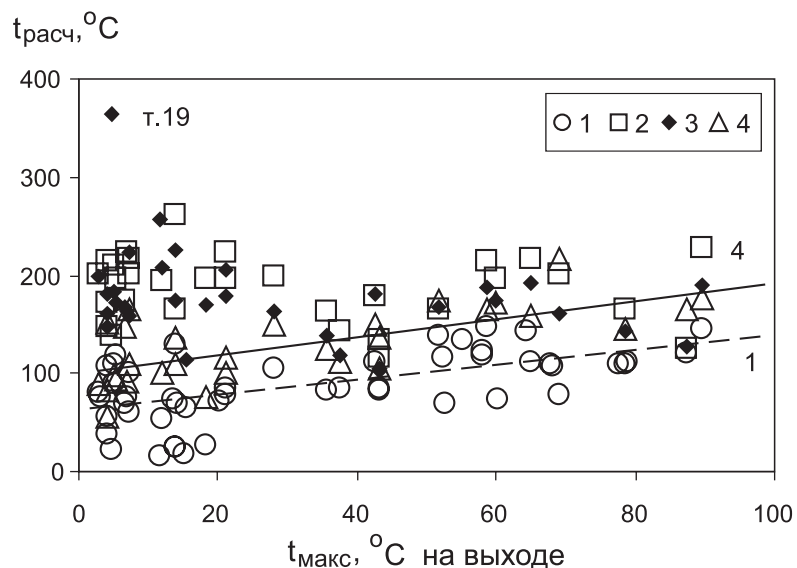


Рис. 6.5. Соотношение расчетных Mg/Li -и SiO_2 -температур в разных районах Восточной Чукотки

Условные обозначения:

1 – ЮР; 2 – ВР; 3 – СР; 4 – КМД

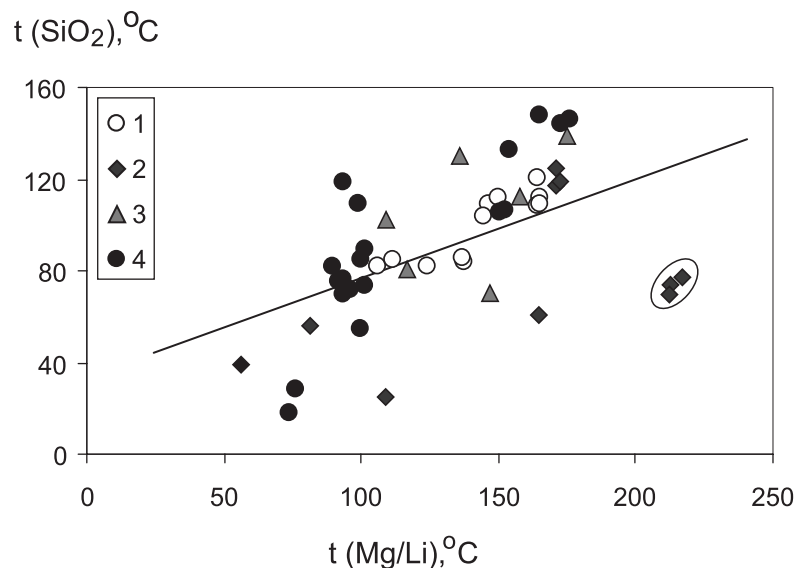
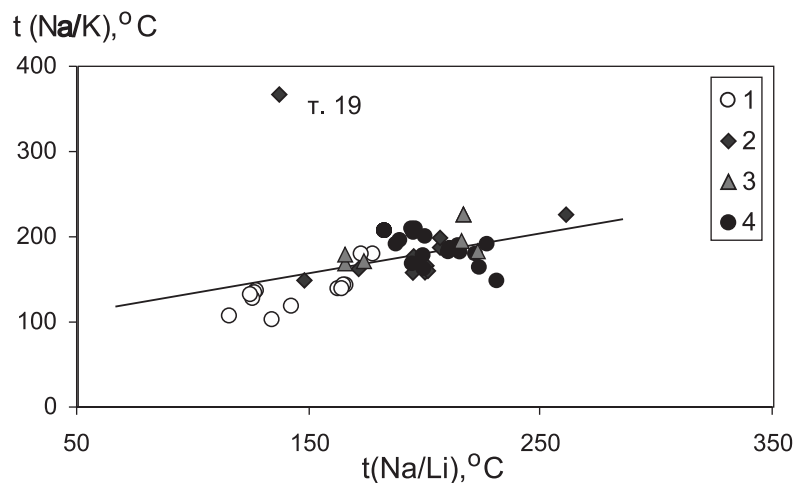


Рис. 6.6. Соотношение расчетных температур по Na/Li - и Na/K -геотермометрам в разных районах Восточной Чукотки

Условные обозначения:

1 – ЮР; 2 – ВР; 3 – СР; 4 – КМД



торой все-таки заметно различие «базовых» глубинных температур в Южном районе и КМД. Это поддерживает относительную «прогретость» недр КМД, предполагавшуюся в наших ранних публикациях [Поляк и др., 2010; Polyak et al., 2013].

Однако следует иметь в виду, что именно «натриевые» геотермометры дают максимальные и в некоторых случаях (например, в т. 19) нереальные оценки «базовых» температур. Стоит, правда, отметить, что такие же нереальные оценки глубинных температур иногда дают и другие геотермометры, например, «литиевые» в т. 22 и в той же т. 19.

По химическому типу (Cl–Na–Ca) воды Чукотки можно отнести к формационным водам платформенных областей, для которых, по мнению [Kharaka et al., 1989], лучше всего применим Mg/Li-геотермометр. Согласно этим исследователям, Mg/Li-геотермометр наиболее универсален – с его помощью можно определять температуры, как формационных вод, так и вод гидротермальных месторождений. Si-геотермометр также может быть применен для характеристики пластовых вод, циркулирующих в массивах кристаллических и вулканогенно-осадочных пород. Однако в случае взаимодействия вод с холодными грунтовыми водами его показания могут сильно искажаться, поскольку в расчетной формуле используется абсолютная концентрация SiO_2 , а не отношение концентраций элементов, как в других геотермометрах.

«Базовые» Mg/Li-температуры исследованных гидротерм (табл. 6.1) варьируют от 57 до 217 °С. В наиболее «высокотемпературных» (по поверхностным измерениям) Чаплинских, Сенявинских, Лоринских, Нешканских и Мечигменских источниках эти величины находятся в диапазоне от ~150 до 175 °С. При этом са-

мые «горячие» (t до 217 °С) Дежневские термы по данным другого, Si-геотермометра, напротив, оказываются самыми «холодными» (вместе с «Бабушкиными Очками», т. 7) среди источников с измеренными поверхностными температурами выше 15 °С. Этот «дежневский» контраст (овал на рис. 6.5) – единственная аномалия, нарушающая корреляцию оценок Mg/Li- и Si-геотермометрами.

Сопоставление осредненных оценок глубинных («базовых») пластовых температур по Mg/Li- и Si-геотермометрам показывает некоторое различие районов по средним значениям температур (см. табл. 6.1). Однако корректность таких региональных оценок вызывает сомнения. В некоторых районах, например, в КМД (где в Мечигменских источниках получены одни из самых высоких значений расчетных температур) есть много углекислых водопроявлений, расчетные значения температур которых систематически ниже на несколько десятков градусов, чем в азотных термах. С другой стороны, судя по Na/K-оценкам, тоже отнюдь не безупречным, глубинные температуры в КМД (район оз. Иони) могут быть выше, чем в Южном (Провиденском) районе.

Так или иначе, но проделанные расчеты показывают условность оценки глубинных температур с помощью гидрохимических геотермометров. Тем не менее, оценки «базовых» температур позволяют получить ориентировочное представление о глубинах циркуляции термальных вод. Если принимать во внимание региональные оценки геотермического градиента, рассмотренные в *Главе 1* монографии, то для Восточной Чукотки, вероятно, можно оценить эти значения максимум в 35–40 град/км. Соответственно, «базовые» глубины циркуляции вод при наблюдаемых их Si- и Mg/Li-температурах могут варьировать в диапазоне от 2 до 4 км.

6.3. ВОЗМОЖНОСТИ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ

Использование гидрогеотермальных ресурсов зависит, прежде всего, от экономической потребности в их освоении и только затем – от их теплоэнергетического потенциала, бальнеологических и рекреационных качеств. По комплексу этих характеристик практический интерес при сегодняшней заселенности Восточной Чукотки представляют, в первую очередь, интерес Ча-

плинские, Дежневские, Кукуньские, Мечигменские и Сенявинские гидротермы. Первые три из них уже становились в прошлом объектами целенаправленных исследований (см. выше), но в начале XXI века находились в удручающем состоянии.

Чаплинские источники (т. 1) – ближайшие к центру Восточной Чукотки, бухте Провидения,

соединенной авиалинией с «большой землей», вызвали интерес к их возможному хозяйственному использованию еще в 1960-е годы. Их максимальная температура на выходе 88 °С, а в скв. 16 при разведке встречена температура воды 94.6 °С с минерализацией Cl/Na вод ~20 г/л [Суворова, 1972]. Несмотря на разведочное бурение [Фейгин и др., 1968], эксплуатационные запасы месторождения определены не были. По опыту разведки и эксплуатации аналогичных трещинно-жильных азотных вод на Камчатке (Паратунское, Малкинское, Эссовское месторождения) при разбуривании их на глубину 500–1000 м добычу термальных вод удастся увеличить в 3–7 раз по сравнению с естественной разгрузкой. Наиболее эффективным представляется их комплексное использование: строительство электростанции бинарного цикла, теплофикация зданий различного назначения, использование их лечебных ресурсов, создание теплично-парникового хозяйства. Ограничения в этом плане будут определяться крайне низкой экологической емкостью территории – ее способностью противостоять антропогенному прессу без необратимых изменений природной среды.

Кукуньские (Лоринские, т. 5) источники находятся в 45 км. от районного центра – пос. Лаврентия с местным аэродромом, но сравнительно недалеко (в ~10 км) от с. Лорино. Благодаря работам геологов ВЧГРЭ, это месторождение термальных вод с утвержденными в ГКЗ эксплуатационными запасами категории С с температурой терм на выходе ~ 60 °С и дебитом около 40 л/с еще 35 лет назад было «...можно считать подготовленным к промышленному освоению... Такое вовлечение их запасов еще в 1960-е годы <может> обеспечиваться прямым каптированием источников в естественном режиме...» [Карасева, Сафаргалиев, 1986].

Утвержденная оценка запасов Кукуньских (Лоринских) гидротерм не учитывает их скрытую разгрузку в дренирующий термальное поле ручей Безымянный. По нашим определениям, эта разгрузка еще в полтора раза больше. Большие ресурсы, низкая минерализация и бальнеологические свойства предопределяют высокую перспективность их комплексного использования. Но концентрация выходов на очень ограниченном участке оставляет мало надежд вскрыть более горячие воды бурением скважин глубиной менее 500 м.

Дежневские источники (т. 9). Разведочными работами 1970х годов геологи ВЧГРЭ оценили эксплуатационные запасы по категориям В + С₁ в 5,1 л/с для «усредненной температуры скважин, равной 59.5 °С» и подчеркнули, что «...подсчитанные запасы обеспечены величиной их естественных ресурсов и ресурсами холодных аллювиальных и трещинных вод, поступающих по сквозным таликам...» [Карасева, 1976_ф]. Но поверхностная температура источников слишком низка для транспортировки их в целях теплофикации единственного в районе пос. Уэлен, отстоящего от них всего в 8 км, а оценки глубинных температур крайне противоречивы. В общем, нынешний уровень изученности месторождения для его освоения недостаточен, и для его освоения нужны дополнительные исследования.

Сенявинские источники (т. 2) изливаются на берегу пролива Сенявина. Дебит их по разным оценкам, с учетом скрытой разгрузки составляет в среднем около 55 л/с практически пресной воды (~1.5 г/л) с температурой около 80 °С. Такая естественная тепловая мощность при условии полного перехвата гидротермального потока соответствующим водозабором вполне могла бы обеспечить ресурсами ГеоЭС бинарного цикла, но из-за отсутствия потребителей ее строительство не актуально. В настоящее время на источниках функционирует «гостевой» домик, рассчитанный на прием до 10 человек.

Еще одним потенциальным объектом геотермального освоения представляются *Мечигменские источники (т. 6)*, расположенные в центре Восточной Чукотки, в Колючинско-Мечигменской депрессии к югу от оз. Иони. С учетом скрытой разгрузки они в среднем изливают 60 л/с воды с температурой ~90 °С, имея очень высокий энергетический потенциал. Но возможности использования Мечигменских терм, по-видимому, еще долго останутся нереализованными из-за их удаленности от потенциального потребителя, хотя район источников обладает еще и высоким бальнеологическим и рекреационным потенциалом. По красоте же и мощности Мечигменские источники не имеют себе равных на Чукотке.

Говоря о каком-либо хозяйственном использовании ресурсов термальных источников, нужно помнить, что все они находятся на территории национального парка «Берингия», и это требует особого подхода при их освоении.

Глава 7

ГЕНЕЗИС ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ЧУКОТКИ

Проведенные исследования показали, что в пределах Чукотки встречаются как *азотные*, так и *углекислые термальные воды*, температуры которых варьируют в широком диапазоне значений. Эти воды обладают целым рядом характеристик, не укладывающихся в общие «классические» представления о химическом составе азотных терм подвижных поясов Земли и многочисленные данные о температурах углекислых вод областей неоген-четвертичного вулканизма. Для первых на Чукотке характерны часто встречаемые необычно высокие значения общей минерализации, а для вторых – наличие проявлений термальной активности, которая, в общем, достаточно редко встречается в областях развития холодных углекислых вод, связанных с проявлениями неоген-четвертичного вулканизма (за исключением районов проявления современного вулканизма) [Иванов, 1960; Овчинников, 1963; Барабанов, Дислер, 1968; Кононов, 1983 и др.].

Обсуждая генезис солевого состава *азотных терм* Чукотки, хотелось бы вернуться к проблеме их высокой минерализации. В свете представлений о механизмах формирования азотных терм [Барабанов, Дислер, 1968], воды этого типа формируются в трещинных системах тектонически активных зон. Считается [см. там же], что «классические» азотные термы имеют низкую минерализацию воды (< 1.0 г/л), в их солевом составе доминируют ионы $\text{HCO}_3\text{-Na}$ или $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Na}$. Для этих вод также типичны щелочные значения pH (> 8.5) и высокие концентрации фтор-иона. Термальные воды с такими характеристиками встречаются на обширных территориях, затронутых активными тектоническими процессами. Такими районами являются, например, горные

системы Тянь-Шаня, Памира, Сихотэ-Алиня, Забайкалья, Алтая и др.

Азотные термы Чукотки сильно отличаются от «классических» азотных терм, прежде всего, широким диапазоном минерализации воды (вплоть до рассольной – до ~ 40 г/л), около-нейтральными значениями pH, Cl-Na-Ca-типом солевого состава и относительно невысокими концентрациями фтор-иона. Из приведенных выше результатов исследований солевого состава вод (см. *Раздел 4.1*) следует, что практически все многообразие величин их минерализаций, отмечаемых на фоне высокого постоянства химического типа воды, может быть объяснено разной степенью разбавления рассолов Cl-Na-Ca-типа пресными инфильтрационными водами.

Однако, причины сохранения таких высоких значений минерализаций в азотных термах Чукотки не вполне ясны. Надо также заметить, что высокоминерализованные термы хотя и редко, но все же встречаются и в некоторых других районах Земли. Помимо Чукотки, они известны, например, в восточных районах Большого и Малого Кавказа. Здесь они, также как и на Чукотке, ассоциируются с морским побережьем (в данном случае побережьем Каспийского моря) [Лаврушин, 2012; Лаврушин и др., 2018]. Высокая минерализация таких терм ранее объяснялась исключительно геологическими или географическими особенностями того или иного региона [Иванов 1960; Барабанов, Дислер, 1968; Кононов, Ткаченко, 1974]. При этом источники высоких концентраций солей связывались с наличием в геологическом разрезе эвапоритов или же со связью термальных вод с водами морских бассейнов.

Действительно, с одной стороны термальные воды Чукотки по своему химическому типу (Cl-Na-Ca) в той или иной мере родственны рассолам нижних этажей осадочных бассейнов, солевой состав которых может быть объяснен эволюцией состава седиментационных вод морского типа, происходящей на разных температурных стадиях литогенеза горных пород. Однако, с другой – результаты исследования изотопных характеристик сульфатной серы, а также водорода и кислорода воды (δD и $\delta^{18}O$) показывают, что сульфат ион в них имеет неморское происхождение, а в их водном балансе, в основном, доминируют атмосферные инфильтрационные воды. Последние по своим изотопным характеристикам близки пресным водам исследуемого региона.

Данное противоречие может быть разрешено, если предположить, что состав термальных вод может эволюционировать во времени от составов высокоминерализованных седиментационных к пресным инфильтрационным водам. Надо заметить, что ранее такая возможность объяснения геохимических особенностей высокоминерализованных терм в целом и терм Чукотки, в частности, не рассматривалась [Иванов 1960; Барабанов, Дислер, 1968].

В нашем представлении временная эволюция состава молодых терм, локализованных в подвижных поясах Земли, может быть условно разделена на 4 этапа и будет выглядеть следующим образом. На самом первом этапе – сразу после формирования новых трещинных систем, обеспечивающих вскрытие термальных напорных вод глубоких водоносных горизонтов, термальные воды ни чем не будут отличаться от седиментационных вод нижних горизонтов осадочных бассейнов – ни по солевому и газовому составам, ни по изотопным характеристикам H_2O . Например, имея рассольную минерализацию, их водная фаза может характеризоваться существенным положительным «кислородным» сдвигом (по $\delta^{18}O$), часто наблюдаемым в седиментационных водах, а в газовом составе может доминировать даже не азот, а метан (в зависимости от состава вмещающих пород).

Со временем (на втором этапе – переходном) в циркуляционной системе терм начинается постепенное вытеснение седиментационных рассолов потоком пресных инфильтрационных вод. В конце этого этапа изотопные характеристики O и H водной фазы терм приближаются к характеристикам местных пресных инфильтрационных вод. Однако детальные исследования значений $\delta^{18}O$ и

δ^2H все же еще позволяют выявить признаки смешения вод разного генезиса (как это мы наблюдаем в чукотских термах). Несмотря на увеличение роли в водном балансе терм инфильтрационных вод, на этом этапе воды еще могут характеризоваться высокой минерализацией и химическим типом солевого состава, унаследованным от седиментационных вод. Это связано с тем, что солевая нагрузка последних в инфильтрационной системе «стирается» значительно медленнее, чем изотопные характеристики H_2O седиментационных вод. Это обусловлено не только процессами простого смешения рассолов и пресных вод, но и постепенным вымыванием (выщелачиванием) солевого комплекса седиментационных вод, сорбированного на поверхности водовмещающих пород (или солей, диффундирующих из порового пространства массивов пород, контактирующих с трещинными системами). Очевидно, что на этом этапе общая минерализация воды в различных источниках может изменяться в широком диапазоне значений. На нее будут влиять не только продолжительность существования конкретной термальной системы, но и локальные особенности геологического строения водовмещающих толщ (их литологический состав, пористость, проницаемость и т. п.), а также целый ряд местных гидрогеологических факторов (скорость движения и расход воды, расстояние от областей питания до областей разгрузки и т. п.).

На третьем этапе термальная система полностью промывается инфильтрационными водами. В силу этих причин минерализация воды становится очень низкой (менее 1 г/л), а солевой состав воды утрачивает связь с седиментационными водами. Его компоненты на данном этапе целиком заимствуются из источников, не связанных с седиментационными водами. Например, концентрация иона HCO_3 формируется за счет атмосферной CO_2 и/или CO_2 , образующейся при разложении воднорастворенных в инфильтрационных водах органических веществ, заимствованных из почвенного слоя. Другие компоненты (SO_4 , Na и др.) поступают в раствор при взаимодействии термальных вод с матриксом силикатных или сульфид-содержащих пород (в результате преобразования породообразующих минералов в процессах взаимодействия в системе «вода-порода»).

Конечно, существует и завершающий (четвертый) этап «жизни» азотных терм, на котором в силу денудации горных систем (областей питания) и/или кальматации водопроводящих тре-

щин происходит постепенное снижение скорости движения термальных вод. Следствием этих процессов будет постепенное снижение расхода и температуры воды в источниках с тенденцией их превращения в «холодные» пресные родники.

Вероятно, продолжительность каждого из этих циклов может сильно различаться и будет зависеть не только от геологических, но и климатических факторов. Первые два этапа, скорее всего, относительно непродолжительны и их длительность вряд ли превышает первые десятки тысяч лет. Третий (основной) и четвертый (завершающий) этапы существования терм будут, по-видимому, по времени существенно более длительными. Предположительно, их продолжительность может достигать нескольких сотен тысяч и даже первых миллионов лет. Она будет целиком зависеть от региональной активности геодинамических процессов, продолжительности и скорости роста горных сооружений, скорости их денудации и т. п.

В рамках этой концепции мы предполагаем, что появление на Чукотке сильно минерализованных азотных терм (как и аналогичных терм в восточной части Кавказа) отражает ранние этапы формирования подобных гидротермальных систем. Возможно также, что применительно к Чукотке на длительность первых этапов может оказывать влияние наличие здесь толщ многолетней мерзлоты, замедляющей формирование активной циркуляции инфильтрационных вод. В этой связи необходимо также отметить, что вопросы водного питания терм в таких условиях до сих пор остаются весьма дискуссионными.

Другой особенностью термоминеральных вод Чукотки является развитие в ее центральной части **термальных углекислых** водопроявлений. Температура воды в чисто углекислых источниках, как правило, ниже, чем в азотных и варьирует от 2–3 до 21 °С (ист. Бабушкины Очки, т. 7). Только в Мечигменских (т. 6), имеющих смешанный состав газовой фазы (N_2 - CO_2), отмечены более высокие температуры воды – до 97 °С (см. табл. 5.1.1.). Тем не менее, даже углекислые водопроявления с температурами 2–3 °С, выходящие на поверхность в зоне развития многолетнемерзлых пород, применительно к климатическим условиям Чукотки могут быть отнесены к группе термальных вод.

Необычность широкого распространения углекислых терм на Чукотке связана с тем, что они, в общем, скорее типичны для районов проявления современного и новейшего вулканизма (Камчатка,

Курилы, Италия, Исландия, Кавказ и т. п.). Хотя в последнем случае (на Кавказе) такие термальные воды встречаются крайне редко (единичны) и локализуются только в непосредственной близости от голоценовых вулканических центров [Лаврушин, 2012]. Остальные же углекислые водопроявления Кавказа, которых здесь насчитываются сотни, относятся к группе холодных вод. Поэтому повышенная температура чукотских углекислых источников требует объяснений.

Одна из возможных теоретических причин проявления термальной активности – наличие современного вулканизма, обеспечивающего локальную термическую активность, ассоциирующуюся с магматическими камерами молодых вулканов. Действительно, по изотопным характеристикам ($\delta^{13}C$) углекислоты, присутствующую в углекислых газах (см. табл. 5.4.2), можно связать с магматогенными эксгаляциями. Однако на Чукотке проявления новейшего вулканизма однозначно не установлены или возраст имеющихся предположительно молодых вулканитов требует подтверждения (см. *Раздел 1.2*). При этом, судя по значениям $^3He/^4He$ в газах минеральных вод Чукотки (см. табл. 5.1.1 и 5.1.2), углекислые и азотные термы в большинстве случаев по величине примеси мантийного гелия принципиально не различаются. Хотя необходимо также отметить, что максимальное для газов Чукотки значение $^3He/^4He$ (172×10^{-8}) все же отмечено в газах именно углекислого источника (Нэлыпгенвеемского, т. 17, температура 3–7 °С), расположенного ближе всего к центрам проявления Kz вулканизма (см. рис. 1.2.1.). Впрочем, даже эти данные однозначно не поддерживают гипотезу о связи углекислых терм Чукотки с современными магматическими термоаномалиями. Учитывая высокую степень контаминации мантийного гелия коровым гелием, они скорее указывают на неогеновый или, в лучшем случае, ранне-четвертичный возраст кайнозойских вулканитов Чукотки. Как показывает анализ распределения углекислых источников в других областях проявления молодой вулканической активности, например, на Кавказе [Овчинников, 1948; Лаврушин, 2012], вулканиты дочетвертичного и раннечетвертичного возраста, как правило, из-за остывания магматических камер уже не могут обеспечить интенсивное выделение магматогенной и метаморфогенной CO_2 .

Создается впечатление, что углекислота, обнаруживаемая в чукотских углекислых источниках, каким-то образом длительное время сохранилась в толще вмещающих пород. Как такое могло слу-

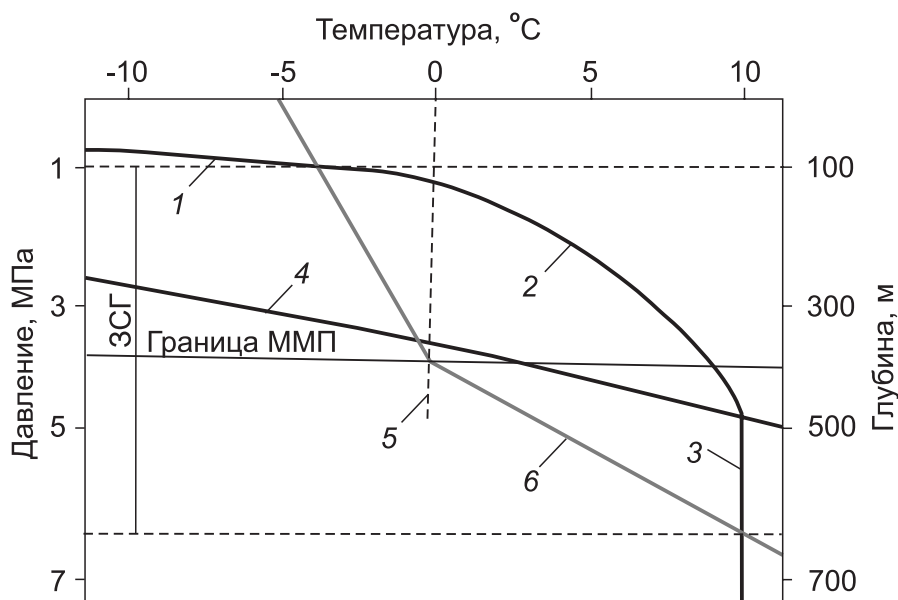


Рис. 7.1. Термодинамические условия существования гидрата CO_2 (по [Чувилин, Гурьева, 2009])

Условные обозначения

1 – линия фазового равновесия между газом CO_2 , гидратом CO_2 и льдом; 2 – линия фазового равновесия между газом CO_2 , гидратом CO_2 и водой; 3 – линия фазового равновесия между жидким CO_2 , гидратом CO_2 и водой; 4 – линия фазового равновесия между жидким CO_2 и газом CO_2 ; 5 – линия фазового равновесия вода–лед; 6 – температурная кривая; сокращения: ЗСГ – зона стабильности газогидрата; ММП – многолетне-мерзлые породы

читься? Теоретически она могла сохраниться в виде газогидратных залежей и/или в структурных ловушках, покрышками для которых служат многолетнемерзлые породы. При этом залежи CO_2 в условиях Чукотки, вероятнее всего, имеют смешанный характер. В их нижней части (подмерзлотной) CO_2 находится в газообразной или воднорастворенной формах, а в их верхней части (в зоне вечной мерзлоты) она зафиксирована в твердой фазе – в газогидратах CO_2 .

Рассмотрим возможность длительного сохранения CO_2 в пластовых условиях. Известно [Чувилин, Гурьева, 2009], что в сравнении с широко известными газогидратами метана углекислота может образовывать газогидратный лед в более «мягких» Р-Т-условиях (рис. 7.1). Из приведенных построений следует, что газогидрат CO_2 может образовываться и быть устойчивым при температурах от 0 до 10 °C на глубинах от ~150 до 500 м. Такие условия вполне могут реализовываться в пределах Чукотского полуострова вблизи нижней границы многолетнемерзлых пород. Поэтому здесь имеются все необходимые предпосылки для аккумуляции вулканогенной CO_2 в газогидратах. Скорее всего, источники этой углекислоты связаны с проявлениями позднеэоценовой или раннечетвертичной вулканической активности,

известной в центральной части Чукотского полуострова (см. *Раздел 1.2*). Эта активность могла поддерживать высокую интенсивность выделения CO_2 как в ранне-, так и в средне-четвертичное время. Поскольку многолетнемерзлые породы и залежи газогидратов являются практически идеальными водоупорами, то под этими покрышками также могли формироваться и пластовые залежи газообразной CO_2 или месторождения вод богатых этим газом. В этих ловушках мог также сохраняться и мантийный гелий, сопутствующий древней вулканогенной CO_2 .

Разрушение древних газогидратных залежей CO_2 может быть инициировано тектоническими процессами, обеспечивающими формирование азотных терм. Проработка залежей газогидратов азотными термальными водами будет приводить к их неизбежному разрушению из-за повышения температуры в залежи. При разложении газогидратов будет происходить выделение больших объемов углекислоты, что приведет к превращению азотной термы в углекислую. Этот процесс также будет сопровождаться снижением температуры термальной воды, т. к. разложение газогидрата происходит с поглощением тепловой энергии.

В пользу такой модели формирования углекислых терм Чукотки говорят несколько фактов.

1. Углекислые источники, в отличие от азотных, в основном характеризуются пониженными значениями температуры ($< 21\text{ }^{\circ}\text{C}$). Это может быть результатом термического разложения газогидрата.

2. В катионном составе углекислых вод всегда присутствует значительная доля магния (см. *Раздел 4.1*). С одной стороны, ион магния может извлекаться из пород при углекислотном выщелачивании. Но с другой – его высокая доля в катионном составе может также косвенно указывать на низкие температуры формирования солевого состава и возможное влияние на композицию катионов криогенных процессов (процессов вымораживания / выделения вод при образовании / разрушении газогидратов).

3. Для углекислых вод (в сравнении с азотными) характерна слабая обогащенность бором (более высокие значения Cl/B-коэффициента, см. *Раздел 4.1*, табл. 4.1.1). Это указывает на отсутствие генетической связи углекислых вод Чукотки с современными магматогенными термоаномалиями.

4. На «холодные» условия формирования углекислых вод также указывает обратная зависимость концентрации CO_2 в газовой фазе от измеренной температуры воды в источниках (см. рис. 5.1.2).

5. Оценки базовых температур формирования солевого состава вод показывают (см. табл. 6.1), что по некоторым геотермометрам (например, Mg-Li) углекислые воды характеризуются существенно более низкими значениями расчетных температур флюидогенерации.

Необходимо также добавить, что в местах выхода углекислых вод в зимнее время также могут формироваться сезонные субповерхностные залежи газогидратов углекислоты (образуются в зимнее время). На это косвенно указывают сильные криогенные деформации (бугры и валы пучения), наблюдаемые нами по периметру некоторых выходов именно углекислых источников (см. рис. 3.4.2.4, 3.4.4.2 и 3.4.5.1). Возможно, что формирование / разрушение сезонных залежей газогидратов углекислоты также может оказывать влияние на сезонные вариации солевого и газового состава углекислых вод.

В целом, полученные нами результаты показывают, что геологические и гидрогеологические условия формирования азотных и углекислых тем Чукотского полуострова еще остаются довольно дискуссионными и могут являться предметом дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной монографии мы постарались обобщить результаты собственных исследований термальных вод Восточной Чукотки, а также многочисленные материалы геологических и гидрогеологических исследований, опубликованных ранее. В последние годы к термальным водам Чукотки проявляется разносторонний интерес. С одной стороны, они являются перспективными объектами для развития альтернативной энергетической базы региона, а с другой – могут рассматриваться в качестве привлекательных объектов, имеющих рекреационное и бальнеологическое значение. Вместе с тем, исследование терм Чукотки также дает новые важные фундаментально-научные результаты в плане понимания условий формирования подобных гидротермальных систем, а также генезиса их компонентного состава и составляющих их водного баланса в целом, и в условиях развития многолетнемерзлых пород в частности.

Главные выводы, вытекающие из проведенных исследований термоминеральных источников Восточной Чукотки, сводятся к следующему:

1. Величина минерализации вод источников, в основном, хлоридно-натриевых, варьирует от 50–80 мг/л (т. 20 и 19) до ~20 г/л (Чаплинские и Дежневские, т. 1 и 9), а местами достигает 36–37 г/л (Нешканские и Оранжевые, т. 10 и 14), что больше, чем в морях, омывающих полуостров. Она не коррелирует с температурой воды источников, варьирующей от ~2 °С до 97 °С, причем оба параметра не обнаруживают никакой пространственной упорядоченности. Среди анионов резко преобладает Cl^- , HCO_3^- играет второстепенную

роль, а содержание SO_4^{2-} еще меньше. Катионный состав термальных вод определяется примерно в равных долях ионами Na и Ca. Прямая корреляция концентраций ионов Cl^- и Ca^{2+} , обнаруженная во всех исследованных водопроявлениях, позволяет считать их солевой состав результатом взаимодействия пресных инфильтрационных вод и древних Cl-Na-Ca рассолов.

2. В составе газов, выделяющихся при разгрузке термоминеральных источников, в большинстве случаев преобладает азот: его концентрация в 22 группах источников больше 50 % об., а в 16 – больше 90 % об. Особенно это характерно для источников Южного и Восточного районов, в ряде проб которых концентрация N_2 достигает 98 % об. Остальная часть газовой фазы представлена, главным образом, углекислотой. На периферии полуострова ее содержание в газовой фазе не выше 10 % об. При этом в центральной Колочинско-Мечигменской депрессии (КМД) ее концентрация везде больше 25 % об., достигая максимума (95 % об.) близ оз. Иони, и по изотопному составу углерода CO_2 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ от -4.4 до -9.0 ‰) здесь близка к вулканической (-2...-6 ‰). В азотных термах она изотопно намного легче и ближе к образующейся при окислении органического вещества.

Метан, за единственным исключением (7.18 % об., т. 10 в Северном районе), присутствует в чукотских газах в количествах до 1.38 % об. (проба бс из Мечигменских источников), чуть больше 1 % об. еще в трех, а в остальных много ниже, причем повышенные его концентрации свойственны водам с большей температурой. При термокаталитическом происхождении CH_4 это мо-

жет быть указанием на более глубинную базовую температуру его формирования.

3. Во всех источниках видна примесь мантийного гелия

$$R_{\text{МАН}} = {}^3\text{He}/{}^4\text{He} \sim 1.2 \times 10^{-5},$$

составляющая от 2.2 % до 14 % общего количества He в газе. Остальное – радиогенный гелий ($R_{\text{РАД}} = \sim 2 \times 10^{-8}$), образующийся в земной коре. Различия величин R в разных группах источников отражают латеральную изменчивость изотопного состава гелия в газах. В Южном районе полуострова в 7 группах источников среднее значение

$$R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 35 \times 10^{-8},$$

что типично для зон позднемелового магматизма. Это хорошо согласуется с возрастом Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса. Самая же большая примесь мантийного He отличает газы КМД, где

$$R_{\text{СРЕД}} = 80.7 \times 10^{-8}$$

в 10 группах. Четыре из них (гг. 5, 7, 15 и 17) были опробованы дважды – в 2002 и 2004 гг. или в 2004 и 2005 гг. Анализы повторных образцов дали практически одинаковые результаты, свидетельствуя о постоянстве гелиевого сигнала во времени. При этом в газах Нэльпыгенвээмских источников (г. 17), разгружающихся близ одного из проявлений кайнозойских базальтов, откартированного в 1980 г. Ю.В. Крюковым, в пробах и 2004, и 2005 гг. наблюдалось изотопное отношение

$$R = 1.7 \times 10^{-6},$$

которое было заметно выше атмосферного ($R_{\text{АТМ}} \approx 1.4 \times 10^{-6}$), что однозначно указывает на присутствие в них дериватов мантии. Таким образом, наши исследования показали, что различия величин $R_{\text{ИЗМ}} = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в разных группах источников отражают не временные колебания величины R , а латеральную изменчивость на востоке Чукотки изотопного состава гелия в газовой фазе термоминеральных флюидов.

4. Мантийному гелию в газах чукотских терм сопутствует радиогенный аргон, образующийся в коре из-за распада ${}^{40}\text{K}$, «избыточный» (неатмогенный) азот в количестве до 64 % общего содержания

N_2 , и изотопно-тяжелая углекислота. Неатмогенный азот оказался изотопно тяжелее воздушного, в котором $\delta^{15}\text{N}_{\text{АТМ}} = 0 \text{ ‰}$, и встречен только в углекислых газах КМД с ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ до 322.4, где $\delta^{15}\text{N}_{\text{КМД}}$ достигает 4.5 ‰, тогда как в азотных термах Южного и Восточного районов полуострова содержатся одни атмосферные Ar и N_2 .

Изотопно-тяжелый азот, вообще присущий органическому веществу, обнаружен в геотермальных газах вулканических дуг Средиземноморья

$$\delta^{15}\text{N} \sim +3 - +4.3 \text{ ‰}$$

и на активной окраине Мексики

$$\delta^{15}\text{N} \sim +4.5 - +5 \text{ ‰},$$

где считается результатом метаморфизма континентальной коры. Сходство этих величин с обнаруженными в газах Чукотки позволяет приписывать им аналогичное происхождение.

Таким образом, значения $\delta^{15}\text{N}$ в чукотских газах положительно коррелируют как с концентрацией CO_2 , так и с ее изотопным составом. Это отражает общий генезис тяжелой углекислоты и неатмогенного азота, обогащенных изотопами ${}^{13}\text{C}$ и ${}^{15}\text{N}$, и подчеркивает специфику современных глубинных процессов в Колючинско-Мечигменской депрессии.

5. Впервые изученный изотопный состав H_2O чукотских гидротерм, в том числе «береговых», резко отличается своей изотопной «легкостью» от состава вод Берингова и Чукотского морей и тем самым опровергает распространенные представления об их участии в формировании термальных источников. Воды, максимально обедненные тяжелыми изотопами D и ${}^{18}\text{O}$, отличают углекислые источники, разгружающиеся близ оз. Иони в центре КМД, где значения δD опускаются до -134.2 ‰, а $\delta^{18}\text{O}$ – до -17.5 ‰. Наиболее вероятная причина обогащения вод легкими изотопами кислорода и водорода – таяние подземных льдов, в которых, по данным Ю.К. Васильчука и В.М. Котлякова [2000], δD и $\delta^{18}\text{O}$ уменьшаются на Чукотке местами до -223 ‰ и -29.2 ‰, соответственно.

6. Взятые вместе, эти специфические гидрогеохимические особенности Восточной Чукотки образуют непротиворечивую систему данных, которую можно интерпретировать как отражение апвеллинга мантийного базитового расплава по-

ставляющего в земную кору гелий, обогащенный легким изотопом ^3He . Вариации изотопно-гелиевого отношения в газах источников вдоль простираения Колючинско-Мечигменской зоны (КМЗ) поддерживают представления о рифтогенной природе этой «...самой активной и загадочной из... зон Чукотки» [K. Fujita, 2002, стр. 264].

Меньшие, чем в КМЗ, значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в других районах Чукотского полуострова, превосходящие, однако, таковые в чисто радиогенном гелии древней континентальной коры, указывают на фанерозойскую тектоно-магматическую активизацию и этих районов, но более раннюю – выразившуюся в формировании наложенного на древний фундамент мезозойского Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса. В итоге становится очевидной ценность изучения геохимических особенностей гидротермальной деятельности и прежде всего изотопного состава гелия в термоминеральных флюидах как независимого инструмента тектонических исследований.

В целом же, проведенное исследование можно рассматривать в качестве очередного этапа, приближающего нас к пониманию процессов формирования компонентного состава флюидных систем тектонически-активных районов Земли. Оно показало, что флюидные системы термальных вод в плане источников вещества являются полигенными. Часть их компонентного состава связана с инфильтрационными и седиментационными флюидными системами, но также обнаруживается и некоторый вклад магматогенных источников вещества (в первую очередь в составе гелия и углекислоты в углекислых источниках).

Впрочем на все вопросы мы не получили исчерпывающих ответов. Так все же остается дискуссионной проблема водного питания термальных вод в условиях повсеместного развития многолетнемерзлых пород, участия подмерзлотных и талых вод в водном и солевом балансе термальных систем. Несомненно тербует более углубленного изучения проблема происхождения

метана, присутствующего в виде примеси в газах азотных терм. Полученные высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 (-25... – 19 ‰) можно трактовать по-разному. Конечно заманчиво такие значения связать с поступлением глубинного – термогенного метана. Однако, полученные недавно данные по исследованию метана в термах Забайкалья скорее свидетельствуют о получении метана с такими характеристиками в результате его частичного окисления в гидротермальной системе.

Также перспективным направлением дальнейших исследований флюидных систем, локализованных в районах с суровыми климатическими условиями, является изучение различных аспектов участия залежей газогидратов углекислоты в формировании углекислых вод. До сих пор роль этих образований в гидрогеологии углекислых вод ни как не предполагалась и не учитывалась. Прямыми исследованиями их природные залежи пока также не были обнаружены, хотя по всем теоретическим предпосылкам они могут быть достаточно широко развиты в областях развития углекислых вод не только в пределах Чукотки, но и в пределах всего Забайкальского края, а также в высокогорных областях Памира, Тянь-Шаня, Кавказа и проч.

В заключение, также хотелось бы отметить, что описываемые в данной работе минеральные источники необходимо рассматривать в качестве своеобразных термальных оазисов среди арктических ландшафтов. Безусловно эти объекты представляют огромный интерес в плане изучения локальных особенностей растительности и термофильных бактериальных сообществ. Учитывая постепенное развитие туризма и промышленного освоения региона, а также высокую уязвимость от техногенных воздействий подобных объектов, необходимо рассматривать термальные проявления Чукотки в качестве памятников природы, требующих от местных властей и природоохранных организаций различного уровня проведения дополнительных природоохранных мероприятий, направленных на их сохранение в первозданном виде.

ЛИТЕРАТУРА

- Акинин В.В.* Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики: Автореф. дис. д.г.м.н. М.: ИГЕМ РАН, 2012. – 43 с.
- Акинин В.В., Ант Ю.Е.* Энмеленские вулканы (Чукотский полуостров): петрология щелочных лав и глубинных включений. Магадан, 1994. – 97 с.
- Акинин В.В., Евдокимов А.Н., Кораго Е.А., Ступак Ф.М.* Новейший вулканизм арктической окраины Северной Евразии // Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы / Под ред. Лаверова Н.П. Т.2. М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008. С. 41–80.
- Акинин В.В., Нтафлос Т., Леонова В.В.* Берингская провинция внутриплитного щелочно-базальтового вулканизма // М-лы IV Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии, Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009, Т. 1. С. 238–240.
- Ант Ю.Е., Акинин В.В., Райт Дж.Е.* Изотопы Sr, Nd и Pb в неогеновых меланефелинитах и в глубинных ксенолитах на северо-востоке России // Геохимия, 1998, № 1. С. 28–37.
- Астахов А.С., Босин Ф.Ф., Колесник А.Н., Коршунов Д.А., Крэйн К., Логвина Е.А.* Геологические исследования в Чукотском море и прилегающих районах Арктического Океана в экспедиции Rusalka2009 // Тихоокеанская геология, 2010, 29 (6). С. 110–116.
- Астахов А.С., Колесов Г.М., Дударев О.В., Иванов М.В., Колесник А.Н.* Благородные металлы в донных осадках Чукотского моря // Геохимия, 2010, № 12. С. 1–13.
- Балобаев В.Т.* Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. СО АН СССР, Ин-т мерзлотоведения. Новосибирск: СО Наука, 1991.
- Барабанов Л.Н., Дислер В.Н.* Азотные термы СССР. Изд ЦНИИКиФ, М.: 1968. – 119 с.
- Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. – 169 с.
- Белый В.Ф.* Берингская вулканическая провинция // Тихоокеанская геология, 1995, т. 14, № 4. С. 82–86.
- Белый В.Ф.* Проблемы геологического и изотопного возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2008. Т. 16. № 6. С. 64–75.
- Богомолов Г.И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Чукотская. Лист Q1XX111, XX1У. Объясн. записка. Магадан, 1977. – 81 с.
- Борзаковский Ю.А., Ольховик В.М., Тимачев В.М.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Чукотская. Лист Q2XXXI, XXXII. Объясн. записка. М.: Недра, 1968. – 64 с.
- Борзаковский Ю.А., Романова С.Г.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Чукотская. Лист Q2XVI, XVII. Объясн. записка М.: Недра, 1968. – 64 с.
- Бравина С.Б. и др.* Геология, гидрогеология и полезные ископаемые юго-восточной части

- Чукотского полуострова (Листы Q1XXX, XXXV1, Q2XXV, XXVI, XXXI, XXXII). Отчет о комплексной геологической съемке масштаба 1:200 000, произведенной партиями №№ 231, 232, 233 в 1952 году. Москва, 1953.
- Бравина С.Б., Васильев Б.И., Ермаков А.В. и др.* Геология, гидрогеология и полезные ископаемые юго-восточной части Чукотского полуострова (листы Q1XXX, XXXVI, Q2XXV, XXVI). Отчет о комплексной съемке масштаба 1:500 000, проведенной партиями №№ 231, 232, 233 в 1952 году. Москва, 1957_ф.
- Брезгунов В.С., Есиков, А.Д., Якимов, Т.В., Визгалина, Н.Е.* Распределение среднегодовых концентраций кислорода-18 и дейтерия в атмосферных осадках на европейской территории СССР: Научное издание // Матер. метеорол. исслед. – М., 1987. № 12. С. 54–58.
- Васильчук Ю.К., Котляков В.М.* Основы изотопной геохронологии и гляциологии. М.: МГУ, 2000. – 614 с.
- Ващилов Ю.Я., Кабак И.Б., Максимов А.Е., Сахно О.В., Цыганкова И.П.* Геолого-гравиметрическая интерпретационная томография земной коры и верхней мантии: теория, методология, результаты // Проблемы геотомографии, М.: Наука, 1997. С. 266–287.
- Вернадский В.И.* О классификации и химическом составе природных вод // Природа, 1929, № 9. С. 735–758.
- Ветштейн В.Е.* Изотопы кислорода и водорода в природных водах СССР. Л.: Недра, 1982. – 216 с.
- Владимирцева Ю.А., Дыканюк Е.А., Манукян А.М., Степина Т.С., Сурмилова Е.П.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000 (нов. сер.). Лист Q2 (Уэлен). Объясн. записка. СПб, изд-во СПб КФ ВСЕГЕИ. 2001_а. – 139 с.
- Владимирцева Ю.А., Вяткин Б.Ф., Манукян А.М., Степина Т.С., Сурмилова Е.П.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000 (нов. сер.). Лист Q60, 1 (Анадырь). Объясн. записка. СПб, изд-во СПб КФ ВСЕГЕИ. 2001_б. – 218 с.
- Воронов А.Н., Прасолов Э.М., Тихомиров В.В.* Взаимоотношения между радиогенными изотопами гелия и аргона в месторождениях природного газа // Геохимия, 12, 1974. С. 1842–1855.
- Вулканические пояса востока Азии (отв. ред. А.Д. Щеглов).* М.: Наука, 1984. – 504 с.
- Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. – 224 с.
- Геология СССР, т. XXX (Северо-Восток СССР), кн. 1. М.: Недра, 1970, 548 с; кн. 2. М.: Недра, 1970. – 536 с.*
- Геотермическая карта СССР масштаба 1:5 000 000 (гл. ред. Ф.А. Макаренко).* ГИН АН СССР–ГУГК СМ СССР, Москва, 1972.
- Герлинг Э.К.* Миграция гелия из минералов и пород // Труды Радиового Ин-та им. Хлопина АН СССР 1957. Т. 6. С. 64–87.
- Гидрогеология СССР, т. XXVI. М.: Недра, 1972. – 296 с.*
- Гиттерман К.Э.* Термический анализ морской воды (концентрирование соляных растворов естественным вымораживанием) // Труды Соляной лаб. АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1937, вып. 5, ч.1. С. 5–24.
- Головачев Ф.А.* Минеральные источники юго-восточной оконечности Чукотского полуострова // Арктика, № 5, 1937. С. 57–80.
- Гольдтман В.Г.* Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1967. С. 74–80.
- Гравиметрическая карта северо-восточной части СССР и омывающих ее морей масштаба 1:2 500 000. Ред. Сажина Н.Б.* Мингео СССР – ВНИИ Геофизика, 1968.
- Диковский А.М., Крюков Ю.В.* Минеральные источники Чукотского полуострова и перспективы их использования // Вопросы изучения гидроминеральных курортных ресурсов, М., НИИКиФ, 1981. С. 68–73.
- Дучков А.Д., Добрецов Н.Н., Соколова Л.С., Аюнов Д.Н.* Мерзлотно-геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока // Динамика геофизических полей Земли, Москва, Светоч Плюс, 2013. – 207 с.
- Ефимова Д.Е., Пьянков А.Я.* Газовые источники Чукотки и перспективы их использования // Колыма, 1977. № 3. С. 41–42.
- Жуланова И.Л.* Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. – 302 с.

- Завгородний В.Ф. Отчет Ионийской гидрогеологической партии о съемке масштаба 1:100 000 за 1958–1959 годы. Эгвекинот, 1960.
- Завгородний В.Ф. О типизации и условиях формирования термоминеральных вод Восточной Чукотки // Колыма, № 3, 1962. С. 17–20.
- Замана Л.В. Фтор в азотных водах Забайкалья // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 11. С. 1575–1581.
- Зеленкевич А.А. Основные гидрогеологические структуры территории Северо-Востока СССР // Колыма, № 9, 1961. С. 38–41.
- Зеленкевич А.А. Перспективы использования глубинного тепла на территории Северо-Востока СССР // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, № 16, 1963. С. 266–278.
- Зеленкевич А.А. Подземные воды // Север Дальнего Востока, М.: Наука, 1970. С. 210–221.
- Иванов В.В. Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР // Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. Тр. совещ. курортных институтов по гидрогеологии минеральных вод, 1958. Мин. здравоохран. СССР, ЦНИИ курортологии и физиотерапии М., 1960. С. 171–262.
- Иванов В.В., Невраев Г.А. Классификация подземных минеральных вод. М.: Недра, 1964. – 167 с.
- Иванов В.В., Кононов В.И. Проблемы генезиса терм регионов активного вулканизма // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11. С. 131–143.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Гунбина Л.В., Макки К., Фуджита К. Сейсмичность и современные границы плит и блоков северо-восточной Азии // Геотектоника, 2000, № 4. С. 44–51.
- Калабин А.И. Подземные воды Северо-Востока СССР. Магадан: ВНИИ-1, 1958. – 87 с.
- Калабин А.И. Минеральные источники Северо-Востока СССР. Магадан: ВНИИ-1, 1959. – 108 с.
- Калабин А.И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР. Труды ВНИИ-1, т. 18, Магадан, 1960. – 469 с.
- Калмычков Г.В., Hachikubo A., Покровский Б.Г., Minami H., Yamashita S., Хлустов О.М. Метан с аномально высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и δD из прибрежных термальных источников озера Байкал // Литология и полезные ископаемые, 2020. № 4. С. 1–7.
- Карасева О.М. Отчет о результатах разведки Дежневского месторождения термальных вод за 1970–76 годы. ВЧКЭ СВТГУ, п. Эгвекинот, 1976_ф.
- Карасева О.М., Сафаргалиев И.Д. Отчет о детальных исследованиях термоминеральных вод Лоринских источников для обоснования строительства межсовхозного профилактория с подсчетом запасов по состоянию на 1.11.1986 г. Восточно-Чукотская ГРЭ СВПГУ МГ РСФСР_ф.
- Каталог минеральных вод СССР (приложение к Карте минеральных вод СССР масштаба 1:4 000 000). М.: ЦНИИКиФ Минздрав СССР, 1969. – 288 с.
- Кейльгак К. Подземные воды. Л. – М.: ОНТИ, 1935. 494 с. (оригинал Keilhak K., 1912. Lehrbuch der Grundwasser – und Quellenkunde, Berlin).
- Киевский А.Д. и др. Отчет о комплексном обследовании источников минеральных и термальных вод Восточной Чукотки. ФГУТП «Георегион», Анадырь. Ноябрь 2006. – 168 с.
- Кириллов В.А., Тюрин В.В., Аржановская В.И. Предварительные поиски и исследования подземных вод для водоснабжения поселков Уэлен, Ингоун и Нунымо. (Отчет о работе гидрогеолого-геофизической партии за 1968 г.). 1969. Магадан, Сев.-Восточное ГУ, Геологический отчет. Росгеолфонд № 295662.
- Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. – 216 с.
- Кононов В.И., Ткаченко Р.И. Береговые термы и особенности их формирования // Гидротермальные минералообразующие растворы областей современного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 38–46.
- Кононова Р.С. Криогенная метаморфизация подмерзлотных вод Восточно-Сибирской артезианской области // Сов. геология, 1974, № 3. С. 106–115.
- Кораго Е.Н., Евдокимов А.Н. Постмиоценовый континентальный щелочно-базальтовый вулканизм Северной Евразии // Петрология, 1999, т. 7, № 1. С. 80–98

- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ РАН, 2001. – 319 с.
- Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: Наука. 2004. – 677 с.
- Крюков Ю.В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q2XIII, XIV. Объясн. записка. Москва, 1980. – 88 с.
- Крюков Ю.В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q1XVII, XVIII. Объясн. записка. Москва, 1985. – 92 с.
- Крюков Ю.В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q2VII, VIII, IX. Москва, 1987. – 82 с.
- Крюков Ю.В., Казинский В.А. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на севере Уэленского поднятия (лист Q2Y11Y111, 1X). Нешканский отряд 1977–1978 гг. ВЧКЭ С-В ТГУ, с. Лаврентия, 1980.
- Крюков Ю.В., Плясунов В.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q2XXV. Объясн. записка. Москва, 1987. – 63 с.
- Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления // Тр. ГИН РАН вып. 599. Отв. ред. Б.Г. Поляк – М.: ГЕОС, 2012. – 348 с.
- Лаврушин В.Ю., Исрафилов Ю.Г., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Каменский И.Л. Генетические особенности и условия формирования термоминеральных вод Талыша по изотопно-химическим данным ($^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2 \text{ и } \text{CH}_4)$, δD и $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$). // Литология и пол. иск., 2018, № 1. С. 58–82. DOI: 10.1134/S0024490217060050
- Леднева Г.В., Соколов С.Д., Пиис В.Л. Толейто-вые гипабиссальные породы и базальты Колочинской губы (восточная Чукотка): U-Pb возраст, состав и геодинамическая интерпретации // Геология полярных областей Земли. М-лы XLVII тектонического совещания, Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 358–361.
- Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозойд // ДАН, 1993, том 329, № 5 (геология). С. 621–624.
- Маврицкий Б.Ф. Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. М.: Наука, 1971. – 242 с.
- Макаров Е.А. и др. Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 в пределах листа Q-2-XXV за 1973–1974 гг. (Верхне-Ионивемский отряд), 1976 г. ВГФ, №2354.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981, 222 с.
- Мангушев К.И. Проблемы развития геоэнергетики мира. М.: Наука, 1981. – 182 с.
- Недомолкин В.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q2XIX. Москва, 1978_ф. – 58 с.
- Недомолкин В.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q2XV. Москва, 1982_ф. – 68 с.
- Никитин И.А., Борзаковский Ю.А., Колосов Г.Н. и др. Геология, гидрогеология и полезные ископаемые северо-восточной части Чукотского полуострова (бассейны рек Ионивээм, Игельхвээм, Чегитунь) // Отчет партий №№ 562, 563, 564, 585 о комплексной съемке масштаба 1 : 500 000, проведенной в 1955–56 гг. Лист Q2A (Чукотская серия). Экспедиция XV р-на, 4е ГУ, 2е ГГУ МГиОН СССР, Москва, 1957_ф.
- Никитин И.А. и др. Геология, гидрогеология и полезные ископаемые бассейнов нижнего и среднего течений рек Эргувээм и Нунамвээм. // Отчет партии № 325 за 1957–1958 гг. Лист Q1XXIII (Чукотская серия). Экспедиция XV р-на, 4-ое ГУ, М, 1959_ф.
- Никольский А.П. Горячие ключи залива Лаврентия и Мечигменской губы // Арктика, № 5, 1937. С. 81–92.
- Овчинников А.М. Основные принципы зональности минеральных вод Кавказа. Труды МГРИ, М., 1948.
- Овчинников А.М. Минеральные воды. М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 375 с.
- Пейве А.В., Янишин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии // Геотектоника, 1976, № 5. С. 56–70.

- Поляк Б.Г. Спрединг и рифтогенез: изотопно-гелиевая специфика // Геотектоника, 2004, № 6. С. 19–32.
- Поляк Б.Г., Дубинина Е.О., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л. Изотопный состав воды гидротерм Чукотки. // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 5. С. 480–504.
- Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Новейшая тектоно-магматическая активизация Колючинско-Мечигменской зоны чукотского полуострова (по данным о составе газов гидротерм) // Геотектоника. 2010. № 6. С. 99–110.
- Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И., Кононов В.И., Мамырин Б.А., Суровцева В.А., Хабарин Л.В., Юденич В.С. Изотопный состав He и Ar в термальных флюидах Альпийско-Апеннинского региона и его связь с вулканизмом // Доклады АН СССР, 1979_б, т. 247. С. 1220–1225.
- Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника, 1979_а, № 5. С. 3–23
- Пономарев В.М. Горячие источники Чукотского полуострова // Советская Арктика, № 12, 1936. С. 98–100.
- Пономарев В.М. Четвертичные отложения и вечная мерзлота Чукотки. М.: Изд-во АН СССР, 1953. – 267 с.
- Пономарев В.М. Подземные воды территории с мощной толщей многолетнемерзлых горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960. – 177 с.
- Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра., 1990. – 283 с.
- Прасолов Э.М., Субботин Е., Тихомиров В.В. Изотопный состав азота в природных газах СССР // Геохимия, 1990, № 7. С. 926–937.
- Рабкин М.И. Нешкенский горячий источник // Арктика, № 5, 1937. С. 93–101.
- Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод. М.: Госгеолтехиздат. 1963. – 404 с.
- Романова С.Г., Жукова Э.Г., Пятницкий В.В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q2XXI, XXII, XXIII. Объясн. записка. М.: Недра, 1969_ф. – 48 с.
- Романова С.Г., Жукова Э.Г. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q2XX. Объясн. записка. Москва, 1970_а. – 71 с.
- Романова С.Г., Жукова Э.Г. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Чукотская. Лист Q2XXVI. Объясн. записка. Москва, 1970_б. – 70 с.
- Русакова Т.Б. Изотопный возраст Охотско-Чукотского пояса: дискуссионные вопросы // М-лы IV Российской конф. по изотопной геохронологии, 2–4 июня, 2009. С. 130–134.
- Саргина И.М., Борзаковский Ю.А. и др. Геология, гидрогеология и полезные ископаемые Крайнего Востока Чукотского полуострова. Отчет партии № 565 о комплексной съемке масштаба 1 : 500 000, проведенной в 1955 г. Лист Q2Б-Г Экспедиция ХУ района 4 ГУ, 2е ГГУ МГиОН СССР, Москва, 1956.
- Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника арктической зоны перехода от континента к океану // Мурманск, 1989. – 176 с.
- Смирнов В.Н., Кондратьев М.Н. Кайнозойский рифтогенез на Чукотском полуострове // Геология полярных областей Земли. М-лы XLVII тектонического совещания, Т.2. М.: ГЕОС, 2009. С. 195–199.
- Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. – 212 с.
- Соколов Д.С. Тектоника Восточной Арктики: проблемы и неопределенности // Геология полярных областей Земли. М-лы XLVII тектонического совещания, Т.2. М.: ГЕОС, 2009_а. С. 202–206.
- Стремяков А.Я. и др. Мерзлотно-гидрогеологические условия поселков Урелики, Уэлен и Уэлькаль (отчет о режимных наблюдениях партии № 103 за 1953 – 1956 гг.). М. 1957
- Стремяков А.Я. Гидрогеотермические условия Чукотского полуострова и перспективы использования его гидротермальных ресурсов // Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР (Труды 2-го совещания по геотермическим исследованиям в СССР), М.: Наука, 1967_ф. С. 280–283.
- Суворова Е.И. Термальные и минеральные воды // Гидрогеология СССР, том XXVI (Северо-Восток СССР). М.: Недра, 1972. С. 206–222.

- Сумгин М.И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. М. – Л.: Изд-во АН СССР, 1937.
- Таран Ю.А., Покровский Б.Г., Дубик Ю.А. Изотопный состав и происхождение воды в андезитовых магмах // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 2. С. 440–443.
- Тейлор Х.П. Применение изотопии водорода и кислорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 213–298.
- Тейлор Х.П. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 200–223.
- Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана, ред. Марков М.С., Пуцаровский Ю.М., Тильман С.М., Федоровский В.С., Шило Н.А., М.: Наука, 1980. – 285 с.
- Тепловой режим недр СССР (Тр. ГИН АН СССР, вып. 218, отв. ред. Ф.А. Макаренко и Б.Г. Поляк). М.: Наука, 1970. – 221 с.
- Толстихин Н.И. Гидрогеологические условия водоснабжения в районах мерзлой зоны литосферы (вечной мерзлоты). Л.: Изд-во Главсевморпути, 1935.
- Толстихин О.Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск: СО Наука, 1974. – 164 с.
- Труды полярной комиссии. Л.: Изд-во АН СССР, № 18, 1935.
- Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зоне растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. – 316 с.
- Федоров П.И., Колосков А.В. Кайнозойский вулканизм юго-востока Корякского нагорья: петрогенез пород и обстановки формирования // Тихоокеанская геология, 2001. Т. 16. С. 903–927.
- Федоров П.И., Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Кайнозойский вулканизм востока Корякского нагорья: геодинамические обстановки на северо-востоке России // Тихоокеанская геология, 1997. Т. 13. С. 453–470.
- Фейгин Г.Ю. и др. Отчет о работе Чаплинской гидрогеологической партии за 1964–1967 гг. СВГУ МГ РСФСР, п. Пинакуль, 1968_ф.
- Филатова Н.И., Хаин В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника, 2007. № 3. С. 3–29.
- Фотиев С.М. Строение криогенной толщи Западной Сибири // Труды ПНИИС. Т. 18. 1972.
- Фотиев С.М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М.: Наука, 1978. – 223 с.
- Хорн Р. Морская химия (структура воды и химия гидросферы). М.: Мир, 1972. С. 400.
- Чешко А.Л. Формирование главных типов термальных вод в Курило-Камчатском регионе по изотопным данным // Геохимия, № 7, 1994. С. 998–1010.
- Чешко А.Л., Дубинина Е.О., Вакин Е.А., Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г. // Первые данные об изотопном составе водорода и кислорода в термominеральных водах Восточной Чукотки. // ДАН. 2004. Т. 395. № 5. С. 676–680.
- Чешко А.Л., Есиков А.Д. Дейтерий и кислород-18 в атмосферных осадках, поверхностных и грунтовых водах Камчатки и Курильских островов // Водные ресурсы, № 6. 1990.
- Чувиллин Е.М., Гурьева О.М. Экспериментальное изучение образования гидрата CO₂ в поровом пространстве промерзающих и мерзлых пород // Криосфера Земли, 2009. Т. XIII. № 3. С. 70–79.
- Чукотка: природно-экономический очерк. М.: Арт-Литэкс, 1995. – 346 с.
- Чукотская экспедиция 1909–1910 гг. Альбом иллюстраций и карт. Приложение к № 18 «Трудов полярной комиссии». М. – Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Швецов П.Ф. Некоторые данные к характеристике горячих минеральных источников Чукотки // Вопросы курортологии, № 5, 1937. С. 90–96.
- Швецов П.Ф. Роль вечной мерзлоты и подмерзлотных вод в гидрогеологии бассейнов рек Индигирки и Яны. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1946.
- Швецов П.Ф. Подземные воды Верхояно-Колымской складчатой области и особенности их проявления, связанные с низкотемпературной вечной мерзлотой. М.: Изд-во АН СССР, 1951. – 279 с.
- Шипилов Э.В. О грабен-рифтовой системе Чукотского моря // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1989. №. С. 96–107.
- Экосистемы термальных источников Чукотского полуострова: (Гидрогеология, структура растительности, автотроф. компоненты) /

- Б.А. Юрцев, Ю.В. Крюков, А.Е. Катенин и др.; Отв. ред. Б.А. Юрцев. – Л. : Наука, 1981. – 144 с.
- Этнографические материалы Северо-Восточной географической экспедиции 1785–1795 гг. (под общей ред. И.С. Вдовина), Магадан, 1978.
- Allard P. In: Forcasting of volcanic events / Amsterdam: Elsevier, 1983, P. 337–386.
- Amato J.M., Miller E.L., Toro J., and Wright J.E. Prof. Paper – Alaska. Division of Geol. & Geoph. Surv., Rept. 120 (2003). P. 1–20.
- Arnason K., and Franzson H. Geothermal exploration in Kukun and Uelen geothermal areas, Chukotka Peninsula, Siberia. Orkustofnun – Geoscience Division, Reykiavik, Iceland. OS2002/043 (2002). – 66 p.
- Arnason K., Franzson H., Richter B., Thordarson S., and Hjartarson A. Geothermal exploration in Chukotka, Far East Russia // Proceed. World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, 24–29 April 2005.
- Craig H. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen18 in natural waters // Science. 1961. V. 133. P. 1833–1834.
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964; Dansgaard, 1964. V. 16. P. 436–463.
- Eberhard C.D., Luebkekmann K.M., Moffa P.J. and Young S.K. Development of performance specifications for collision avoidance systems for lane change, merging and backing. Task 1 interim report: crash problem analysis. TRW Space and Electronic Group. 1994.
- Faure C. and Mensing T.M. Isotopes: Principles and Applications. 3rd td. Joyn Wiley and Son Publ. Inc., Hoboken, New Jersey. 2005. – 896 p.
- Fouillac C., and Michard G. Sodium / lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // Geothermics. 1981. V. 10. P. 55–70.
- Fournier R.O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems // Geothermics. 1977. V. 5. P. 41–50.
- Fournier R.O., and Truesdell A.H. An empirical Na-K-Ca chemical geothermometer for natural waters // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37, № 5. P. 1255–1275.
- Franzson, H., Kristjansson, B.R., Gunnarsson, G., Björnsson, G., Hjartarson, A., Steingrímsson, B., Gunnlaugsson, E., and Gislason, G. The Hengill-Hellisheidi geothermal field. Development of a conceptual geothermal model. Proceed. World Geothermal Congress 2005.
- Fricke H.C., and O'Neil J.R. The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time // Earth Planet. Sci. Lett. V 170 1999 P. 181–196.
- Fujita K., Mackey K., McCaleb R.C., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., and Smirnov V.N. Seismicity of Chukotka, northeastern Russia // Geol. Soc. of Amer., Sh. Pap. 360. 2002. P. 259–272.
- Gat J.R., and CORMI I. Evolution of the isotopic composition atmospheric waters in the Mediterranean Sea area // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. P. 3039–3078.
- Giggenbach W., Sano Y., and Wakita H. Isotopic Composition of Helium and CO_2 and CH_4 Contents in Gases Produced along the New Zealand Part of a Convergent Plate Boundary // Geochim. Cosmochim. Acta, 1993, V. 5. P. 3427–3455.
- Heat flow map of Europe, Cermak V., Hurtig E. (Enclosure for Terrestrial Heat Flow in Europe. Ed. by V. Cermak, L. Rybach. IUGG – IASPEI – IHFC, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1979.
- Hilton D.R. and Craig H. Helium isotopes transects along the Indonesian archipelago // Nature, V. 342. 1989. P. 906–908.
- Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry (3rd edition). Berlin: Springer-Verlag, 2005.
- Inguaggiato S., Taran Yu., Grassa F., Capasso C., Favara R., Varley N., and Faber E. Nitrogen isotopes in thermal fluids of a fore arc region (Jalisco Block, Mexico) // Gcubed, V. 5 (12). 2009. P. 1525–2027.
- Inguaggiato S., Taran Yu., Fridriksson N., Mellfn G., and B' Alessandro W. Nitrogen isotopes in volcanic fluids in different geodenamic settings // Geochemica and Cosmochemica Acta73 (13). 2004. A569.
- Jenden P.D., Hylton D.R., Raplan I.R., and Craig H. 1993 Abiogenic and vantage helium in oil and gas fields hydrocarbons. In.: Howell D.C. (Ed.). The

- Future of Energy gases: US Geol. Surv. Profess. Paper, 157 D. P. 31–56.
- Keilhak K. Lehrbuch der Grundwasser – und Quellenkunde. Berlin, 1912. (рус. пер.: Кейльгак К. Подземные воды. Л. – М.: ОНТИ, 1935. – 494 с.).
- Kharaka Y.K., and Mariner R.H. Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins // Thermal History of Sedimentary Basins, Methods and Case Histories. N.Y.: Springer – Verlag, 1989. P. 99–117.
- Li J., Fang W., Zeng H., Liu W., Zoy Y., and Liu J., 2011. Possible origin of inverse stable carbon isotopes of gaseous alkanes from Xujiaweizi fault depression. Acta Petroleum Sinica 32. P.54–61.
- Marty B., and Humbert F. Nitrogen and argon isotopes in oceanic basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 152. 1997. P. 101 – 112.
- Marty B., and Tolstikhin I.N. CO₂ fluxes from mid-oceanic ridges, arcs and plumes // Chemical Geology, 145. 1998. P. 233–248.
- Nagao K., Takaoka N., and Matsubayashi O. Isotopic Anomalies of Rare Gases in the Nigorikawa geothermal area, Hokkaido, Japan // Earth and Planetary Sci. Lett. 1979. V. 44. №. 1. P. 82–90.
- Natal'in B.A., Amato J.M., and Wright. J.E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula Russian Far East: Implications for the tectonics of the Arctic region // Tectonics, 1999. V.18, No. 6. P. 977–1003.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Circum-north Pacific tectonostratigraphic terrane map. USGS. Open file report 94-714. 1994, 221 p. <https://doi.org/10.3133/ofr94714>.
- O'Nions R.K., and Oxburgh E.R. Helium volatility fluxes and the development of continental crust fluxes // Earth Planet Sci Lett, 90. 1988. P. 331–347.
- Patton W.W., Jr., and Csejtei Bela, Jr. (1980) Geological map of St. Lawrence Island, Alaska: U.S. Geological Survey.
- Polyak B.G. and Tolstikhin I.N. Isotopic composition of the Earth's helium and the motive forces of tectogenesis // Chem. Geology, 1985, V. 52. P. 9–33.
- Polyak B.G., Prasolov E.M., Lavrushin V. Yu., Cheshko A.L., and Kamenskii I.L. (2013) He, Ar, C and N isotopes in thermal springs of the Chukotka Peninsula: Geochemical evidence of the recent rifting in the north-eastern Asia // Chemical Geology, 2013, V. 339, P. 127–140 (<http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.08.026>).
- Sakai H. and Matsubaya O. Stable isotopic studies of Japanese geothermal systems. Geothermics, 1977, V.5 (1–4). P. 97–125.
- Schoell M., 1983. Genetic characterization of natural gases // AAPG Bulletin, V. 67. P. 2225–2238.
- Sherwood Lollar B., Westgate T.D., Ward J.A., Slater G.F., and Lacrampe-Couloume G. Abiogenic formation of gaseous alkanes in the Earth's as a minor sources of global hydrocarbon reservoirs // Nature, 2002. V. 416. P. 522–524.
- Taran Y.A., Varley N.R., Inguaggiato S., and Cienfuegos E. Geochemistry of H₂-CH₄-enriched hydrothermal fluids of Socorro Island, Revillagigedo Archipelago, Mexico: Evidence for serpentinisation and abiogenic methane // Geofluids, 2010, V. 10. P. 542–555.
- Yurtsever Y., and Gat J.R. Stable isotopes in atmospheric waters // Stable isotopes hydrology (Ed. J.R. Gat, R. Confiantini). Vienna: IAEA, 1981. P. 103–142.

Приложение 1. Химический состав термальных вод Чукотки, концентрации в мг/л.

NN групп / Индекс образца / Место отбора	Li	Be	B	Na	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Sc	Ti
Южный район													
1 Чаплинские													
1а скважина, самоизлив	2675	< 0.1	1180	4283925	948	47.8	35943	< 62	65825	99146	2192458	< 8	< 2
1б Восточная группа, источник у бассейна	2747	< 0.1	1116	4204893	942	< 21	27748	< 62	59415	111034	2146451	< 8	< 2
1в Западная группа, источник	2470	< 0.1	972	4052157	817	< 21	26689	< 62	55345	101351	2016369	< 8	< 2
1г источник 40	1734	< 0.1	931	4041604	1216	58.0	32181	< 46	55480	59310	2765306	< 8	< 2
1д Дальняя группа, источник в котловане	2620	< 0.1	1065	4159605	875	< 21	29672	< 62	59511	107498	2163317	< 8	< 2
1е Дальняя группа (Ульхумское), источник 10	1739	< 0.1	905	3848806	1052	67.5	34664	< 46	57117	59904	2590245	< 8	< 2
1л скважина, самоизлив	1767	< 0.1	903	4124772	958	< 21	35827	< 46	56752	60732	2625281	< 8	< 2
2 Сенявинские													
2а верхний грифон 1	528	0.19	47.8	365425	97.6	23.0	27222	< 66	18457	10996	75641	< 0.8	2.8
2б нижний грифон 2	504	0.18	47.7	354436	92.1	17.8	27722	< 66	18744	10414	82185	< 0.8	2.6
2в источник 110	415	0.13	53.7	306622	128	47.6	26473	< 46	13825	8943	69215	< 2	5.2
3 Аракамченские													
3а нижний грифон	413	< 0.008	358	456182	547	10.5	14731	< 66	24395	9017	65829	< 0.8	2.5
3в источник 1	433	0.038	404	470681	1084	1017	16350	< 46	20192	11290	92413	< 2	37.2
4 Кивакские													
4а выход у крытого бассейна	796	0.030	246	1049970	403	14.8	15019	< 62	16159	15614	789169	< 2	< 2
4б источник 36	665	0.051	229	792011	365	< 10	16491	< 46	14209	13480	569807	< 2	< 2
27 Нуямувеевские Верхние													
27а источник 4	571	0.10	186	412463	197	380	14223	< 46	3765	11637	133631	< 2	9.5
27б источник 35	410	0.06	118	304208	231	314	13670	< 46	3010	8406	101090	< 2	8.8
28 Синевеевские													
28а Синевеевское, ист. 6	842	< 0.008	214	1717442	3291	119	13491	< 46	18783	27076	1241398	< 2	< 2
29 Гетлянгинское													
29а источник 1	957	0.036	522	585225	360	95.6	23745	< 46	11035	29645	109474	< 2	6.3
29б источник 8/2	1220	0.046	718	682002	428	21.8	29210	< 46	13805	34827	139637	< 2	< 2
Восточный район													
5 Кукуньские													
5а источник 1 (куб)	3560	0.96	1982	1446765	1155	10.0	38612	< 62	19120	67780	253549	< 2	< 2
5в источник 1	3531	0.92	1246	1222508	991	< 10	50141	< 46	16742	72305	325179	< 2	< 2
5д источник 2 (выход в бассейне)	3297	0.76	1627	1117740	991	10.4	32502	< 62	16653	60916	279484	< 2	< 2
5е скважина	3670	0.66	1270	1257361	1131	< 9	34013	< 46	17421	78984	309032	< 2	< 2

Приложение 1. Продолжение

NN групп / Индекс образца / Место отбора	Li	Be	B	Na	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Sc	Ti
9 Дежневские													
9а скв. Верхняя	14413	0.30	4434	5433885	2243	< 21	11892	< 62	29910	214514	1570994	< 8	< 2
9б скв. Центральная (у бассейна)	13431	0.17	4398	5527125	2315	< 21	10621	< 62	27930	205050	1541448	< 8	< 2
9в скв. Нижняя (у котлована)	13396	0.21	4444	5029845	2380	< 21	9485	< 62	27084	206610	1441192	< 8	< 2
9с скв. 4	12801	0.28	3516	4459856	2529	< 21	19173	< 46	31501	185580	1702111	< 8	< 2
18 Пыселуньевские													
18а источник 2	536	< 0.008	67.2	528868	73692	< 21	3440	< 46	11324	16787	159716	< 9	< 9
19 Танатапские													
19а источник 2	3.0	< 0.008	< 47	3699	6054	15.2	1843	< 46	1482	1070	26947	< 9	< 9
20 Мамкинские													
20а источник 1	< 1	< 0.008	< 47	1929	606	< 21	1377	< 46	546	236	6272	< 9	< 9
25 Итыгвеемские													
25а источник 4	1127	0.040	120	703969	37294	< 21	6112	< 46	3204	27764	200636	< 9	< 9
22 Утавеемские													
22а Утавеемское, ист. 1	14.2	0.065	176	1722643	304352	223	8221	< 46	35660	31431	125114	< 9	< 9
23 Лево-Тарьявеемские													
23а источник 1	3809	< 0.008	1537	1443888	1815	99.5	7180	< 46	12293	53596	439242	< 9	< 9
24 Кооленьские													
24а источник 1	1768	< 0.008	47.6	277988	11574	46.0	1990	< 46	436	24503	42271	< 9	< 9
Северный район													
10 Нешканские													
10а источник, верхняя группа	18049	1.0	1532	12456728	24767	54.2	51781	< 46	264	525671	3328119	< 9	< 9
12 Куб													
12а источник	3194	0.57	311	927486	37992	230	22696	< 46	4048	78886	159997	< 2	< 2
13 Вытхытаявеемские													
13а источник	2522	< 0.1	236	741881	1185	166	28494	< 46	12705	43479	253411	< 2	< 2
13б источник 1	2393	< 0.008	160	1027628	1356	< 21	29492	< 46	13442	31899	292643	< 9	< 9
14 Оранжевые													
14а источник	10007	< 0.4	695	6924092	67110	< 37	43257	< 46	52244	325599	5288737	< 9	< 9
14б источник 1	11585	1.7	613	6666125	70502	< 21	60378	< 46	43367	253534	4822442	< 9	< 9
11 Тэюкейские													
11а выход минерализованной воды	7143	0.388	484	4275061	17423	175	9364	< 46	549	181955	1596989	< 9	< 9
11б источник 1	1044	0.059	93.5	537257	2003	11.7	6277	< 46	747	29722	127307	< 9	< 9
21 Лево-Теньгиваамские													
21а источник 1	1555	< 0.008	92.4	416283	5286	< 21	12490	< 46	7834	20945	227618	< 9	< 9

Приложение 1. Продолжение

NN групп / Индекс образца / Место отбора	Li	Be	B	Na	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Sc	Ti
КМД													
6 Мечигменские													
6а грифон 1 в правом борту долины	5011	1.9	979	1254980	1808	9.4	60765	< 62	23309	72325	94379	< 2	< 2
6а грифон 1 в правом борту долины	4723	1.7	987	1273477	1861	6.0	59028	< 62	23333	64504	97961	< 2	< 2
6д источник 53	5163	2.7	966	1129035	2231	61.9	72188	< 46	21873	72425	104907	< 9	< 9
7 Бабушкины Очки													
7а северный грифон	3961	4.4	619	1849029	152523	80.1	10172	< 62	55392	107914	898855	< 4	< 2
7б северный грифон	4650	5.4	638	1910246	158372	230	14642	< 46	98890	132458	936673	< 9	< 9
7в южный грифон	4237	4.0	650	1933833	115100	60.2	10816	< 62	63413	118210	928451	< 4	< 2
7д источник у подножия конуса	3601	5.1	568	1850265	149380	166	9417	< 62	80652	130353	801571	< 4	< 2
7е источник 1	5184	5.5	761	1901735	190300	112	20652	< 46	107457	112106	977175	< 9	< 9
8 Туманные													
8а группа 1 (северная)	4339	0.2	1039	1321647	2422	18.4	63417	< 62	27667	74603	117319	< 2	< 2
8б группа 2 (южная)	3495	< 0.03	856	1126656	2828	8.3	47044	< 62	21594	59699	100108	< 2	< 2
8в источник 5	4350	5.0	937	1017499	3525	47.8	58028	< 46	21853	61384	121695	< 9	11.2
15 Ынынзвеевские													
15а соленое озеро	3424	< 0.1	285	1400670	649677	94.0	1558	< 46	67416	101652	97277	< 2	< 2
15б источник 1	3706		431	1519210	629975	< 21	2312	< 46	74008	66535	152416	< 9	< 9
16 Арзышкынаамские													
16а источник	4082	< 0.1	698	1698546	123542	143	5995	< 46	68597	122324	564300	< 2	< 2
16б источник 6	4894	0.24	688	1883564	151568	145	16870	< 46	106750	91633	880226	< 9	< 30
17 Нэлыгенвеевские													
17а источник	4923	0.27	268	1292249	307978	83.5	11197	< 46	65645	52773	391819	< 2	< 2
17б источник 1	5319	0.59	378	1263925	322676	453	11509	< 46	75272	40560	365867	< 9	34.6
30 Ступенчатые													
30а источник 1	2045	0.84	316	774999	66714	84.2	13417	< 46	40675	50552	410208	< 9	< 2
31 Ионийские (газовые)													
31а источник 1	4331	0.5	536	1765965	211410	111	34580	< 46	77992	81663	897805	< 9	< 2
32 Ионийские (минеральные)													
32б источник 3	3941	1.24	531	1279674	120707	742	27481	< 46	80015	66786	789430	< 9	< 2
33 Печигтанваамские													
33а источник 6	1362	0.04	497	523606	521	17.8	25048	< 46	371	21132	42729	< 9	< 2
26 Круговые													
26а источник 3	7457	0.08	1107	2241994	13970	< 21	25750	< 46	20647	114895	781411	< 9	< 2

Приложение 1. Продолжение

NN групп/ Индекс образца	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge*	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo
Южный район																			
1 Чаплинские																			
1а	< 5	< 4	121	< 15	< 0.4	< 14	< 8	50	< 0.5	3.0	< 5	< 25	44885	1014	46789	< 0.2	< 0.7	< 0.1	18.1
1б	< 5	< 4	131	< 15	< 1	< 14	< 8	< 9	< 0.5	2.5	< 5	< 25	39094	876	41789	< 0.2	< 0.7	< 0.1	15.1
1в	< 5	< 4	< 2	< 15	< 1	< 14	< 8	16	< 0.5	2.5	< 5	< 25	39831	885	39859	< 0.2	< 0.7	< 0.1	14.9
1г	< 5	< 4	119	249	< 1	< 14	18.7	< 9	< 0.5	< 2	< 5	< 25	31821	876	52177	< 0.2	0.6	0.042	15.8
1д	< 5	< 4	115	< 15	< 1	< 14	< 8	< 9	< 0.5	3.0	< 5	< 25	44950	995	41839	< 0.2	< 0.7	< 0.1	17.0
1е	< 5	< 4	96.9	144	< 1	< 14	21.6	< 9	< 0.5	< 2	< 5	< 25	30791	801	47297	< 0.2	< 0.7	0.1	14.5
1л	< 5	< 4	87.4	192	< 1	< 14	18.4	< 9	< 0.5	< 2	< 5	< 25	31591	843	51254	< 0.2	0.620	0.037	15.7
2 Сенявинские																			
2а	< 0.4	< 1.0	26.9	< 17	0.085	< 1.0	8.0	4.3	3.4	3.5	< 5	< 10	3354	135	2638	< 0.02	< 0.1	< 0.04	21.5
2б	< 0.4	< 1.0	25.0	< 17	0.084	< 1.0	10.4	7.6	3.6	3.6	< 5	< 10	3204	135	2629	< 0.02	0.16	< 0.04	21.2
2в	< 0.4	< 1.0	27.8	119	< 0.4	< 1.0	15.1	16.8	< 2	2.2	< 5	< 10	2719	111	2112	0.010	0.259	0.006	18.1
3 Аракамченские																			
3а	< 0.4	< 1.0	0.50	< 17	0.10	< 1.0	11.4	4.9	0.7	2.0	< 5	< 10	2511	97.2	1975	< 0.02	< 0.1	< 0.04	37.8
3в	1.7	< 1.0	19.0	1240	0.34	< 1.0	14.9	16.9	< 0.8	1.6	0.64	< 10	2940	137	2629	0.5	0.5	0.11	31.5
4 Кивакские																			
4а	< 2	< 0.8	5.1	< 15	< 0.3	< 2	< 2	4.3	< 0.3	0.85	< 1.0	< 5	11021	189	14879	< 0.04	< 0.1	< 0.02	42.4
4б	< 2	< 0.8	3.7	< 15	< 0.4	< 2	< 2	5.0	< 0.3	< 0.8	< 1.0	< 5	7676	148	13333	< 0.04	< 0.1	0.014	40.0
27 Нуиямуевские Верхние																			
27а	0.37	13	16.7	507	0.17	< 14	16.7	359	< 0.3	0.66	3.3	< 10	2822	55	1786	0.379	0.284	0.037	33.3
27б	0.72	15	22.9	969	0.18	< 14	20.3	92.4	< 0.8	0.60	4.2	< 10	2070	41	1373	0.188	0.504	0.016	28.4
28 Синевееские																			
28а	< 2	< 0.8	5.8	307	< 0.4	< 14	17	17	< 0.8	< 0.8	< 5	< 10	14918	291	25034	0.399	0.51	< 0.02	36.2
29 Геглянгинское																			
29а	< 2	< 0.8	7.1	254	< 0.4	< 14	5.9	8.9	< 0.8	2.5	0.62	< 10	3339	273	3874	0.08	0.128	0.008	0.206
29б	< 2	< 0.8	2.0	74.7	< 0.4	< 14	4.7	7.6	< 0.8	3.1	0.42	< 10	4033	363	5361	< 0.04	0.178	< 0.02	0.267
Восточный район																			
5 Кукуньские																			
5а	< 6	< 0.8	123	< 15	< 0.2	< 2	< 2	4.0	< 0.2	6.7	< 1.0	< 5	10292	1090	9091	< 0.04	< 0.1	< 0.02	2.3
5б	< 2	< 0.8	93.2	17.9	0.4	< 6	< 2	< 2	< 0.8	5.2	< 1.0	< 30	7122	873	8048	0.22	< 8	< 0.02	2.1
5д	< 2	< 0.8	95.1	< 15	< 0.2	< 2	< 2	< 2	< 0.1	5.2	< 1.0	< 5	8308	887	7479	< 0.04	< 0.1	< 0.02	2.9
5е	< 1	< 6	87.4	399	1.8	< 6	< 2	< 2	< 8	4.5	< 0.7	< 30	6827	720	7619	0.26	< 8	< 0.02	1.9

Приложение 1. Продолжение

NN групп/ Индекс образца	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge*	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo
9 Дежневские																			
9a	< 5	< 4	92.2	108	< 1	< 14	< 8	< 9	< 0.5	2.6	< 5	< 25	46912	3120	49529	< 0.2	< 0.7	< 0.1	5.8
9б	< 5	< 4	71.3	20.1	< 1	< 14	< 8	< 9	< 0.5	2.2	6.6	< 25	43188	2915	46849	< 0.2	< 0.7	< 0.1	5.9
9в	< 5	< 4	89.5	43.0	< 1	< 14	< 8	< 9	< 0.5	1.9	6.9	< 25	42653	2875	44669	< 0.2	< 0.7	< 0.1	5.6
9е	< 5	< 4	89.9	17.6	4.7	< 14	< 8	< 9	< 0.8	< 1.9	< 5	< 25	27766	2257	49281	1.4	< 0.7	< 0.1	5.0
18 Пыкелуньевские																			
18a	< 5	< 4	2.1	32.8	0.47	< 14	< 8	< 9	< 0.8	< 1.9	< 5	< 25	< 1400	3619	101	3864	0.18	< 0.1	< 1
19 Танатапские																			
19a	< 5	< 2	< 2	< 17	< 1	< 14	< 8	< 9	< 0.8	< 1.9	3.4	< 25	< 1400	< 10	60.5	0.057	< 0.7	< 0.1	0.42
20 Мамкинские																			
20a	0.24	< 2	< 2	< 17	< 1	< 14	< 8	< 9	< 0.8	< 1.9	< 5	< 25	< 1400	1.2	25.9	< 0.04	< 0.7	< 0.1	0.1
25 Итыгвеевские																			
25a	< 5	< 4	< 2	< 17	< 1	< 14	< 8	< 9	< 0.8	1.4	< 5	< 25	3968	146	6474	0.26	< 0.7	< 0.1	0.25
22 Утаевские																			
22a	1.3	< 2	930	59814	0.33	< 14	< 8	< 9	< 0.2	< 1.9	3	< 25	9590	11	1679	0.98	0.83	< 0.1	< 1
23 Лево-Тарьяевские																			
23a	< 5	< 2	4.4	345	< 1	< 14	< 8	< 9	< 0.8	< 1.9	26.3	< 25	8893	636	11674	0.58	< 0.7	< 0.1	4.5
24 Кооленские																			
24a	< 5	< 3	177	1434	0.27	< 14	4	25	< 0.8	< 1.9	< 5	< 6	1441	55.4	1126	0.087	< 0.7	< 0.1	< 1
Северный район																			
10 Нешканские																			
10a	< 2	< 25	1569	8427	19.2	< 25	17.5	< 6	< 0.4	17.2	< 3	< 300	53257	4093	71071	6.6	< 8	< 8	< 1
12 Куб																			
12a	< 1	< 6	99.3	908	3.9	< 6	16.3	< 2	< 8	2.4	< 0.7	< 30	12169	1254	4807	0.60	0.88	< 0.02	0.79
13 Вытхыгьяевские																			
13a	10.7	< 6	114	5.9	4.7	< 6	4.6	5.3	< 8	13.0	< 0.7	< 30	12307	704	6049	0.53	0.32	< 0.02	2.5
13б	5.4	< 6	88	79	3	< 6	< 4	< 5	< 8	7.3	0.29	< 30	5159	404	6627	0.28	< 0.3	< 0.02	1.2
14 Оранжевые																			
14a	< 2	< 25	1637	23545	29.2	< 25	26.4	< 6	< 0.4	3.7	< 3	< 20	53236	2602	110958	3.5	< 8	< 8	< 1
14б	< 2	< 25	1796	32730	17.7	< 25	29.2	< 6	< 0.8	< 1.9	< 3	< 200	45912	2753	109045	3.8	< 8	< 8	2
11 Тэюкские																			
11a	< 2	< 25	1328	17922	15.2	< 25	66.5	48.5	< 0.4	1.4	11.3	< 86	26675	1408	32662	1.3	< 8	< 8	< 1
11б	< 2	< 25	94.9	95.7	0.41	2.1	1.8	< 9	< 0.8	< 0.8	< 5	0.26	< 1400	2881	228	2360	0.18	< 8	< 1
21 Лево-Теньинваамские																			
21a	< 2	< 25	11.3	12.9	0.57	< 2	< 2	< 9	< 0.8	1.5	< 5	< 30	3356	206	4759	0.2	< 8	< 8	0.34

Приложение 1. Продолжение

NN групп/ Индекс образца	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge*	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo
КМД																			
6 Мечигменские																			
6a	<2	<0.8	212	185	<0.2	<2	<2	<2	<0.1	17.0	6.1	<5	8201	739	6849	<0.04	<0.1	<0.02	0.24
6a	<2	<0.8	389	22.5	<0.2	<2	<2	<2	<0.1	18.9	3.2	<5	8185	722	6876	<0.04	<0.1	<0.02	0.30
6д	<2	<0.8	175	1626	<0.2	<2	4.0	9.6	<0.4	16.6	14.2	<5	7407	813	6694	0.12	0.26	<0.02	0.36
7 Бабушкины Очки																			
7a	<4	<2	155	4218	<0.73	<7	<4	<4	<0.06	9.4	<2	<12	15560	1150	25609	1.3	1.6	<0.04	<0.3
7б	<2	<2.5	193	5366	5.7	<2.5	<8	<6	<0.4	9.0	<3	<86	13286	1030	29110	2.0	1.5	<8	<1
7в	<2	<2	162	211	<0.73	<7	<4	<4	<0.06	9.2	<2	<12	16263	1263	25419	0.70	1.7	<0.04	<0.3
7д	<2	<2	150	4338	<0.73	<7	<4	<4	<0.06	10.3	<2	<12	16201	1262	25599	1.7	2.1	<0.04	<0.3
7е	<2	<2	227	7100	<0.73	<7	<8	<6	<0.4	10.1	<3	<86	14288	1315	38737	1.2	2.9	<0.04	<0.3
8 Туманные																			
8a	<2	<0.8	516	127	<0.2	<2	<2	<2	<0.1	21.6	7.8	<5	8333	859	7252	<0.04	0.26	<0.02	<0.1
8б	<2	<0.8	28.7	<15	<0.2	<2	<2	4.5	<0.1	15.7	9.1	<5	6609	624	5766	<0.04	<0.1	<0.02	0.32
8в	1.3	<0.8	16.9	<15	0.62	<2	35.6	46.8	<0.8	14.6	9.5	<5	6103	696	6281	0.06	0.73	<0.02	2.37
15 Ылыновские																			
15a	<1	<6	4.0	47.2	0.7	<6	<2	<2	<8	<8	<0.7	<30	10025	269	2699	0.17	29.8	<0.02	<8
15б	<1	<6	15.1	1051	<0.2	<6	<2	<2	<8	<8	<0.7	<30	12246	365	5584	0.20	35	0.026	<8
16 Арнышкынаамские																			
16a	<1	<6	43.3	1116	3.3	<6	2.8	4.4	<8	<8	<0.7	<30	10170	368	23837	0.75	0.56	<0.02	0.65
16б	<1	19.8	980	44554	3	<6	<2	21.3	<8	<8	67.7	<30	15626	1009.708	37816	0.966	6.04	0.1883	1.468
17 Нэлынгеневские																			
17a	<1	<6	243	2632	4.8	<6	2.4	6.9	<8	1.0	<0.7	<30	5570	168	5963	0.72	10.9	<0.02	<8
17б	2.7	<6	406	7328	4.1	<6	<2	21.0	<8	1.5	<0.7	<30	6859	233	6652	1.97	10	0.028	<8
30 Ступенчатые																			
30a	<1	<6	543	3201	4.5	<6	6.9	12.0	<8	1.3	0.18	<30	5743	443	13579	0.615	0.217	0.008	0.255
31 Ионийские (газовые)																			
31a	<1	<6	670	19394	2.1	<6	39	44.4	<8	<0.2	2.9	<30	15936	977	36694	0.22	0.85	<0.02	0.52
32 Ионийские (минеральные)																			
32б	<1	<6	593	11099	0.87	<6	<4	14.8	<8	<0.8	3.5	<30	12891	1073	29034	1.52	1.16	0.07	<8
33 Печитанваамские																			
33a	<1	<6	6.1	61	<0.2	<6	4.7	7.2	<8	6.3	5.2	<30	2613	231	1921	0.009	0.174	0.005	1.787
26 Круговые																			
26a	<1	<6	566	360	3.3	<6	<8	<9	<8	2.0	<3	<30	13592	1012	31103	1.20	<8	<8	<1

Приложение 1. Продолжение

NN групп/ Индекс образца	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
Южный район																			
1	Чаплинские																		
1а	< 0.1	< 0.8	< 0.2	< 0.4	< 0.4	< 2	< 1	< 2	532	1218	< 0.5	< 0.08	< 0.04	< 0.08	< 0.03	< 0.03	< 0.04	< 0.04	< 0.04
1б	< 0.1	< 0.8	< 0.2	< 0.4	< 0.4	< 2	< 1	< 2	534	806	1.6	< 0.08	< 0.04	< 0.08	< 0.03	< 0.03	< 0.04	< 0.04	< 0.04
1в	< 0.1	< 0.8	< 0.2	< 0.4	< 0.4	< 2	< 1	< 2	461	740	< 0.5	< 0.08	< 0.04	< 0.08	< 0.03	< 0.03	< 0.04	< 0.04	< 0.04
1г	< 0.1	< 0.8	< 0.2	2.0	< 0.4	< 2	0.37	< 2	404	806	0.231	0.40	0.039	0.118	0.023	< 0.03	< 0.04	< 0.04	< 0.04
1д	< 0.1	< 0.8	< 0.2	< 0.4	< 0.4	< 2	< 1	< 2	521	877	< 0.5	< 0.08	< 0.04	< 0.08	< 0.03	< 0.03	< 0.04	< 0.04	< 0.04
1е	< 0.1	< 0.8	< 0.2	2.7	< 0.4	< 2	0.36	< 2	364	854	0.124	0.218	0.020	0.124	0.021	< 0.03	0.026	< 0.04	0.024
1л	< 0.1	< 0.8	< 0.2	1.4	< 0.4	< 2	0.43	< 2	373	1007	0.116	0.159	0.016	0.054	< 0.03	< 0.03	0.032	< 0.04	< 0.04
2	Сенявинские																		
2а	< 0.01	< 0.05	< 0.08	< 0.04	0.064	0.42	< 0.09	< 0.06	58.1	15.9	0.23	0.42	0.045	0.11	< 0.006	< 0.007	0.013	< 0.006	< 0.008
2б	< 0.01	< 0.05	< 0.08	< 0.04	0.065	0.29	< 0.09	< 0.06	56.9	16.5	0.17	0.32	0.036	0.082	< 0.006	< 0.007	< 0.007	< 0.006	< 0.008
2в	< 0.1	< 0.8	< 0.2	0.2	0.1	0.3	0.03	< 0.06	44.4	32.4	0.074	0.121	0.015	0.042	0.010	< 0.007	0.008	0.0009	0.0054
3	Аракамиченские																		
3а	< 0.01	< 0.05	< 0.08	< 0.04	0.084	0.21	< 0.09	< 0.06	59.6	104	0.094	0.17	0.018	0.049	< 0.006	< 0.007	< 0.007	< 0.006	< 0.008
3в	< 0.1	< 0.8	< 0.2	0.5	0.1	0.2	0.1	< 0.06	74.9	87.1	1.0	2.5	0.24	0.89	0.18	0.02	0.16	0.02	0.12
4	Кивакские																		
4а	< 0.02	< 0.1	< 0.03	< 0.08	< 0.08	< 0.4	< 0.1	< 0.3	96.5	618	< 0.11	< 0.015	< 0.008	< 0.01	< 0.007	< 0.007	< 0.008	< 0.008	< 0.008
4б	< 0.1	< 0.8	< 0.2	< 0.08	0.1	< 0.4	0.1	< 0.3	59.1	460	< 0.11	< 0.015	< 0.008	< 0.01	< 0.007	< 0.007	< 0.008	< 0.008	< 0.008
27	Нунямуевские Верхние																		
27а	< 0.1	< 0.8	< 0.2	0.2	0.40	0.2	0.1	< 0.3	8.9	112.8	0.55	1.2	0.133	0.492	0.109	0.005	0.112	0.014	0.079
27б	< 0.1	< 0.8	< 0.2	0.1	0.18	2.5	0.3	< 0.3	4.9	202.3	23.1	35.0	4.6	9.9	0.040	< 0.007	0.54	0.036	0.083
28	Синевские																		
28а	< 0.1	< 0.8	< 0.2	7.9	0.213	1.0	0.089	< 0.3	69	571	0.20	0.205	0.0208	0.105	0.027	0.075	0.038		0.0274
29	Гетлягинские																		
29а	< 0.1	< 0.8	< 0.2	0.2	< 0.4	0.3	0.05	< 0.3	97	186	0.2237	0.3581	0.0389	0.1503	0.0318	< 0.007	0.0261	0.0034	0.0207
29б	< 0.1	< 0.8	< 0.2	0.8	< 0.4	< 0.4	0.03	< 0.3	117	198	0.0647	0.0953	0.0114	0.0487	0.0108	< 0.007	0.0072	0.0019	0.0088
5	Восточный район																		
5	Кукунские																		
5а	< 0.02	< 0.1	< 0.03	< 0.08	< 0.08	< 0.4	0.2	< 0.3	594	488	< 0.11	0.12	0.015	0.039	< 0.007	< 0.007	< 0.008	< 0.008	< 0.008
5б	< 0.2	< 0.7	< 0.04	< 0.2	< 0.2	< 0.5	< 0.2	< 0.5	389	415	< 0.11	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.02
5д	< 0.02	< 0.1	< 0.03	< 0.08	< 0.08	< 0.4	0.2	< 0.3	474	404	< 0.11	0.079	< 0.008	< 0.01	< 0.007	< 0.007	< 0.008	< 0.008	< 0.008
5е	< 0.2	< 0.7	< 0.04	< 0.09	< 0.2	< 0.5	< 0.2	< 0.5	330	374	< 0.02	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.02

Приложение 1. Продолжение

NN групп/ Индекс образца	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
9 Дежневские																			
9a	< 0.1	< 0.8	< 0.2	< 0.4	< 0.4	< 2	< 1	< 2	3044	781	< 0.5	< 0.08	< 0.04	< 0.08	< 0.03	< 0.03	< 0.04	< 0.04	< 0.04
9б	< 0.1	< 0.8	< 0.2	< 0.4	< 0.4	< 2	< 1	< 2	2859	512	< 0.5	< 0.08	< 0.04	< 0.08	< 0.03	< 0.03	< 0.04	< 0.04	< 0.04
9в	< 0.1	< 0.8	< 0.2	< 0.4	< 0.4	< 2	< 1	< 2	2572	525	< 0.5	< 0.08	< 0.04	< 0.08	< 0.03	< 0.03	< 0.04	< 0.04	< 0.04
9с	< 0.1	< 0.8	< 0.2	< 0.4	< 0.4	< 2	< 1	< 2	1892	834	< 0.5	< 0.08	< 0.04	< 0.08	< 0.03	< 0.03	< 0.04	< 0.04	< 0.04
18 Пыкелуньевские																			
18a	0.28	< 0.8	< 0.2	< 0.4	< 0.4	< 2	< 1	< 2	< 50	41.9	< 0.5	< 0.08	< 0.04	< 0.08	< 0.03	< 0.03	< 0.04	< 0.04	< 0.04
19 Танатапские																			
19a	< 0.6	< 0.8	< 0.2	0.015	< 0.4	< 2	0.073	< 2	< 50	2.0	0.0054	0.0064	< 0.04	< 0.08	< 0.03	< 0.03	< 0.04	< 0.04	< 0.04
20 Мамкинские																			
20a	< 0.6	< 0.8	< 0.2	< 0.4	< 0.4	< 2	< 1	< 2	< 50	1.9	0.0064	< 0.08	< 0.04	0.011	< 0.03	< 0.03	< 0.04	< 0.04	< 0.04
25 Итыгвеемские																			
25a	< 0.6	< 0.8	< 0.2	< 0.4	< 0.4	2.3	< 1	< 2	59.4	139	< 0.5	< 0.08	< 0.04	< 0.08	< 0.03	< 0.03	< 0.04	< 0.04	< 0.04
22 Утавеемские																			
22a	< 0.6	< 0.8	< 0.2	< 0.4	< 0.4	< 2	< 1	< 2	< 50	207	1.2	2.6	0.26	1.0	0.21	0.032	0.21	0.028	0.17
23 Лево-Гарьявеемские																			
23a	< 0.6	< 0.8	< 0.2	< 0.4	< 0.4	< 2	< 1	< 2	296	89.6	0.34	0.44	0.059	0.17	< 0.03	< 0.03	< 0.04	< 0.04	< 0.04
24 Кооленьские																			
24a	< 0.6	< 0.8	< 0.2	0.057	0.076	0.42	0.11	< 2	0.36	210	0.15	0.24	0.025	0.098	0.016	< 0.03	0.017	< 0.04	0.009
Северный район																			
10 Нешканские																			
10a	< 0.6	< 3	< 8	< 0.4	< 0.9	< 2	< 1	< 2	2166	4412	< 0.06	< 0.09	< 0.04	< 0.07	< 0.04	< 0.08	< 0.04	< 0.06	< 0.09
12 Куб																			
12a	< 0.2	< 0.7	< 0.04	< 0.09	< 0.2	1.0	0.72	< 0.5	918	209	< 0.02	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.02
13 Вытхытаявеемские																			
13a	< 0.2	< 0.7	< 0.04	< 0.09	< 0.2	< 0.5	< 0.2	< 0.5	675	667	< 0.02	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.02
13б	< 0.2	< 0.7	< 0.04	< 0.09	< 0.2	< 0.5	< 0.2	< 0.5	365	459	< 0.02	0.034	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.02
14 Оранжевые																			
14a	< 0.6	< 3	< 8	< 0.4	< 0.9	< 2	< 1	< 2	1204	1004	< 0.06	< 0.09	< 0.04	< 0.07	< 0.04	< 0.08	< 0.04	< 0.06	< 0.09
14б	< 0.6	< 3	< 8	< 0.4	< 0.9	< 2	< 1	< 2	1204	861	1.1	1.1	0.22	0.41	< 0.04	< 0.08	< 0.04	< 0.06	< 0.09
11 Тэюкейские																			
11a	< 0.6	< 3	< 8	< 0.4	< 0.9	< 2	< 1	< 2	475	2209	< 0.06	< 0.09	< 0.04	< 0.07	< 0.04	< 0.08	< 0.04	< 0.06	< 0.09
11б	< 0.6	< 3	< 8	< 0.4	< 0.9	< 2	< 1	< 2	< 475	84.1	0.15	0.21	0.03	0.12	0.021	< 0.08	0.025	< 0.06	0.014
21 Лево-Теньинваамские																			
21a	< 0.6	< 3	< 8	< 0.4	< 0.9	< 2	< 1	< 2	155	209	< 0.5	< 0.09	< 0.04	< 0.08	< 0.04	< 0.08	< 0.04	< 0.06	< 0.09

Приложение 1. Продолжение

NN групп/ Индекс образца	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
КМД																			
6 Мечигменские																			
6a	< 0.02	< 0.1	< 0.03	< 0.08	< 0.08	< 0.4	0.3	< 0.3	379	574	< 0.11	< 0.015	< 0.008	< 0.01	< 0.007	< 0.007	< 0.008	< 0.008	< 0.008
6a	< 0.02	< 0.1	< 0.03	< 0.08	< 0.08	< 0.4	1.0	< 0.3	391	581	< 0.11	< 0.015	< 0.008	< 0.01	< 0.007	< 0.007	< 0.008	< 0.008	< 0.008
6д	< 0.02	< 0.1	< 0.03	0.12	< 0.08	< 0.4	0.6	< 0.3	346	606	0.1680	0.3230	0.0315	0.1164	0.0304		0.0365	0.0075	0.0282
7 Бабушкины Очки																			
7a	< 0.05	< 0.5	< 0.08	< 0.2	< 0.2	< 0.9	< 0.3	< 0.8	483	48.6	< 0.3	< 0.04	< 0.02	< 0.04	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	0.050
7б	< 0.6	< 3	< 8	< 0.4	< 0.9	< 2	< 1	< 2	381	61.9	< 0.06	< 0.09	< 0.04	< 0.07	< 0.04	< 0.08	< 0.04	< 0.06	< 0.09
7в	< 0.05	< 0.5	< 0.08	< 0.2	< 0.2	< 0.9	< 0.3	< 0.8	528	48.3	< 0.3	< 0.04	< 0.02	< 0.04	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02
7д	< 0.05	< 0.5	< 0.08	< 0.2	< 0.2	< 0.9	< 0.3	< 0.8	516	39.8	< 0.3	0.18	< 0.02	0.087	< 0.02	< 0.02	0.080	< 0.02	0.13
7е	< 0.05	< 0.5	< 0.08	< 0.2	< 0.2	< 0.9	0.1	< 0.8	475	72.9	1.0	1.67	0.20	0.55	0.045	0.028	0.137	0.028	0.179
8 Туманные																			
8a	< 0.02	< 0.1	< 0.03	< 0.08	< 0.08	< 0.4	0.45	< 0.3	402	389	< 0.11	0.056	< 0.008	0.031	< 0.007	< 0.007	< 0.008	< 0.008	< 0.008
8б	< 0.02	< 0.1	< 0.03	< 0.08	< 0.08	< 0.4	0.18	< 0.3	256	183	< 0.11	< 0.015	< 0.008	< 0.01	< 0.007	< 0.007	< 0.008	< 0.008	< 0.008
8в	< 0.02	< 0.1	< 0.03	0.59	< 0.08	< 0.4	0.2	< 0.3	254	203	0.0776	0.084	0.0083	0.032	0.015	< 0.007	0.089	0.0195	0.25
15 Ынтыэвеемские																			
15a	< 0.2	< 0.7	< 0.04	< 0.09	< 0.2	< 0.5	< 0.2	< 0.5	28.3	5.7	< 0.02	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.02
15б	< 0.2	< 0.7	< 0.04	< 0.09	< 0.2	< 0.5	0.1	< 0.5	45	10.7	0.049	0.070	0.009	0.038	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	0.015
16 Арэнышкынаамские																			
16a	< 0.2	< 0.7	< 0.04	< 0.09	< 0.2	< 0.5	< 0.2	< 0.5	31.8	153	< 0.02	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.02
16б				1.244			0.127		132.235	234	0.724	1.064	0.132	0.445	0.0464	< 0.02	0.096	0.0158	0.1244
17 Нэлынгевеемские																			
17a	< 0.2	< 0.7	< 0.04	< 0.09	< 0.2	< 0.5	< 0.2	< 0.5	50	29.5	< 0.02	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.01	< 0.02	< 0.02
17б	< 0.2	< 0.7	< 0.04	< 0.09	< 0.2	< 0.5	< 0.2	< 0.5	71	38.0	0.48	1.027	0.134	0.547	0.114	0.029	0.173	0.026	0.155
30 Ступенчатые																			
30a	< 0.2	< 0.7	< 0.04	0.48	0.13	< 0.5	0.045	< 0.5	137	24.0	0.108	0.278	0.030	0.118	0.027	0.007	0.048	0.008	0.066
31 Ионийские (газовые)																			
31a	< 0.2	< 0.7	< 0.04	< 0.09	< 0.2	< 0.5	0.184	< 0.5	220	74.8	0.19	0.35	0.041	0.20	0.037	< 0.02	0.074	0.013	0.082
32 Ионийские (минеральные)																			
32б	< 0.2	< 0.7	< 0.04	< 0.09	< 0.2	< 0.5	0.116	< 0.5	345	59.4	1.2	2.10	0.23	0.92	0.21	0.03	0.21	0.03	0.188
33 Печигтанваамские																			
33a	< 0.2	< 0.7	< 0.04	0.26	0.03	0.1	0.035	< 0.5	141	33.9	0.036	0.0601	0.008	0.0201	0.0038	< 0.02	0.0037	0.0005	0.005
26 Круговые																			
26a	< 0.6	< 3	< 8	< 0.4	< 0.9	< 2	< 1	< 2	560	197	< 0.5	< 0.09	< 0.04	< 0.08	< 0.04	< 0.08	< 0.04	< 0.06	< 0.09

Приложение 1. Продолжение

NN групп/ Индекс образца	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Th	U
Южный район																			
1	Чаплинские																		
1а	< 0.02	< 0.04	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	16.0	< 0.02	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.2	< 0.4	4.5	< 1.1	< 0.07	< 0.2	< 0.04
1б	< 0.02	< 0.04	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	15.6	< 0.02	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.2	< 0.4	4.2	< 1.1	< 0.07	< 0.2	< 0.04
1в	< 0.02	< 0.04	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	12.7	< 0.02	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.2	< 0.4	3.9	< 1.1	< 0.07	< 0.2	< 0.04
1г	< 0.02	< 0.04	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	16.0	< 0.02	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.2	13.4	3.8	1.5	< 0.07	< 0.2	< 0.04
1д	< 0.02	< 0.04	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	14.8	< 0.02	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.2	< 0.4	4.4	< 1.1	< 0.07	< 0.2	< 0.04
1е	0.006	< 0.04	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	14.1	< 0.02	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.2	10.7	4.7	2.0	< 0.07	< 0.2	0.021
1л	0.004	0.014	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	15.1	< 0.02	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.2	13.1	4.0	1.2	< 0.07	< 0.2	< 0.04
2	Сенявинские																		
2а	< 0.003	< 0.007	< 0.008	< 0.006	< 0.005	< 0.02	< 0.03	30.0	< 0.006	< 0.03	< 0.007	< 0.01	< 0.04	< 0.2	0.26	0.34	< 0.04	< 0.03	< 0.008
2б	< 0.003	< 0.007	< 0.008	< 0.006	< 0.005	< 0.02	< 0.03	30.4	< 0.006	< 0.03	< 0.007	< 0.01	< 0.04	< 0.2	0.24	0.19	< 0.04	0.027	0.29
2в	0.0010	0.003	0.00037	0.0034	0.0006	0.021	< 0.03	16.1	< 0.006	< 0.03	< 0.007	< 0.01	< 0.04	7.0	0.25	1.08	0.010	0.027	0.011
3	Аракамченские																		
3а	< 0.003	< 0.007	< 0.008	< 0.006	< 0.005	< 0.02	< 0.03	18.8	< 0.006	< 0.03	< 0.007	< 0.01	< 0.04	< 0.2	0.32	< 0.1	< 0.04	< 0.03	0.23
3в	0.02	0.06	0.01	0.05	0.01	0.04	0.01	11.5	< 0.006	< 0.03	< 0.007	< 0.01	< 0.04	6.9	0.36	2.13	0.06	0.51	0.47
4	Кивакские																		
4а	< 0.004	< 0.007	< 0.006	< 0.007	< 0.004	< 0.01	< 0.01	5.8	< 0.003	< 0.01	< 0.004	< 0.002	< 0.05	< 0.07	0.79	< 0.2	< 0.01	< 0.03	< 0.009
4б	< 0.004	< 0.007	< 0.006	< 0.007	< 0.004	< 0.01	0.021	5.0	< 0.003	< 0.01	< 0.004	< 0.002	< 0.05	< 0.07	0.59	< 0.2	< 0.01	< 0.03	< 0.009
27	Нуямуевские Верхние																		
27а	0.012	0.034	0.005	0.028	0.004	0.011	< 0.01	6.0	< 0.003	< 0.01	< 0.004	< 0.002	< 0.05	2.8	0.22	4.3	0.07	0.14	0.34
27б	0.0071	0.0285	0.0017	0.011	0.0021	0.0084	< 0.01	5.5	< 0.003	< 0.01	< 0.004	< 0.002	< 0.05	2.5	0.13	8.2	0.049	0.06	0.49
28	Спиевские																		
28а	0.0039	0.0076	< 0.008	< 0.006	< 0.005	< 0.02	< 0.03	2.191	< 0.003	< 0.01	< 0.004	< 0.002	< 0.05	3.8	0.902	2.2	< 0.01	< 0.03	0.13
29	Гетлягинское																		
29а	0.0038	0.0098	0.0010	0.0066	0.0009	0.0059	< 0.01	13.5	< 0.003	< 0.01	< 0.004	< 0.002	< 0.05	9.2	0.7	1.08	< 0.01	0.048	0.043
29б	0.0020	0.0036	< 0.008	< 0.006	< 0.005	< 0.02	< 0.03	21.5	< 0.003	< 0.01	< 0.004	< 0.002	< 0.05	5.8	0.9	0.44	< 0.01	0.019	0.038
5	Восточный район																		
5	Кукуньские																		
5а	< 0.004	< 0.007	< 0.006	< 0.007	< 0.004	< 0.01	< 0.01	15.0	< 0.003	< 0.01	< 0.004	< 0.002	< 0.05	< 0.07	3.6	< 0.2	< 0.01	< 0.03	1.4
5б	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.01	< 0.01	< 0.02	15.10	< 0.03	< 0.01	< 0.01	< 0.03	< 0.05	< 0.07	3.4	< 0.2	< 0.04	< 0.03	2.0
5д	< 0.004	< 0.007	< 0.006	< 0.007	< 0.004	< 0.01	< 0.01	11.7	< 0.003	< 0.01	< 0.004	< 0.002	< 0.05	< 0.07	2.9	< 0.2	< 0.01	< 0.03	1.9
5е	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.01	< 0.01	< 0.02	14.0	< 0.03	< 0.01	< 0.01	< 0.03	< 0.03	0.41	1.7	0.95	< 0.04	< 0.02	2.2

Приложение 1. Продолжение

NN групп/ Индекс образца	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Th	U
9 Дежневские																			
9a	< 0.02	< 0.04	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	11.9	< 0.02	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.2	< 0.4	13.5	< 1.1	< 0.07	< 0.2	< 0.04
9б	< 0.02	< 0.04	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	12.2	< 0.02	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.2	< 0.4	12.2	< 1.1	< 0.07	< 0.2	0.11
9в	< 0.02	< 0.04	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	9.1	< 0.02	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.2	< 0.4	11.1	< 1.1	< 0.07	< 0.2	0.52
9с	< 0.02	< 0.04	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	11.0	< 0.02	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.2	< 0.4	12.0	< 1.1	< 0.07	< 0.2	< 0.04
18 Пыкелуньвеемские																			
18a	< 0.02	< 0.04	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	< 8	< 0.03	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.3	< 0.4	< 0.1	1.4	< 0.07	< 0.2	1.6
19 Танатанские																			
19a	< 0.02	< 0.04	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	0.061	< 0.03	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.3	< 0.4	< 0.1	< 1.1	< 0.07	< 0.2	0.75
20 Мамкинские																			
20a	< 0.02	< 0.04	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	0.140	< 0.03	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.3	< 0.4	< 0.1	< 1.1	< 0.07	< 0.2	0.073
25 Итыгвеемские																			
25a	< 0.02	< 0.04	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	< 8	< 0.03	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.3	< 0.4	< 0.1	< 1.1	< 0.07	< 0.2	0.75
22 Утавеемские																			
22a	0.033	0.088	< 0.03	0.095	0.016	< 0.07	< 0.05	0.11	< 0.03	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.3	< 0.4	< 0.1	< 1.1	< 0.07	0.31	0.52
23 Лево-Гарьявеемские																			
23a	< 0.02	< 0.04	< 0.03	< 0.03	< 0.02	< 0.07	< 0.05	0.43	< 0.03	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.3	< 0.4	0.19	< 1.1	< 0.07	< 0.2	0.65
24 Кооленьские																			
24a	< 0.02	0.006	< 0.03	0.0078	< 0.02	< 0.07	< 0.05	0.027	< 0.03	< 0.06	< 0.02	< 0.02	< 0.3	0.07	< 0.1	6.1	< 0.07	0.016	0.034
Северный район																			
10 Нешканские																			
10a	< 0.07	< 0.07	< 0.08	< 0.08	< 0.06	< 0.04	< 0.08	2.5	< 8	< 0.04	< 0.02	< 8	< 8	< 1	16.6	< 1	< 0.2	< 0.08	< 0.04
12 Куб																			
12a	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.01	< 0.01	< 0.02	25.5	< 0.03	< 0.01	< 0.01	< 0.03	< 0.03	0.50	0.6	0.77	< 0.04	< 0.02	0.39
13 Вытытиявеемские																			
13a	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.01	< 0.01	< 0.02	23.0	< 0.03	< 0.01	< 0.01	< 0.03	< 0.03	< 8	1.9	0.70	< 0.04	< 0.02	0.014
13б	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.01	< 0.01	< 0.02	10.6	< 0.03	< 0.01	< 0.01	< 0.03	< 0.03	< 8	0.98	< 0.7	< 0.04	< 0.02	< 0.01
14 Оранжевые																			
14a	< 0.07	< 0.07	< 0.08	< 0.08	< 0.06	< 0.04	< 0.08	< 0.4	< 8	< 0.04	< 0.02	< 8	< 8	< 1	4.4	< 1	< 0.2	< 0.08	0.21
14б	< 0.07	< 0.07	< 0.08	< 0.08	< 0.06	< 0.04	< 0.08	< 0.4	< 8	< 0.01	< 0.02	< 8	< 8	< 1	8.6	< 1	< 0.2	< 0.08	0.50
11 Тэюкэйские																			
11a	< 0.07	< 0.07	< 0.08	< 0.08	< 0.06	< 0.04	< 0.08	0.50	< 8	< 0.04	< 0.02	< 8	< 8	< 1	0.40	6.4	< 0.2	< 0.08	0.45
11б	< 0.07	0.013	< 0.08	0.017	< 0.06	< 0.04	< 0.08	< 0.4	< 8	< 0.04	< 0.02	< 8	< 8	< 1	7.3	< 1	< 0.2	< 0.08	0.18
21 Лево-Теньинваамские																			
21a	< 0.07	< 0.07	< 0.08	< 0.08	< 0.06	< 0.04	< 0.08	1.3	< 8	< 0.06	< 0.02	< 8	< 8	< 8	0.75	< 1	< 0.2	< 0.08	0.088

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава 1. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ.....	10
1.1. КЛИМАТ И ГЕОТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ.....	10
1.2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ	14
1.3. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ.....	20
Глава 2. СОДЕРЖАНИЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ.....	26
2.1. ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	26
2.2. ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	28
Глава 3. ОПИСАНИЕ ИСТОЧНИКОВ	32
3.1 ЮЖНЫЙ РАЙОН.....	34
3.2. ВОСТОЧНЫЙ РАЙОН.....	67
3.3. СЕВЕРНЫЙ РАЙОН	87
3.4. КОЛЮЧИНСКО-МЕЧИГМЕНСКАЯ ДЕПРЕССИЯ (КМД).....	101
Глава 4. СОСТАВ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД.....	130
4.1 МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГИДРОТЕРМ	130
4.2. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ H_2O	141
Глава 5. КОМПОНЕНТЫ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ.....	158
5.1. СОСТАВ СВОБОДНОЙ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ.....	159
5.2. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГАЗОВ	167
Глава 6. ТЕМПЕРАТУРЫ ГИДРОТЕРМ	183
6.1. ИЗМЕРЕННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОД	183
6.2. ТЕМПЕРАТУРА В ГЛУБИННЫХ РЕЗЕРВУАРАХ ГИДРОТЕРМ	188
6.3. ВОЗМОЖНОСТИ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ	190
Глава 7. ГЕНЕЗИС ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ЧУКОТКИ	192
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	197
ЛИТЕРАТУРА.....	200
ПРИЛОЖЕНИЕ	208

CONTENTS

INTRODUCTION.....	5
Chapter 1. NATURAL CONDITIONS.....	10
1.1. CLIMATE AND GEOTEMPERTATURAL FIELD	10
1.2. GEOLOGICAL STRUCTURE.....	14
1.3. UNDERGROUND WATERS.....	20
Chapter 2. RESEARCH WORK: MATERIALS AND METHODS.....	26
2.1. FIELD STUDIES	26
2.2. LABORATORY RESEARCH.....	28
Chapter 3. THERMAL SPRINGS: DESCRIPTION.....	32
3.1 SOUTHERN REGION	34
3.2. EASTERN REGION	67
3.3. NORTHERN REGION.....	87
3.4. KOLUCHINSKO-MECHIGMEN DEPRESSION (KMD).....	101
Chapter 4. MINERAL WATER COMPOSITION	130
4.1 MINERALIZATION OF THERMAL WATERS.....	130
4.2. ISOTOPIC COMPOSITION OF H ₂ O.....	141
Chapter 5. COMPONENTS OF THE GASE PHASE	158
5.1. FREE GAS PHASE COMPOSITION	159
5.2. GASES: ISOTOPIC COMPOSITION AND ORIGIN	167
Chapter 6. TEMPERATURES OF THERMAL WATERS	183
6.1. MEASURED WATER TEMPERATURES.....	183
6.2. TEMPERATURE IN THE DEEP HYDROTHERMAL RESERVOIRS.....	188
6.3. PROSPECTS OF DEVELOPMENT AND USE.....	190
Chapter 7. ORIGIN OF CHUKOTKA THERMAL WATERS	192
CONCLUSION.....	197
REFERENCES	200
APPENDIX	208

Научное издание

**Борис Григорьевич Поляк,
Василий Юрьевич Лаврушин,
Андрей Львович Чешко,
Ольга Евгеньевна Киквадзе**

Термы Чукотки

Компьютерная верстка и дизайн
О.Б. Вереина (Поляк)

Подписано к печати 06.12.2022

Формати 60х90 1/8. Бумага офсетная 1,80 г/м²
Печать офсетная.

Уч.-изд. 29,0 л. Усл.-печ. 28,0 л. Тираж 300 экз.

ООО «Издательство ГЕОС»
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел. (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91
e-mail: geos-books@yandex.ru; www.geos-books.ru