

С.И.НАБОКО

**МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ
СОВРЕМЕННЫХ
ГИДРОТЕРМ
В ОБЛАСТЯХ
ТЕКТОНО-
МАГМАТИЧЕСКОЙ
АКТИВНОСТИ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

С.И. НАБОКО


3691

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ
СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ
В ОБЛАСТЯХ
ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ
АКТИВНОСТИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1980



Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. Набоко С.И. М.: Наука, 1980 г.

В монографии рассмотрены вопросы металлоносности термальных вод, минеральных осадков и метасоматитов областей активного вулканизма в основном на примере Камчатки. Показаны особенности металлоносности термальных вод (и продуктов их реакций) активных вулканов и областей разгрузки гидротермальных систем. Дана характеристика современного мышьяково-сурьмяно-ртутного рудопроявления, поведения некоторых элементов при взаимодействии термальной воды и породы. Рассмотрены вопросы миграции и концентрации металлов в условиях разгрузки гидротермальных систем.

Илл. 19. Табл. 45. Библ. 111 назв.

Ответственный редактор

В.М. СУГРОБОВ

ВВЕДЕНИЕ

Современные гидротермальные растворы областей тектоно-магматической активности, где возможны прямые определения их физико-химических параметров, продолжают интересовать широкий круг исследователей. Рудоотложение и нефтепроявления в областях разгрузки гидротермальных систем усилили интерес к ним геологов-рудников и нефтяников.

Закономерности современных гидротермальных минерало- и рудообразующих процессов, происходящих в областях сейсмической и вулканической активности, отражают условия формирования лишь определенного генетического типа из всего многообразия эндогенных гидротермальных месторождений. Однако познание этих месторождений имеет существенное теоретическое и практическое значение для рудной геологии так как позволяет разработать критерии распознавания такого типа рудопроявлений в древних вулканогенных формациях, восстановить для них геологическую и геохимическую обстановку эпохи формирования и дать оценку промышленной перспективности.

Геологические условия современного гидротермального процесса, состав и свойства термальных вод, характер минерало- и рудообразования для областей современного вулканизма всего мира сходны, поэтому рассмотрение их в пределах Камчатки для выявления общих закономерностей металлоносности гидротерм вполне правомочно.

Изучение металлоносности современного гидротермального процесса на Камчатке стало возможным благодаря предварительным и весьма успешным исследованиям В.В. Иванова, В.В. Аверьева, Г.А. Голевой, В.М. Сугрובה, Е.А. Вакина, В.И. Белоусова, Г.Ф. Пилипенко, Н.Г. Сугробовой, Б.Г. Поляка, В.И. Кононова, Т.П. Кирсановой, Ю.Ф. Манухина, Ю.А. Краевого, О.Г. Воробьева, Б.В. Стыриковича и многих других гидрогеологов, определивших геологические позиции, тепловую мощность, гидрохимию термальных вод и перспективы их энергетического использования. Последнее направление работ способствовало разбурированию геотермальных месторождений, что позволило изучить процессы взаимодействия термальной воды и породы в недрах гидротермальных систем.

К настоящему времени уже достаточно полно освещены некоторые аспекты проблем минералообразования и метасоматизма в областях разгрузки гидротермальных систем (работы Б.И. Пийпа, С.И. Набоко, С.Ф. Главатских, Г.А. Карпова, Ю.П. Трухина, В.В. Пет-

ГЛАВА I

ТИПИЗАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

В областях тектоно-магматической активности синхронно во времени и пространстве развиваются магматические и гидротермальные процессы, сопоставимые по энергетическому, тепловому, геологическому и геохимическому эффектам их действия. В результате в таких областях одновременно создаются вулканогенная и метасоматическая формации с рудопроявлениями.

При типизации гидротермальных процессов, гидротермальных систем, гидротерм, термальных источников областей тектоно-магматической активности должны учитываться геолого-структурный и геохимический факторы, характер минеральных осадков, характер металлоносности и рудообразования.

Под гидротермальными процессами мы понимаем всю совокупность явлений в недрах гидротермальных систем и в областях их разгрузки, включая дифференциацию гидротерм, взаимодействие раствора с породой - геохимические и минералогические преобразования.

Гидротермальными системами в настоящее время считают термомали верхних частей земной поверхности в областях современного вулканизма, приуроченные к определенным геологическим структурам и характеризующиеся поверхностной гидротермальной активностью (Белюсов, Сутробов, 1976). Верхние части гидротермальных систем тесно связаны с окружающими подземными водами и находятся в условиях водонапорного режима, поэтому гидротермальные системы рассматриваются как высокотемпературные водонапорные системы. Возникают они в земной коре при внедрении в водоносные слои глубинного теплоносителя - надкритического водного флюида (Аверьев, 1966). Развивая эти представления, мы предполагаем, что в областях тектоно-магматической активности длительное время существует аномальный тепломассопоток, реализующийся в благоприятных гидрогеологических условиях в виде гидротермальных систем с областями разгрузки термальных вод на поверхности Земли.

Под гидротермальными растворами - гидротермами - мы понимаем газово-жидкие растворы, циркулирующие в недрах гидротермальных систем. Термальные воды - это гидротермы, вышедшие из глубин Земли на ее поверхность. Разделение на гидротермы и термальные воды целесообразно и аналогично разделению силикатных расплавов на магу и лаву. Лава - это магма, излившаяся на поверхность Земли и потерявшая часть летучих; термальные воды -

это гидротермы, вышедшие на поверхность Земли и частично потерявшие газы.

Гидротермальные минералообразующие процессы в областях тектоно-магматической активности развиваются в трех геологических и геохимических обстановках: 1) на вулканах, находящихся на магматической стадии активности; 2) на вулканах, находящихся на гидротермальной стадии активности; 3) в областях разгрузки гидротермальных систем. Все они протекают синхронно во времени и пространстве, генетически связаны единым магматическим источником питания растворов, но резко различаются физико-химическими параметрами и соответственно минералообразующим и метасоматическим эффектами. Различия в составе, минерализации, температуре, кислотности-щелочности, окислительно-восстановительных свойствах, металлоносности растворов определяются глубиной, на которой летучие - эндогенный флюид - выделяются из магмы, т.е. глубиной локализации магмы (табл. 1).

На вулканах, находящихся на магматической стадии активности, летучие выделяются из магмы в процессе перемещения ее эруптивным актом на поверхность Земли, т.е. в условиях снижения давления вплоть до атмосферного. Вулканические газы и их конденсаты (магматические воды, по классификации Ивасаки) - первично кислые ($\text{pH} < 1$), галоидные, сернокислотные высокоминерализованные (до 20 г/л). К настоящему времени накоплено довольно много сведений об их составе, однако Большое трещинное Толбачинское извержение 1975-1976 гг., с его быстрым подъемом на поверхность базальтовой магмы из подкоровых глубин (Федотов и др., 1978) и с длительным излиянием жидкостных базальтов, позволило отобразить из расплава с температурой 1050°C уникальную коллекцию магматических газов и их конденсатов и дать полную геохимическую характеристику этих продуктов (Меняйлов, Никитина и др., 1976; 1977). Для них оказались характерными высокие содержания металлов, свойственные эндогенным месторождениям как основных магм (медь, хром, ванадий, кобальт, никель, платиноиды); так и гранитоидов (свинец, цинк, мышьяк, сурьма, олово, золото). По всей видимости, при совмещении базальтовой магмы с поверхностью Земли из нее в различных соединениях отделялись металлы, обладающие в этих условиях максимальной летучестью и не отражающие полностью геохимической специализации основной магмы. Чем более магма насыщена водой, как, например, базальтовый расплав Толбачинского извержения 1975-1976 гг., тем интенсивнее в парогазовую фазу переходят металлы. Металлы летучих при охлаждении частично концентрируются в минеральных возгонах, которые в общем отражают их состав. Большая часть металлов разносится в аэрозолях вокруг эруптивного центра и обогащает вулканогенно-осадочные образования вокруг вулканического аппарата. В благоприятных подводных условиях такой процесс должен привести к формированию эндогенного пневматолито-гидротермально-осадочного рудного месторождения сложного состава. Второй тип гидротермальных про-

Таблица 1.

Типизация гидротерм

Генетический тип	Распространение	Происхождение	Химический тип	Состав эндогенных летучих	
					Первичные
На вулканах в гидротермальной стадии активности	Естественные конденсаты магматических газов	Кислые галоидно-сульфатные	То же		
Магматогенные	В областях разгрузки гидротермальных систем	Эндогенный флюид, внедренный в подземные воды, первичные гидротермы	Близинейтральные перегретые хлоридные натриевые	NaCl, KCl, CO ₂ , H ₂ S, N ₂ , H ₂ , NH ₃ - хлоридный щелочнометалльный флюид	
		Дифференциаты первичных гидротерм	Близинейтральные и кислые с аммонием	Из перегретых хлоридных натриевых гидротерм с H ₂ S и CO ₂	
Вторичные	На вулканах в гидротермальной стадии активности	Окисленные конденсаты магматических газов	Кислые сульфатные сложного состава	H ₂ S, CO ₂	
	В областях разгрузки гидротермальных систем	Окисленные конденсаты гидротермального пара	То же	CO ₂ , H ₂ S	
	На старых полях гидротермально измененных пород	В результате окисления серосодержащих компонентов пород	"	"	

Состав растворов, параметры					Металлы	Месторождения
ионный	газовый	pH	M, г/л	T°C		
H ⁺ , Cl ⁻ , F ⁻ , SO ₄ ²⁻	H ₂ , CO ₂ , H ₂ S и др.	<1	1-20	1150-300	(Cu, Zn, Pb) > (As, Sb) и др.	Вулканы Толбачик, Мутновский, Карымский и др.
То же	CO ₂ , H ₂ S и др.	<1	2-20	>100	То же	Вулкан Эбеко и др.
Na ⁺ , K ⁺ , Li ⁺ , Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻ , SO ₄ ²⁻	CO ₂ , H ₂ S, N ₂ , H ₂ , CH ₄	6-8	1-5	>100	(As, Sb) > Cu, Zn, Pb	Паужетское, Долина Гейзеров, кальдера Узон, Горячий Пляж и др.
NH ₄ ⁺ , Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , Al ³⁺ , SO ₄ ²⁻	H ₂ S, CO ₂	3-4	2-3	<100	Cu, Zn, Pb, Mo	То же
SO ₄ ²⁻ , Cl ⁻ , Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Al ³⁺ , Fe ³⁺ , Fe ²⁺	То же	3-4	~3	<100	Cu, Zn, Pb и др.	Вулкан Эбеко и др.
SO ₄ ²⁻ , Al ³⁺ , Fe ²⁺ , Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺	H ₂ S	3-4	~3	<100	То же	Паужетское, кальдера Узон
SO ₄ ²⁻ , Al ³⁺ , Fe ³⁺ , Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺	То же	3-4	~3	~10	То же	Вулкан Кихпинич и др.

цессов развивается на вулканах, находящихся на гидротермальной стадии активности. В отечественной литературе эти процессы наиболее полно описаны на примере периодически извергающегося (фреатические извержения) вулкана Эбеко (о. Парамушир) К.К. Зеленовым, Е.К. Мархининым, Р.И. Ткаченко, Г.Г. Храмовой, Л.П. Никитиной и др.

Для вулкана Эбеко характерны кислые и ультракислые (рН до 0,65), высокоминерализованные (до 20 и более г/л), галоидные и галоидно-сульфатные естественные и искусственные конденсаты. Их состав и металлоносность в общем сходны с таковыми искусственных конденсатов магматических газов базальтового расплава Толбачикского извержения 1975–1976 гг. Это подтверждает то, что гидротермы вулканов типа Эбеко являются конденсатами летучих из магмы приповерхностной части активной магматической колонны. Естественные конденсатные воды Эбеко обогащены медью и цинком при подчиненном содержании мышьяка и сурьмы.

Гидротермальные процессы третьего типа протекают в областях разгрузки гидротермальных систем. На Камчатке они локализованы в пределах грабен-синклинали Восточной, Южной и Центральной вулканических зон и контролируются положением действующих вулканов и активных разломных зон (Трухин, Петрова, 1977). Такие гидротермы мы определяем как магматогенные в отличие от двух первых, собственно магматических. Летучие, по представлению В.В. Аверьева, С.И. Набоко и других авторов в виде эндогенного флюида мигрируют из подкоровых базальтовых магм и в конкретных гидрогеологических структурах реализуются в гидротермальные системы с областями разгрузки гидротерм. Из глубинных маг генерируется щелочнометалльно-галоидный флюид, при конденсации которого образуются хлоридные натриевые близнейтральные перегретые воды со специфической металлоносностью, отличной от гидротерм, возникающих под влиянием летучих из близповерхностных магм. Такие термальные воды имеют более стационарный режим, минерализацию в пределах 3–5 г/л, рН 6–8. Для гидротерм Камчатки, как и для всего Тихоокеанского подвижного пояса, характерна преобладающая мышьяково-сурьяно-ртутная с золотом и серебром минерализация при невысоких концентрациях меди, свинца, цинка и других халькофильных элементов. Концентрации мышьяка, сурьмы, золота, битумов обеспечивают в благоприятных гидрогеологических условиях формирование современного мышьяково-сурьяно-ртутного рудопоявления с золотом, серебром и нефтью. Подобный тип рудопоявления мы определяем как эндогенный гидротермальный, приповерхностный с мантийной генерацией металлоносного флюида. Эндогенная природа основной массы компонентов в перегретых хлоридных натриевых и более сложного состава гидротермах областей тектоно-магматической активности определяется с различной степенью доказательности тепловыми, энергетическими (Аверьев, 1966) и геохимическими особенностями, в том числе по элементам-индикаторам (Арсанова, 1974; Трухин, Шувалов, 1979).

Как правило, в областях тектоно-магматической активности одновременно возникают гидротермы с различными физико-химическими параметрами. Определяется это двумя факторами. Главный из них — это глубина, на которой происходит отделение летучих из магматического расплава. Из субповерхностных магм выделяются летучие кислоты, при конденсации которых образуются ультракислые растворы. Из глубоко залегающих подкорковых магм выделяется щелочнометаллический хлоридный флюид и под его воздействием формируются близонейтральные хлоридные натриевые гидротермы. Они не могут, эволюционируя, переходить одни в другие, но их проявления на поверхности могут быть сближены. Вторым фактором, определяющим вариации состава термальных вод, является эволюция гидротерм в субповерхностных условиях. В случае магматических гидротерм она определяется дифференцированным выделением летучих из магмы-лавы в зависимости от растворимости летучих; для магматогенных гидротерм эта эволюция вызывается процессами дегазации, вскипания, конденсации гидротермального пара и смешения с подземными и грунтовыми водами, окисления, происходящими в областях разгрузки гидротермальных систем.

Разнообразие одновременно образующихся термальных вод с резко различными физико-химическими параметрами обуславливает и одновременное возникновение различных химических типов минеральных осадков, метасоматических фаций и минеральных ассоциаций.

В основу типизации современных гидротермальных систем может быть положен геолого-структурный фактор, определяющий локализацию гидротерм, температурный режим и условия разгрузки. По этому принципу В.И. Белоусовым и В.М. Сугробовым (1976) выделены: паужетско-вайракейский тип, высокотемпературный; паратунский тип, более низкотемпературный и подтип Лардарелло, имеющий геологическое строение, подобное паратунскому типу, но характеризующийся такими же высокими тепловыми параметрами, как и паужетско-вайракейский (названия типов даны по наиболее характерным геотермальным месторождениям).

При типизации гидротермальных источников учитывается возраст гидротермальных систем. Еще Б.И. Пийп (1937) выделил две основные группы термальных источников: 1) свежие — наиболее молодые и 2) метаморфизованные. Последние, по Б.И. Пийпу, соответствуют водам, отделившимся от магматических интрузий на поздней стадии их остывания. Возрастной принцип в некоторой степени учитывался при геохимической типизации термальных вод Г.И. Арсановой (1974). В первую группу она отнесла гидротермальные системы областей современного вулканизма; вторая группа представлена древними источниками, связанными с областями, где активный вулканизм проявился не позднее неогенового-раннечетвертичного времени; третья группа связана с областями развития неогенового-раннечетвертичного вулканизма.

Наиболее популярной до настоящего времени остается классификация термальных вод (Иванов, 1965) по газовому составу, учиты-

вающая также их генезис. В.В. Иванов выделяет: 1) сероводородно-углекислые фумарольные термы, формирующиеся в окислительной обстановке действующих вулканов; 2) азотно-углекислые термы, которые образуются в глубинной восстановительной обстановке в аномально высоких геотермических условиях, создаваемых тепловыми потоками от активных вулканических очагов; 3) углекислые термы, возникающие в глубинной восстановительной обстановке в сфере воздействия термометаморфических процессов; 4) азотные термы, формирующиеся в восстановительной обстановке вне зависимости от влияния магматических и термометаморфических процессов. Гидрохимический принцип заложен в основу классификации О.Г. Воробьева, Г.А. Голевой, В.И. Кононова, Б.В. Стыриковича (1972), Е.А. Баскова, С.Н. Сурикова (1975).

В последнее время предпринята попытка типизации термальных вод на геохимической основе. Г.А. Арсановой удачно использованы редкие щелочи в качестве индикатора генезиса гидротерм и выделены три группы термальных источников. В первую группу она относит термальные воды с высоким содержанием редких щелочей с выдержанным отношением $Li/Rb/Cs = 100/9/10$. Вторая группа объединяет термальные воды с максимальными содержаниями редких щелочей и отношениями их, близкими к таковым первой группы; к третьей группе относятся термальные воды с низкими содержаниями щелочей и широким диапазоном колебаний их отношений.

Ю.П. Трухин и Р.А. Шувалов привлекают бор-хлорное отношение. Независимо от принципа, который положен в основу типизации термальных вод областей активного вулканизма, набор конкретных месторождений термальных вод Камчатки, иллюстрирующий типы, выделенные разными авторами, остается постоянным. Это свидетельствует об объективности предложенных типизаций.

Для определения закономерностей метасоматоза, минерало- и рудообразования основными характеристиками термальных вод служат их состав и температура. Не претендуя на создание новой классификации, мы разделяем термальные воды по химическому принципу, выделяя среди них пять основных химических типов.

Первый тип - перегретые хлоридные натриевые воды. Температура их на глубине первых десятков метров выше $100^{\circ}C$, на поверхности воды кипят. Минерализация невысокая, около 3 г/л. Характеризуются большими содержаниями Si, K, B, Li, Cs, Rb, As, Sb. Отношения Cl/Na ; Cl/B ; Cl/S ; $Li/Cs/Rb$ близки к постоянным. Среди газов присутствуют CO_2 , H_2S , N_2 , H_2 , NH_3 , углеводороды. На выходе отлагаются кремнистые осадки. Обладают высоким дебитом и тепловой мощностью. По возрасту относятся к наиболее молодым, послеледниковым (около 10 000 лет). По структурному фактору соответствуют паужетско-вайракейскому типу (В.И. Белоусов, В.М. Сугробов, 1976); по газовому составу - азотно-углекислому типу термальных вод глубинного формирования (В.В. Иванов, 1960); по геохимическому принципу - первой группе термальных вод с высоким содержанием редких щелочей и выдержан-

ным отношением Li/Rb/Cs (Г.И. Арсанова, 1974). Наиболее типичными являются термальные воды месторождений Паужетского, Долины Гейзеров, кальдеры Узон (табл. 2).

Второй тип – гидрокарбонатные аммонийные и сульфатные аммонийные термальные воды. Они представляют собой конденсаты гидротермального пара, отделившегося из перегретых гидротерм паужетско-вайракейского типа при их глубинном вскипании и дегазации. Обладают температурой конденсации пара. Характеризуются весьма низкой минерализацией (менее 1 г/л), близонейтральной реакцией. Окисленные сульфатные аммонийные конденсаты имеют более сложный состав, они кислые, с повышенной минерализацией. В газах преобладают H_2S , CO_2 . Сопровождаются кремнисто-серными, серными и кремнисто-сульфидными осадками. Наиболее типичными являются источники вулканических массивов Кошелевского, Камбального и Большого Семьячика.

Третий тип – перегретые хлоридно-сульфатные натриевые воды. Характеризуются заниженной минерализацией (менее 2 г/л), долей хлоридной натриевой компоненты, концентрацией Si, B, Li, Cs, Rb, As, Sb; непостоянными отношениями Cl/Na, Na/K; Cl/B; Li/Cs/Rb. Среди газов преобладает азот, отмечается дефицит сероводорода. На выходах отлагаются кремнистые и кремнисто-карбонатные осадки. По возрасту относятся к более древним, чем предыдущие, гидротермальным системам (100 000 лет). Наиболее типичными представителями являются Больше-Баннные и Апальские термальные источники. Соответствуют большебанному подтипу В.И. Белоусова, азотным термам глубинного формирования В.В. Иванова и третьей группе гидротерм с пониженным содержанием редких щелочей Г.И. Арсановой.

Четвертый тип – горячие хлоридные натриевые воды. Имеют температуру ниже $100^{\circ}C$, повышенную минерализацию, среди газов преобладает CO_2 , отмечается дефицит H_2S . Для вод этого типа характерны повышенные содержания K, Si, B, Li, Cs, Rb, As, Sb, Sr. Сопровождаются обильными карбонатными осадками. Предполагается, что гидротермальные системы этого типа действуют начиная с плиоцена (Пийп, 1937). С паужетско-вайракейским типом их сближает хлоридный натриевый состав, высокие концентрации Si, B, редких щелочей и сходные Li/Rb/Cs отношения; отличаются более низкие температуры. Соответствуют углекислым термам глубинного формирования по В.В. Иванову, второй группе гидротерм с высоким содержанием редких щелочей по Г.И. Арсановой. Наиболее типичными являются Налачевские, Шапинские, Пушинские термальные источники.

Пятый тип объединяет большую группу горячих и теплых вод сложного состава, низкой минерализации. Среди газов преобладает азот, присутствует углекислый газ. Специфические компоненты – B, As, Sb и другие – присутствуют в водах, но в более низких концентрациях. Возможно разделение этих вод на ряд химических подтипов, что и делают многочисленные исследователи. По возрасту воды являются наиболее древними.

Таблица 2

Типизация термальных вод областей разгрузки гидротермальных систем

Химический тип	Происхождение	Состав и параметры					M, г/л
		в газах	в растворе	T, °C	pH		
1	2	3	4	5	6	7	
1. Перегретые хлоридные натриевые	Конденсат эндогенного флюида, растворенный в подземных водах	CO ₂ , H ₂ S, N ₂ , CH ₄	Cl ⁻ , Na ⁺ , H ₂ SiO ₃	>100	7-9	2-3	
2. Конденсатные гидрокарбонатные аммонийные, сульфатные аммонийные	Конденсат гидротермального пара	CO ₂ , H ₂ S, NH ₃	HCO ₃ ⁻ , NH ₄ ⁺	~100	7	0,2	
Конденсатные окисленные сульфатные сложного состава	Окисленный конденсат гидротермального пара	CO ₂ , H ₂ S	SO ₄ ²⁻ , H ⁺ , Al ³⁺ , Fe ³⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Na ⁺ , K ⁺ , NH ₄ ⁺	<100	3-5	~2	
3. Перегретые хлоридно-сульфатные натриевые	Конденсат эндогенного флюида, растворенный в подземных водах	N ₂ , CO ₂	SO ₄ ²⁻ , Cl ⁻ , Na ⁺ , H ₂ SiO ₃	>100	6-9	1-1,5	
4. Горячие хлоридные натриевые	То же	CO ₂ , N ₂	Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻ , SO ₄ ²⁻ , Na ⁺	<100	6-8	3-7	
5. Горячие хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые	Подземные воды с малой долей эндогенного флюида	N ₂ , CO ₂	SO ₄ ²⁻ , Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻ , Na ⁺ , Ca ²⁺	<100	6-8	1-3,5	
Горячие и теплые сульфатно-гидрокарбонатные натриевые	То же	То же	Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻ , SO ₄ ²⁻ , Na ⁺ , Ca ²⁺	≤60	7-8	2-3	
6. Холодные сульфатные	Окисление гидротермально измененных пород		SO ₄ ²⁻ , Fe ²⁺ , Al ³⁺ , Fe ³⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Na ⁺ , K ⁺	5-10	3-4	5	

Атомные отношения					Специфические компоненты	Химический тип осадка термальной воды	Месторождения	Возраст гидротермальных систем
Na/K	Na/Cl	S/Cl	B/Cl	Li/Rb/Cs				
8	9	10	11	12	13	14	15	16
19	~1	0,07	0,1	100:9:8	Si, B, Li, Rb, Cs, As, Sb, Hg, Au, Ag, Ge	Кремнистые, сульфидные	Паужетское, кальдеры Узон, Долины Гейзеров, Киреунское	Последний (10 000 лет)
-	-	-	-	-	Si, B, As, Hg	-	Кошелевского массива, вулкана Бурлящий	Современные
-	-	-	-	-	Si, Zn, Cu, Mo, Pb	Кремнистые серные, сульфидные	Паужетское, кальдеры Узон, Долины Гейзеров	То же
30	~5	1,7	0,09	100:9:12	Si, B, Li, Rb, Cs, As, Sb, Hg, Au	Кремнистые, карбонатные	Большее Банное, Апапельское	Доленский (100 000 лет)
11	1	0,1	0,15	100:9:14	Si, B, Li, Rb, Cs, As, Sb, Hg	Карбонатные окисные	Налачевское, Шапкинское	>100 000 лет
80	3	1,6	0,1	100:1,5-1	Si, B, Li, Cs, Rb, As	То же	Паратунское, Начикинское и др.	Длительно действующие (>1 000 000 лет)
60	~7	1,1	0,2	100:5:3	То же	Карбонатные	Окисное и др.	То же
3	-	-	-	-	Весьма разнообразные	Кремнистые серные	Вулкана Кихлинич и др.	Современные

Одновременно широкое развитие имеют холодные и слаботеплые кислые сульфатные воды, возникающие при окислении серусодержащих минералов на участках молодых и древних гидротермально измененных пород (шестой тип). В пользу генетического единства перечисленных химических типов термальных вод гидротермальных систем областей активного вулканизма свидетельствуют факты проявления всех типов вод в пределах разгрузки некоторых гидротермальных систем перегретых хлоридных натриевых вод паужетско-вайракейского типа. Особенно ярко это проявлено в кальдере Узон (Пилипенко, 1974; Набоко, 1974). Там, по субвертикальному разлому разгружаются перегретые хлоридные натриевые воды; в промежуточной зоне развиты воды почти всех химических типов, перечисленных выше; к периферии, к повышенным участкам рельефа приурочены конденсатные аммонийные гидрокарбонатные и окисленные аммонийные сульфатные и более сложного состава термальные воды. Таким образом, разнообразие химических типов термальных вод, развитых в областях разгрузки гидротермальных систем Камчатки, как и других областей проявления активного вулканизма, обязано своим происхождением процессам приповерхностной дифференциации глубинных гидротерм, восходящих по разломным зонам. Эти гидротермы сходны по составу с перегретыми хлоридными щелочнометалльными водами с H_2S , CO_2 , NH_3 , N_2 , H_2 и углеводородами. В благоприятных гидрогеологических условиях такие растворы достигают поверхности в виде слабо измененных гидротерм. Перегретые воды молодых (последнециковых) гидротермальных систем, таких, как кальдера Узон, Долина Гейзеров, Паужетская, имеют наиболее чистый хлоридный натриевый состав. Перегретые воды более древних гидротермальных систем (доледниковых), таких, как Больше-Банная, Апапельская, имеют усложненный хлоридносульфатный натриевый состав и дефицит сероводорода. Более низкие температуру и минерализацию, усложненный ионный и упрощенный газовый состав, пониженную металлонность имеют термальные воды наиболее древних систем, развитых в районах потухшего вулканизма.

В некоторых конкретных геологических структурах третичные гидротермальные процессы продолжались в течение всего четвертичного периода. За это время вулканизм изменился от массовых излияний платобазальтов и андезитов до образования крупных вулканотектонических структур с развитием в них кислого вулканизма и стратовулканов с дифференцированными лавами и, наконец, до массовых излияний базальтов ареального типа, знаменующих начало нового вулканического цикла (Эрлих, 1973). В таких случаях возникают трудности в определении генетических связей гидротермальных процессов с определенным типом вулканизма, не говоря уже о связях с конкретными вулканами. С последними, как мы говорили ранее, связаны магматические газы и конденсатные воды.

И активный вулканизм, и гидротермальная деятельность, по всей видимости, вызываются процессами в верхней мантии и контроли-

1598

руются долгоживущими разломами коры. Гидротермальный процесс по сравнению с конкретным циклом вулканизма, активной жизнью вулканов растянут во времени, предшествует вулканизму и завершает его и в силу большей миграционной способности газогидротерм на поверхности Земли имеет большую плотность и распространенность. Так, например, в современную эпоху на Камчатке действуют не более 30 вулканов, но более 100 групп термальных источников как в Восточной зоне активного вулканизма, так и в Центральной зоне потухшего вулканизма. В обеих зонах источники приурочены к крупным вулcano-тектоническим структурам, контролируются долгоживущими разломами фундамента; термальные воды имеют сходные состав и геохимические особенности (заражены бором, фтором, редкими щелочами, мышьяком, сурьмой и ртутью). Различия заключаются в том, что в зоне активного вулканизма по сравнению с зоной потухшего вулканизма повышены тепловая мощность гидротермальных систем и плотность термоаномалий; на активных вулканах проявляются собственно магматические воды, развито большее количество молодых послеледниковых гидротермальных систем с перегретыми хлоридными натриевыми водами и повышена роль в газах водорода, сероводорода и углекислоты. Эти закономерности подчеркивают смещение гидротермальной активности вкост вулканической дуги в восточном направлении, отражая смещение в этом направлении тектоно-магматической активности. Утверждение о мантийном источнике эндогенного флюида, определяющего формирование гидротермальных систем, метасоматоза и рудообразования в областях разгрузки этих систем вызывает трудности при разделении гидротермальных рудных месторождений на плутогенные и вулканогенные, как это делают многие исследователи.

На выходах термальных вод, по ходу термальных ручьев и рек, в местах их смешения с водами других составов и температуры образуются обильные минеральные осадки, различные химически и минералогически. В гидротермах компоненты находятся в истинном растворе или коллоидном состоянии. При выходе гидротерм на поверхность Земли в силу резкого изменения их физико-химических параметров, в первую очередь T° , pH, Eh, в растворах нарушается равновесие и происходит выпадение в осадок солей, сосуществующих рассеянные в растворе элементы. В результате образуются осадки сложного состава, часто рудоносные. Вниз по течению термальных ручьев и рек происходит дифференцированное осаждение солей, определяющее возникновение горизонтальной зональности при осадкообразовании. В то же время в процессе эволюции растворов и при сезонных колебаниях в разрезах осадков может проявиться вертикальная зональность. Часть компонентов и при выходе гидротерм на поверхность остается равновесной с растворами (особенно это относится к кислым и ультракислым термальным водам) и мигрирует с участков проявления активных гидротермальных процессов. В условиях слияния таких потоков с водами, имеющими отличные физико-химические параметры (воды рек, озер, моря и океана),

происходит массовое образование минеральных взвесей, переходящих в осадок. Этим сказывается влияние субаэральных гидротермальных процессов на осадконакопление в водных бассейнах. Особенно эффективен вынос компонентов с островных дуг, где обеспечен короткий путь миграции компонентов от истоков термальных потоков до бассейна седиментации (Никитина, 1978). Таким образом, хемогенная гидротермальная составляющая должна играть существенную роль в осадках шельфа. Одновременно на процесс осадконакопления в водных бассейнах областей тектоно-магматической активности большое влияние оказывают гидротермальные растворы, восходящие по разломным зонам дна океанов и других водоемов. В силу особого контраста между физико-химическими параметрами гидротерм и вод бассейнов на границе их смешения должно происходить особенно интенсивное высаживание компонентов гидротерм и образование хемогенных осадков, в том числе рудоносных; должна наблюдаться ограниченная их локализация с минимальным рассеянием компонентов исходных гидротерм.

Следовательно, образование осадков термальных вод в областях тектоно-магматической активности происходит

I. В субаэральных условиях: 1) на участках проявления гидротермальных процессов с интенсивным рассеянием водотоками компонентов гидротерм; 2) в кратерных водоемах, где сопровождается концентрированием металлов и серы.

II. В подводных условиях: 1) при впадении в водоемы термальных рек, мигрирующих с участков развития гидротермальных процессов на суше; 2) в водных бассейнах, в участках выхода гидротерм по разломным зонам дна; 3) в ареалах активного подводного вулканизма.

На вулканах, находящихся на гидротермальной стадии активности, и в областях разгрузки гидротермальных систем формируются рудопроявления, поэтому мы вправе определять гидротермы — термальные воды областей активного вулканизма — как рудообразующие.

Осаждение рудных минералов в ассоциации с нерудными определяется изменением физико-химических параметров растворов по мере их фильтрации к поверхности. В открытых гидротермальных системах ведущими факторами, определяющими резкое изменение физико-химических параметров гидротерм, являются вскипание и дегазация, окисление и охлаждение термальных вод, а также положение уровня грунтовых вод. На этих барьерах особенно резко меняются температура, кислотность-щелочность растворов, их окислительно-восстановительный потенциал, режим углекислоты и серы, происходит максимальное осаждение рудных компонентов.

В силу открытости гидротермальных систем в областях активного вулканизма и сейсмичности в субаэральных условиях не создаются особо крупные месторождения, несмотря на то, что концентрация металлов в гидротермах, механизм и масштабы выноса металлов могут их обеспечить. Рассеяние металлов в общем превалирует

ет над их концентрированием. Для рудообразования необходимы благоприятные условия. Такими условиями реализации металлоносных магматических и магматогенных гидротерм в рудные месторождения являются, во-первых, обстановка: подводная (водоемы) и суб-подводная (высокий уровень грунтовых вод) и, во-вторых, одновременное с осаждением захоронение осадков.

Образование и преобразование гидротерм протекают в различных термодинамических и геохимических обстановках: 1) в абиссальной обстановке формируется эндогенный флюид; 2) в гипабиссальной — гидротермы; 3) в субвулканической происходит вскипание и дегазация гидротерм, и одновременно существуют водный раствор и пар; 4) в приповерхностной обстановке происходит конденсация гидротермального пара. На поверхности Земли могут проявиться гидротермы, термальные воды, потерявшие часть газов, и конденсатные воды, реализующие часть гидротермального пара. Большие массы гидротермального пара рассеиваются в атмосфере. На барьерах термодинамических и геохимических зон должны происходить максимальная переработка пород, минерало- и рудообразование.

Геологический эффект гидротермальных процессов в областях тектоно-магматической активности выражается в развитии крупных сложнопостроенных тел гидротермально измененных пород из закономерно сочетающихся минеральных фаций. Совокупность минеральных ассоциаций, их характер, вертикальная и горизонтальная зональности для всех областей активного вулканизма мира сходны. Это определяется близостью геологических и физико-химических условий формирования фаций.

В недрах большинства действующих гидротермальных систем мира гидротермальное изменение пород похоже на пропилитовое изменение. По вулканическим, вулканогенно-осадочным породам основного, среднего и кислого состава, в их пустотах и трещинах развиваются гидротермальные минералы: хлорит, гидрослюда, монтмориллонит, цеолиты, кварц, альбит, адуляр, кальцит, пренит, эпидот, актинолит, сульфиды. Породы приобретают зеленый цвет или оттенок за счет новообразованных хлорита, эпидота, монтмориллонита, гидрослюда. Вопрос о возможности выделения совокупности пород в новейшую метасоматическую формацию по структурно-вещественным признакам нами решается положительно. Формация имеет широкое распространение и фиксирует мощные и многочисленные термоаномалии, реализованные в гидротермальные системы с областями разгрузки. Приурочены они к областям тектоно-магматической активности — тектоно-флюидному циклу. Последний термин введен Э.А. Ланда (1975) на основе представлений Г.А. Поспелова о флюидитах. Такая гидротермальная метасоматическая формация в пространстве представляется локально-региональной, состоящей из разобщенных зонально построенных тел значительного диаметра (до ста километров и более), уходящих на значительные глубины в области генерации гидротерм. Гидротермальный метасоматоз пород начинается при появлении воды, т.е. конденсации эндогенного

флюида. Форма метасоматических тел сложная и контролируется динамикой фильтрующихся растворов. Она определяется двумя элементами — зонами разлома и проницаемостью пород и поэтому метасоматическая формация сочетает в себе секущие вертикальные или наклонные тела (фиксируют зоны разлома) и согласные пластовые тела (фиксируют хорошо проницаемые породы, обычно туфы).

Одной из характеристик новейшей метасоматической формации (как и других формаций) является зональность, выраженная закономерным сочетанием минеральных ассоциаций или метасоматических фаций. Под метасоматической фацией, в соответствии с представлениями В.А. Жарикова, понимается совокупность пород, образовавшихся в различных зонах метасоматической колонки в результате комплекса изменений. Последние связаны с воздействием определенного типа растворов при определенных значениях независимых параметров, характеризующих термодинамические свойства системы. Метасоматическая формация при этом выступает как совокупность закономерно связанных метасоматических фаций. Примечательной особенностью описанных нами новейшей и современной метасоматических формаций является сочетание в пространстве одновременно образующихся минеральных фаций. По вещественному составу они относятся к разным формациям, выделенным Н.И. Наконником, Д.П. Рундквистом и др., — пропилитовой, аргиллизитовой, щелочной, вторичных кварцитов. По такому сочетанию фаций новейшая метасоматическая формация является весьма сложной. В то же время в областях разгрузки гидротермальных систем в интервале изученных нами глубин 0–1400 м наибольший объем занимают пропилиты, они же слагают внутреннюю (осевую) зону области разгрузки гидротерм. Принимая представление, что метасоматическая формация определяется по метасоматитам, слагающим внутреннюю зону (Рундквист, Павлова, 1975), измененные породы в областях разгрузки гидротермальных систем должны быть отнесены к пропилитовой формации. Остальные минеральные фации, в том числе щелочная (кварц-адуляровая), аргиллизитовая и кислотного выщелачивания, — к фациям, сопровождающим пропилиты.

По температурным условиям большинством исследователей выделяются следующие стадии пропилитизации: 1) высокотемпературная актинолит-эпидот-альбитовая; 2) среднетемпературная эпидот-хлорит-альбитовая и 3) низкотемпературные хлорит-карбонатная, хлорит-адуляровая и хлорит-цеолитовая. Эти стадии соответствуют гипабиссальным, субвулканическим и приповерхностным условиям глубинности процесса. В соответствии с такой градацией пропилиты областей разгрузки гидротермальных систем областей активного вулканизма в изученном нами интервале глубин 0–1400 м относятся к средне- и низкотемпературной пропилитизации субвулканической и приповерхностной фаций глубинности. При этом минеральные ассоциации определяются в первую очередь температурным фактором и не строго подчиняются фактору глубинности.

Ряд исследователей утверждают, что пропилиты гипабиссальных фаций (1,5–3 км) представлены минеральными ассоциациями, имеющими широкий диапазон температур образования, от среднетемпературных эпидот–актинолиновой ступени, до низкотемпературных кальцит–альбитовой ступени. Пропилиты субвулканической фации глубинности (0,8–1,5 км) сложены низкотемпературными минералами, редко эпидотом и актинолитом. Пропилиты приповерхностной фации (0,3–0,8 км) сложены исключительно низкотемпературными ассоциациями. Вблизи и на поверхности Земли пропилиты не образуются (Русинов, 1966). В пропилитизированных породах областей тектоно–магматической активности на пути восходящего гидротермального потока весь комплекс гидротермальных минералов – от высокотемпературных (эпидот, актинолит) до низкотемпературных – совмещен в изученном интервале глубинности (0–1,4 км). При приближении высокотемпературной изотермы к поверхности высокотемпературная ассоциация минералов также приближается к поверхности. Эпидот, альбит, пренит, хлорит и актинолит ассоциируют с более низкотемпературными гидротермальными минералами – адуляром, цеолитами, кальцитом, гидрослюдой, монтмориллонитом – по всему разрезу вплоть до поверхности аналогично ассоциациям высокотемпературной ступени региональной пропилитизации только гипабиссальных условий глубинности.

Таким образом, следует отметить резкое несоответствие положения близотемпературных ассоциаций минералов в вертикальных разрезах областей региональной пропилитизации, диагенеза и областей разгрузки гидротермальных систем и тенденции приближения в последних высокотемпературных ассоциаций минералов к поверхности. Это вызвано открытостью гидротермальных систем и соответственно активным переносом тепла. При этом зоны разнотемпературных минеральных ассоциаций (фации) имеют меньшую мощность и в разрезах сближены. Вне термовыводящих зон (зон разлома и пород с повышенной проницаемостью) распределение гидротермальных минералов в разрезах гидротермальных систем подчиняется фактору глубинности. В соответствии с этим в областях разгрузки гидротермальных систем в пространстве совмещаются колонки с различной вертикальной метасоматической зональностью.

В пределах новейшей метасоматической формации в зависимости от состава, отражающего относительно устойчивые физико–химические условия реакций раствор–порода, к ранее выделенной фации пропилитов дополняются цеолитовая фация пропилитов, кварц–адуляровая фация пропилитов, аргиллизитовая фация пропилитов. В них ведущие минералы из группы цеолитов, полевых шпатов, глинистых минералов в различных соотношениях ассоциируют как между собой, так и с типичными минералами пропилитов – хлоритом, эпидотом, пренитом, кальцитом, альбитом, пиритом.

На глубинах ниже зоны парообразования и дегазации растворов при процессе взаимодействия "раствор–порода" существенного привноса–выноса элементов не происходит. На характер гидротермаль-

ного минералообразования влияют температура и давление, т.е. уровень глубинности процесса. В зоне дегазации и парообразования вступают в силу химические свойства элементов, в том числе большая активность калия, чем натрия. В результате взаимодействия "раствор-порода" калий, редкие щелочи и кремний поступают из раствора в породу, т.е. протекает калиевый метасоматоз и окремнение пород. Одновременно порода обедняется натрием, щелочно-земельными элементами, железом. Однако в силу высокого дебита гидротерм и ограниченного объема породы, с которой контактирует раствор, поступление этих элементов из породы в гидротермы не существенно и не должно их резко изменить.

Иная картина наблюдается в зоне взаимодействия "вторичный кислый сульфатный раствор-порода". В этом случае из породы интенсивно выщелачиваются породообразующие и рудные элементы. При ограниченном объеме образующихся конденсатных кислых растворов, сопровождающих области разгрузки гидротермальных систем, влияние выщелоченных металлов на состав этих растворов может быть существенным. В зоне парообразования и дегазации гидротерм весьма характерно широкое развитие минералов, в состав которых входит калий, - адуляра, гидрослюда, алуниита и ярозита. Из калиевых минералов особенно типичным является адуляр. Он характерен не только для действующих гидротермальных систем, но обнаруживается и в пропилитах приповерхностной фации глубинности ряда древних месторождений; Д.С. Коржинский дополнил адуляром список типичных минералов пропилитов. В действующих гидротермальных системах адуляр выступает как индикатор смены физико-химических параметров гидротерм.

Распространение калишпатизации характерно для Вайракей и Вайотапу в Новой Зеландии, Стимбот и Солтон-Си в Калифорнии, Йеллоустонского парка в Северной Америке, Паужетки, Долины Гейзеров, кальдеры Узон и других месторождений Камчатки и Горячего Пляжа на о. Кунашир. В случае низких концентраций калия в растворе калишпатизация не типична.

Характеристика металлоносности метасоматитов областей разгрузки гидротермальных систем и активных вулканов имеет определенный практический интерес, освещает вопросы первичной рудоносности или безрудности метасоматитов и возможность использовать геохимическую специализацию метасоматитов для прогноза рудных месторождений. Сопоставление содержаний металлов в свежих вулканических породах, в термальных водах, гидротермально измененных породах в некоторой степени способствует определению источника металлов в гидротермах.

Все эти вопросы рассматриваются в следующих главах.

ГЛАВА II

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ, МИНЕРАЛЬНЫЕ ОСАДКИ, МЕТАСОМАТИТЫ И ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЧАТКИ

Характеристика месторождений термальных вод дана в соответствии с их типами, выделенными на основании геологического строения месторождения, состава термальных вод, минеральных осадков, гидротермально измененных пород и их металлоносности.

ПЕРЕГРЕТЫЕ ХЛОРИДНЫЕ НАТРИЕВЫЕ ВОДЫ, МИНЕРАЛЬНЫЕ ОСАДКИ, МЕТАСОМАТИТЫ И ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ

Перегретые хлоридные натриевые воды свойственны гидротермальным системам паужетско-вайракейского типа. Они обладают большой тепловой мощностью, широко эксплуатируются и соответственно наиболее изучены.

Паужетско-вайракейский тип, по В.И. Белоусову и В.М. Сугробову (1976), свойствен гидротермальным районам, приуроченным к молодым структурно-фациальным зонам вулканических областей, сложенных вулканогенно-осадочными образованиями плиоцен-четвертичного возраста. Продолжительность действия такого типа гидротермальных систем эти авторы оценивают в среднем около 10 000 лет.

Водовмещающие породы представлены псефитовыми туфами с невысокой активной пористостью; существенную роль в повышении фильтрационных свойств этой толщи играет трещиноватость пород. Водовмещающие толщи обычно перекрыты горизонтами плотных пород, представляющих собой верхний водоупор. Горизонтальное или слабонаклонное залегание вулканогенно-осадочных толщ, наличие водоупора, перекрывающего обводненные породы, препятствует интенсивному проникновению метеорных вод. Благодаря проницаемости водовмещающих пород создаются условия для бокового перемещения гидротерм в субповерхностных условиях; вследствие этого термоанамалии имеют значительную площадь, измеряемую десятками квадратных километров (Белоусов, Сугробов, Сугрובה, 1976). Это определяет площадную гидротермальную переработку пород, интенсивность которой зависит от проницаемости толщ. На Камчатке таким строением характеризуются гидротермальные системы Паужетская, Долины Гейзеров, кальдеры Узон, на Кунашире - Горячего Пляжа.

Перегретость термальных вод, наличие в их газовом составе сероводорода, углекислоты и аммония определяют возникновение в

области разгрузки подобных гидротермальных систем разных химических типов термальных вод — дифференциатов коренных глубинных гидротерм. Химическая дифференциация гидротермального потока впервые была рассмотрена В.В. Аверьевым и К.П. Флоренским на примере Паужетских источников, впоследствии — Г.Ф. Пилипенко и автором на примере кальдеры Узон. Основными факторами, определяющими химическую дифференциацию гидротерм, являются вскипание и дегазация в зоне транзита, в результате которых растворы ощелачиваются (за счет потери углекислоты), охлаждаются (при адиабатическом расширении) и концентрируются (теряется растворитель). При внедрении отделившихся пара и газа (особенно углекислого) в вышележащие слабообводненные горизонты пород формируются гидрокарбонатные натриево-кальциевые или гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые воды, дающие на поверхности теплые углекислые источники.

В участках более высокого гипсометрического положения (куполовидные и блоковые поднятия) в верхней части водоносного горизонта создаются особо благоприятные условия для подземного вскипания и дегазации гидротерм. При конденсации в поверхностных условиях глубинного гидротермального пара образуются близонейтральные конденсатные воды гидрокарбонатного аммонийного состава и их окисленные разности. На месторождениях формируется латеральная и вертикальная гидрохимическая зональность.

В зависимости от структуры месторождения латеральная зональность может быть линейной или концентрической. Линейная зональность образуется на месторождениях с наведенным термальным потоком. Тогда над областью восходящего по субвертикальным разломным зонам гидротермального потока, расположенной обычно в центральной части вулканического массива, проявятся конденсатные гидрокарбонатные аммонийные, сульфатные аммонийные термальные воды. Их будут сопровождать кремнисто-серные, кремнисто-сульфидные, сульфидные осадки и опаловые, опал-алунитовые и опал-каолинитовые породы кислотного выщелачивания. При транзите гидротермальных растворов по проницаемым псефитовым и агломератовым толщам, перекрытым водоупором, в случаях прорыва последнего газо-паровыми дериватами на поверхности возникают тоже конденсатные термальные воды. Их состав более сложен вследствие смешения с грунтовыми водами и окисления. При этом возникают кремнисто-серные, кремнисто-глинистые, кремнисто-железистые и карбонатные осадки и аргиллизированные породы. В пониженных участках рельефа у подножий вулканических массивов разгружается основная масса перегретых хлоридных натриевых вод, потерявших значительную часть летучих и рудную нагрузку. На выходах источников, особенно с гейзерным режимом действия, образуются гейзериты. Возникает линейное распределение различных химических типов термальных вод и их осадков: в областях разгрузки Паужетской гидротермальной системы от Камбального вулканического массива к р. Паужетке; в Долине Гейзеров — от вулканического мас-

сива Кихлиныч с серией термальных долей по бортам крутого русла р. Гейзерной к гейзерам в ее нижнем течении; на месторождении Горячий Пляж — от массива вулкана Менделеева к собственно Горячему Пляжу.

Концентрическая зональность возникает в случае такого строения геотермального месторождения, когда основная разгрузка гидротерм осуществляется над областью их генерации. Отделившийся при глубинном вскипании и дегазации гидротермальный пар по оперяющим основной разлом трещинам мигрирует к поверхности, и вокруг основной области разгрузки возникают дифференциаты гидротерм. Такая латеральная зональность характерна для кальдеры Узон.

Линейная и концентрическая зональность однотипных химических разновидностей термальных вод вокруг коренного потока перегретых хлоридных натриевых вод указывает на их генетическое единство. Основными причинами появления разнообразных по составу термальных вод являются дифференциация гидротерм и приповерхностный их метаморфизм в очаге разгрузки. Дифференциация вызвана: 1) подземным вскипанием гидротерм, их дегазацией, отделением парогазового дифференциата и его частичной конденсацией; 2) разбавлением гидротерм инфильтрационными и конденсатными водами; 3) концентрированием термальных вод вследствие испарения в бессточных кипящих водоемах; 4) накоплением естественных конденсатов парогазовых струй в бессточных котлах и водоемах с образованием кислых конденсатных вод выщелачивания (Пилипенко, 1976).

Геологическое строение геотермальных месторождений. Паужетская гидротермальная система. По последним данным (Белоусов, Сугробов, Сугрובה, 1976) Паужетский район расположен на границе двух структурно-фациальных зон — Западно- и Центрально-Камчатской — и является в совокупности с вулканами Камбальным, Кошелевским и др. частью окончания Восточно-Камчатской вулканической области. Вулканическая деятельность в Паужетском геотермальном районе закончилась в позднеголоценовое время излиянием лав базальтового состава, давших небольшие по объему лавовые и шлаковые конусы и отдельные лавовые потоки. Некоторые крупные вулканические центры — Камбальный, Кошелевский, Ильинский — действовали почти непрерывно с середины плицена до голоцена включительно, поставляя материал в вулканотектоническую впадину. В.И. Белоусов, В.М. Сугробов, Н.Г. Сугрובה подчеркивают особую роль длительной и интенсивной вулканической деятельности в формировании структуры геотермального района (Белоусов и др., 1976). Мы обращаем внимание на продолжение интенсивной гидротермальной деятельности после ослабления или прекращения активности вулканов.

Гидротермальная система, по данным этих авторов, приурочена к одной из крупнейших на Камчатке Паужетской вулканотектонической структуре. В современном виде она представляет собой пологий аккумулятивно-тектонический свод, имеющий в плане изомет-

рическую форму, диаметром около 70 км; в центральной его части сформирована вулcano-тектоническая депрессия размером 25 × 25 км. Нижний наиболее древний ярус представлен туфогенными песчаниками олигоцен-нижнесреднемиоценового (?) возраста. В комплекс пород среднего структурного яруса входят наземные вулканиды плиоцен-нижнеплейстоценового возраста, слагающие ряд крупных вулканических центров, расположенных по окраинам вулcano-тектонической впадины. Породы представлены туфами и туфобрекчиями с прослоями лав андезитового состава. Паужетскую впадину заполняют туфогенно-осадочные породы (пепловые, пепло-пемзовые туфы андезитового, дацитового и риолитового состава, принадлежащие к паужетской свите (поздний плиоцен-нижний плейстоцен). Толща сформировалась в условиях водного бассейна замкнутого типа. Верхний структурный ярус слагают породы ранне-, средне- и верхнеплейстоценового и голоценового возраста, которые формируют крупные и мелкие вулканы, экструзивные купола и пемзопирокластические потоки. В тектоническом строении района выделяются два структурных плана: более древний линейный и более молодой, наложенный на древний - сводово-кольцевой.

Паужетская гидротермальная система охватывает площадь Камбального хребта и почти всю долину р. Паужетки. По результатам опробования скважин была принята следующая схема гидрогеологического разреза месторождения (Белюсов и др., 1976). Верхний чехол аллювиальных валунно-галечных отложений заключает мощный грунтовый поток. Нижезалегающие слабопроницаемые пеплопсаммитовые туфы и туффиты представляют собой верхний относительный водоупор; под ними псефитовые туфы мощностью 180-240 м образуют основной водонапорный комплекс перегретых хлоридных натриевых вод, по составу аналогичных водам естественных выходов. Псефитовые туфы подстилаются слабопроницаемыми туфобрекчиями и спекшимися стекловатыми туфами, выступающими в виде относительного водоупора. Под ними залегают вулканомиктовые песчаники анавгайской серии, представляющие второй водоносный комплекс. Он включает менее дебитные термальные воды хлоридно-сульфатного натриево-кальциевого состава пониженной минерализации. Верхний водоносный комплекс гидравлически связан с нижним водоносным комплексом.

По данным измерения температуры (по площади и разрезам) была построена карта пьезометрической поверхности верхнего водоносного горизонта и сделано заключение, что движение высокотемпературных вод происходит в горизонтальном направлении с юго-восточного участка на запад к р. Паужетке (к зоне разгрузки). Следовательно, зона глубинной генерации перегретых хлоридных натриевых вод находится в стороне от зоны разгрузки - в недрах Камбального хребта. Собственно Паужетское месторождение относится к месторождениям с наведенным термальным потоком (Сугробов, Сугрובה, 1965). Термальная активность проявляется в самой разнообразной форме. На Паужетском поле наблюдаются го-

рячие и кипящие источники, мелкие гейзеры, паровые струи и участки прогретой почвы, связанные с разгрузкой перегретых гидротерм. На термальных полях Камбального хребта отмечаются в основном выходы пара. Пар, поступающий в заполненные грунтовыми и поверхностными водами участки, определяет образование кипящих и тепловых грязевых котлов и озерков. Общая разгрузка термальных вод выражается в 100 л/сек.

Гидротермальная система Долины Гейзеров. Представление о существовании кольцевой вулкано-тектонической депрессии, в которую включены кальдера Узон и Долина Гейзеров (Эрлих и др., 1974), основано на дешифрировании аэрофотоснимков. Оно подтвердилось, когда был установлен кальдерно-озерный генезис туфогенных слоистых отложений. В дальнейшем были уточнены этапы геологической истории этого района, выделены отложения докальдерного комплекса, синхронные данному кальдерообразующему этапу формирования депрессии, и отложения посткальдерного этапа развития. Породы докальдерного комплекса образуют фундамент аккумулятивных вулканических построек. Отложения главной кальдерообразующей фазы вулканизма, синхронные образованию вулкано-тектонической депрессии представлены игнимбритовыми покровами, кислыми экструзиями и потоками лавы. Отложения посткальдерного этапа представлены кислыми экструзиями, взрывными отложениями, проявлением базальтового вулканизма и многофазными озерными и озерно-пирокластическими отложениями, выполняющими Узон-Гейзерную депрессию. Главную роль в формировании озерных отложений играло поступление пемзопеплового материала, возможно, пирокластических потоков, которые переоткладывались в водной (озерной) среде. Характерными особенностями озерных отложений являются: широкое развитие тонких слоистых разностей при подчиненном положении пачек слоистых агломератовых пемзовых туфов, преобладание кислого пемзо-пеплового материала и отсутствие прослоев лав. На озерных отложениях, прорванных дайками базальта, несогласно залегают агломератовые пемзовые туфы, которые являются периферической частью пемзового покрова района сопки Открытой (Брайцева и др., 1974).

В геологическом строении самой Долины Гейзеров участвуют породы верхнеплиоценового и четвертичного возраста. Нижний комплекс сложен переслаивающимися вулканогенно-осадочными псефитовыми и псаммитовыми туфами и туфобрекчиями андезито-дацитового состава верхнеплиоценового или древнечетвертичного возраста. Их перекрывают лавы и туфы второго комплекса, к которому относятся некки, экструзии андезито-дацитов, а также дайки базальтов. Возраст этих пород средне- и верхнечетвертичный. Непосредственно на участках термопроявлений в бортах р. Гейзерной, по всей их 200-метровой толще вскрываются переслаивающиеся агломератовые, псефитовые, псаммитовые, алевролитовые и пелитовые пемзопепловые туфы андезито-дацита.

Верхний водоносный горизонт приурочен к псефитовым и псаммитовым пемзовым туфам. В его основании лежат плотные алевропелитовые туфы. Нижний водоносный горизонт под этими туфами представлен псефитовыми и псаммитовыми туфами и туфобрекчиями и включает основной гидротермальный поток.

Долина Гейзеров узким каньоном прорезает лавовое плато и толщу вулканогенно-осадочных пород. Р. Гейзерная круто спускается в р. Шумную: от верховья до места впадения превышение по вертикали составляет 400 м. В среднем течении р. Гейзерной, выше основных водопадов, левый склон Долины Гейзеров имеет множество термальных площадок с выходом парогазовых струй и термальных вод. Этот участок относится к термопроявлению Верхнегейзерному. В нижнем течении р. Гейзерной на протяжении 2 км расположены многочисленные источники с гейзерным режимом действия (собственно гейзеры Долины Гейзеров). На более высоких гипсометрических уровнях, непосредственно над крупными грифонами гейзеров, выходят парогазовые струи, и находятся термальные площадки с грязевыми котлами, горячими озерами. Разгрузка термальных вод в Долине Гейзеров выражается в 100 л/сек.

Узонская гидротермальная система приурочена к Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии. Последняя, наследуя тектонический режим Восточно-Камчатской грабен-синклинали, заложилась в ее приосевой части — в зоне развития группы вулканических сооружений (с проявлениями основного и кислого вулканизма) в раннем-среднем плейстоцене (Эрлих, 1973). На месте западной части современной депрессии в древнечетвертичное время существовал крупный щитовой вулкан, остатки которого в настоящее время хорошо прослеживаются в западном борту Узонской кальдеры (Пийп, 1937). По результатам исследований (Брайцева и др., 1974) разрез докальдерного комплекса на этом участке сложен чередующимися потоками оливин-двупироксеновых и пироксен-плагиоклазовых базальтов мощностью 1-17 м, редкими прослоями туфобрекчий того же состава мощностью 1-10 м. Хорошо прослеживается периклинальное залегание пород с падением под углом 5-15°.

На этот комплекс пород в среднечетвертичное время (в западном борту структуры) наложился поток основных лав различных стратовулканов; один из потоков принадлежит собственно вулкану Узон. В среднечетвертичное время, синхронно с образованием стратовулканов западного обрамления структуры, произошли извержения щитового вулкана. Вслед за излиянием громадной массы материала по кольцевым разломам была заложена вулканотектоническая депрессия (Аверьев и др., 1971), являющаяся своеобразной кальдерой обрушения. По геофизическим данным плоскость сброса имеет крутое падение; амплитуда сброса составляет 600-800 м.

Северо-западная часть Узонской кальдеры осложнена молодой котловиной диаметром до 5 км. По гравиметрическим исследованиям эта котловина имеет взрывную природу и дешифрируется в виде

воронки, которая имеет глубину не более 2 км и заполнена материалом пониженной плотности (Эрлих и др., 1974). Ко времени этой эксплозии здесь уже существовал озерный бассейн, в котором формировались алевропелитовые и псаммитовые туфы кислого состава. Материал для них поступал в результате интенсивной эксплозивной деятельности вулканов, расположенных по периферии депрессии (Крашенинникова, Кихпинч). Взрывная воронка заполнена раздробленными туфами и горизонтами агломератовых пемзовых туфов и туфобрекчий (Q_3^1). Самыми молодыми ($Q_3^2 - Q_3^3$) являются отложения последнего, третьего озера, представленные слоистыми алевролитовыми туфами. В это же время в западной части депрессии происходило внедрение экструзий дацитов (гора Белая и др.) и липаритов (плато Широкое). Последней вспышкой вулканизма в пределах кальдеры было образование базальтового маара (Q_4) (Пилипенко, 1974).

Таким образом, борта и фундамент кальдеры сложены плотными, массивными базальтами с очень низкими фильтрационными свойствами; на этом базальтовом основании залегают озерно-осадочные отложения и рыхлый грубообломочный материал, обладающие более высокой водопроницаемостью.

Современная гидротермальная деятельность в кальдере Узон сосредоточена в крайнем западном секторе вулcano-тектонической депрессии, в зоне развития озерных отложений, разбитых системой молодых тектонических нарушений. Главным из них является глубинный долгоживущий разлом субширотного простирания, сопровождающийся оперяющими трещинами и кольцевым разломом. По представлениям В.В. Аверьева и его соавторов (1971), эта зона наследует глубинный разлом, заложенный в породах фундамента еще до образования кольцевой структуры. Он и служит выводным каналом для глубинных высокотемпературных растворов.

Термоаномалия выражена несколькими, разными по интенсивности и характеру зонами на площади в 15 км^2 в самой пониженной части дна кальдерной чаши. Основная группа источников сосредоточена в районе оз. Центрального, в трехкилометровой полосе субширотного направления. Особенностью гидротермальной деятельности в кальдере Узон является сильная обводненность и развитие в связи с этим в пределах термоаномалии горячих озер и специфической тепловой разгрузки (Пилипенко, 1976).

Киреунская гидротермальная система. Киреунские термальные источники выходят на восточных отрогах Срединного хребта в долине р. Киревны. По данным Т.П. Кирсановой (1971), район представляет собой вулканическое плато, прорезанное рекамилевой, Средней и Правой Киревной, берущими начало с вулкана Алней. На плато возвышаются лавовые и шлаковые конусы, расположены лавовые потоки базальтового состава. Определяются основной разлом северо-восточного направления, широтные разломы и сопровождающие их оперяющие трещины. Район имеет блоковую структуру с участками, испытывавшими в среднечетвертичное время

опускание, а в верхнеплейстоцен-четвертичное - поднятие. К основным разломам широтного простирания приурочены экструзии кислых лав. По оперяющим трещинам наблюдаются следы смещения блоков, фиксируемые поверхностями скольжения и милонитизацией базальтов. Преобладающими породами района являются базальты и андезит-базальты Алнея. С запада на восток на протяжении 10 км выходят три основные группы термальных источников: Верхне-, Средне- и Нижнекиреунские с различными дебитом, температурой и составом вод, закономерно изменяющимися от источников Верхнекиреунских к Нижнекиреунским. Заложение долины р. Киревны происходило по разломам широтного простирания, с ними связаны выходы Нижнекиреунских термальных источников. Разгрузка Верхне- и Среднекиреунских источников приурочена к оперяющим разломам.

Верхнекиреунские источники расположены в тальвеге каньонобразной долины руч. Термального, впадающего в р. Среднюю Киревну. Выделяются пять участков термопроявлений: верхний - с кипящими грифонами и концентрированными струями, банный - со струйчатыми и воронкообразными выходами, затопленных котлов-гейзеров, малосточных и бессточных грифонов, нижних кипящих грифонов. Насчитывается около 100 выходов термальных вод. Общая разгрузка термальных вод на всей площади оценивается в 40 л/сек (Кирсанова, 1970). В мелкой скважине на глубине 1 м вода имела 107°C. Судя по содержанию калия в термальной воде на ее выходе температура на глубине должна приближаться к 140°C.

Состав термальных вод. В зонах разгрузки всех описываемых месторождений коренные термальные воды имеют близкие физико-химические параметры и сопровождаются сходными по составу дифференциатами.

В зоне разгрузки Паужетской гидротермальной системы коренные воды перегреты и имеют преимущественно хлоридный натриевый состав. В то же время воды верхнего и нижнего водоносных комплексов несколько отличаются составом. Воды верхнего водоносного комплекса имеют минерализацию около 3 г/л и высокие концентрации (в мг/л): калия (до 100), лития (до 3,5), цезия (до 0,3), рубидия (до 0,2), кремневой кислоты (до 400), метаборной кислоты (до 200). Такой же состав имеют воды естественных кипящих источников. Максимальные концентрации характерных компонентов (калия, лития, рубидия, цезия, бора и кремния) наблюдаются в наиболее высокотемпературных водах центральной части месторождения и снижаются по мере снижения температуры гидротерм к его периферии. Воды нижнего водоносного комплекса (третичные полимиктовые туфопесчаники) относятся тоже к хлоридным натриевым, но имеют несколько пониженную минерализацию (ниже 3 г/л) и повышенное содержание сульфат-иона. Среди газов коренной струи перегретых хлоридных натриевых вод установлены следующие (в объемных процентах) CO_2 - 75,6-83,7; N_2 - 6,7-15,2%; H_2S - 4,4-8,4%; CH_4 - 0,8-3,4% (Сугробов, 1965). Такой газовый состав гидротерм определяет появление сопутствующ-

ших близнейтральных конденсатных вод и их окисленных разностей, имеющих гидрокарбонатный аммонийный и сульфатный аммонийный состав. При активном окислении сероводорода и других серосодержащих компонентов, при контакте окисленной термальной воды с породами и их выщелачивании возникают кислые сульфатные воды сложного катионного состава, имеющие большую минерализацию.

При внедрении отделившегося гидротермального пара с CO_2 в лежащие выше слабообводненные горизонты формируются гидрокарбонатные натриево-кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые воды, на поверхности проявляющиеся в виде теплых углекислых источников (Белоусов и др., 1976). На месторождении наблюдается линейная гидрохимическая зональность в направлении от Камбального вулканического массива к основной области разгрузки перегретых хлоридных натриевых вод в долине р. Паужетки.

В Долине Гейзеров воды источников с гейзерным режимом наиболее близко отражают состав глубинных гидротермальных растворов. Они являются наиболее высоконагретыми, имеют минерализацию от 1,5 до 2,5 г/л, близнейтральную и слабощелочную реакцию (рН до 8), хлоридный натриевый состав. Хлор-натриевая компонента достигает 80 мг. экв.%. Содержание сульфат-иона не превышает 300 мг/л. Для таких термальных вод характерны повышенные содержания (в мг/л): H_2SiO_3 до 400; K до 60; Li до 3,8; Rb до 0,3; Cs до 0,4; F до 2; Br до 2,5; I - до 1,2; As до 1,7; Sb до 0,03; Mn до 0,04. Содержание Cu, Zn, Pb, Sn и других халькофильных элементов невысокое.

Над гейзерами, в закрытых водоемчиках и озерах, термальная вода слабокислая, имеет более сложный сульфатно-хлоридный состав, представляет собой окисленный конденсат гидротермального пара, растворенного в грунтовых водах. Искусственный конденсат перегретого пара в районе действующих гейзеров гидрокарбонатный аммонийный и более сложного состава. На Верхнегейзерном термальном поле (вверх по р. Гейзерной) преобладают конденсатные воды и их окисленные разности. Подобные термальные воды и конденсат гидротермального пара характерны и для термальных площадок у подножия вулкана Кихпинч. Как мы видим, состав термальной воды коренной струи и сопутствующих ей дифференциатов полностью такой же, как и в области разгрузки Паужетской гидротермальной системы. В Долине Гейзеров, как и на Паужетке, наблюдается линейная гидрохимическая зональность в направлении от массива вулкана Кихпинч к району основных гейзеров.

В области разгрузки гидротермальной системы кальдеры Узон термальные воды коренной струи и ее дифференциатов сближены в пространстве и представлены наиболее полно. Здесь встречаются почти все химические типы вод, присущие зонам разгрузки высокотемпературных гидротермальных систем (Пилипенко, 1974).

1. Перегретые хлоридные натриевые воды: рН 5-8, минерализация 1,5-4,5 г/л; характеризуются высоким содержанием кремне-

зема, бора, мышьяка; спонтанный газ содержит 75–95% CO_2 , до 8% H_2S , до 8% CH_4 , до 5–25% N_2 и редких газов. Приурочены к осевой части термоаномалии.

2. Сульфатно-хлоридные натриевые: pH 2–3 (в озерах) и 5–6 (в источниках); минерализация 1,5–3,0 г/л, $T < 100^\circ\text{C}$. Специфические компоненты содержатся в меньших концентрациях.

3. Хлоридно-сульфатные натриевые: pH 5,5–6,5, минерализация 0,5–1,5 г/л; $T = 95–102^\circ\text{C}$.

4. Хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, pH 6,5–7,0, минерализация 1,0–2,0 г/л; $T < 100^\circ\text{C}$. Содержание специфических компонентов заниженное, температура не достигает точки кипения.

5. Сульфатно-гидрокарбонатные (Na, Ca, Mg): pH 6,1, минерализация 1,3 г/л, $T = 20^\circ\text{C}$ (получили название "Узонский нарзан").

6. Сульфатные разного катионного состава: pH 5,2–7,0, минерализация не менее 1 г/л, $T = 50–80^\circ\text{C}$; распространены по периферии термоаномалии.

На возвышенных участках, окружающих термоаномалию, на пересечениях основного и оперяющего разломов с кольцевым разломом проявляются конденсатные гидрокарбонатные аммонийные и сульфатные аммонийные близнейтральные окисленные термальные воды.

Распределение химических типов термальных источников на поверхности, по данным Г.Ф. Пилипенко и автора, подчиняется концентрической зональности. Наиболее полно она представлена в осевой наиболее прогретой части термоаномалии Узона. В центре очага разгрузки расположены выходы коренных перегретых хлоридных натриевых вод, характеризующихся максимальными минерализацией, температурой, содержанием хлора, натрия, калия, бора, лития, цезия, рубидия, мышьяка, сурьмы. Они окаймлены сульфатно-хлоридными и хлоридно-сульфатными водами. Внешнее обрамление термоаномалии создают кислые минерализованные сульфатные гидрокарбонатные и сульфатные аммонийные воды. От центра термоаномалии к периферии в термальных водах закономерно снижается концентрация специфических компонентов перегретых хлоридных натриевых вод: хлора, натрия, калия, редких щелочей, бора, мышьяка, сурьмы. Концентрация гидрокарбонат- и сульфат-ионов возрастает; усложняется катионный состав термальных вод.

Воды источников Верхнекиреунских в их основных грифонах имеют близкий к постоянному состав и тоже принадлежат к типичным перегретым хлоридным натриевым водам. Хлоридная натриевая компонента достигает 83 мг/экв.%, содержание сульфат- и гидрокарбонат ионов невысокое. Для вод характерно повышенное содержание кремнезема, бора, мышьяка, сурьмы, лития, рубидия и цезия. Содержание меди, цинка, свинца, молибдена, марганца невысокое. По гидрохимическим показателям воды Верхнекиреунских источников аналогичны перегретым хлоридным натриевым водам гидротермальных систем – Паужетской, Узонской и Долины Гейзеров.

Термальные источники Среднекиреунские расположены в 2 км ниже по ручью от Верхнекиреунских. Они имеют малодобитные вы-

ходы с общей разгрузкой с термальной площадки 2 л/сек, максимальной температурой воды - 79°C. Термальная вода этих источников имеет сходный с Верхнекиреунскими хлоридный натриевый состав, близкие сульфатность и минерализацию.

Термальные источники Нижнекиреунские находятся на расстоянии 10 км от Верхнекиреунского термального поля. Здесь на правобережной пойме из-под основания надпойменной террасы выходит около десяти небольших источников с общим дебитом порядка 3 л/сек. Воды Нижнекиреунских источников имеют более низкую температуру, чем Верхнекиреунских, сходный состав, относительно обогащены сульфатом и кальцием. Как предполагает Т.П. Кирсанова (1971), термальные воды здесь фильтруются через осадочный чехол. От месторождения к месторождению в термальной воде уменьшается содержание кремния, калия, лития, цезия, рубидия, мышьяка, сурьмы. Только разбавлением первичных перегретых хлоридных натриевых вод грунтовыми водами это уменьшение не объяснить, по-видимому, эти элементы сорбируются породами осадочного чехла при фильтрации по ним растворов. Содержание меди, цинка, свинца, молибдена и других металлов остается на низком уровне.

Состав минеральных осадков. Разнообразие и состав одновременно возникающих минеральных осадков на полях термопроявлений контролируются интенсивностью дифференциации перегретых гидротерм в областях их разгрузки. Как было уже сказано, наибольшее разнообразие химических типов вод возникает при достаточных концентрациях в них сероводорода и уголекислоты. Такая обстановка способствует и наибольшему разнообразию химических и минералогических типов осадков. Однако наиболее характерными, определяющими химический тип термальных вод как перегретые хлоридные натриевые, являются кремнистые осадки - гейзериты. Их сопровождают кремнисто-глинистые, кремнисто-лимонитные, кремнисто-пиритные, кремнисто-серные и, реже, карбонатные осадки.

На Паужетском месторождении гейзериты и гели кремнезема имеют довольно широкое развитие. На отдельных участках обнаруживаются старые плиты гейзерита и гейзеритовые постройки, что свидетельствует об интенсивном гейзерном режиме источников Паужетки в прошлом. В настоящее время естественный гейзерный режим проявляется слабо и структурные гейзериты не образуются. В то же время происходит интенсивное осаждение гелей кремнезема в районе "Теплых болот", на дне ручьев, в отопительных батареях и в виде налетов на растительности и на различных предметах вокруг действующих геотермальных скважин, особенно с гейзерным режимом действия. На дне водоемчиков с кислой сульфатной водой обнаруживаются мощные кремнисто-глинистые и кремнисто-глинисто-серные осадки, в которых наравне с частицами пород, разложенных до гидротермальных глин, существенную роль играют хемогенные гели кремнезема, сера и пирит. Количество таких осадков возрастает на термальных полях возвышенных участков рельефа.

В Долине Гейзеров гейзериты представлены наиболее широко. Нарращивание гейзеритовых построек, гейзеритовых покровов продолжается, что определяется интенсивным современным гейзерным режимом термальных вод. В замкнутых водоемчиках происходит интенсивное осаждение кремнисто-глинистых осадков. На Верхнегейзерном термальном поле из конденсатных вод и их окисленных разностей осаждаются кремнисто-глинистые, железистые, кремнисто-сульфидные осадки и травертины. У подножия вулкана Кихпинч на термальных площадках с выходами парогазовых струй и конденсатных вод осаждаются кремнисто-серные, кремнисто-пиритные и серные осадки.

В кальдере Узон, где наиболее полно представлены дифференциация гидротерм и соответственно разнообразие химических типов термальных вод, наблюдается и наибольшее разнообразие одновременно возникающих химических и минералогических типов осадков. Выходы перегретых хлоридных натриевых вод сопровождаются кремнистыми осадками, преимущественно коллоидными, а в осевой части термоаномалии, залитой термальной водой, возникают островки гейзерита. На дне Хлоридного озера и некоторых ручьев образуются кремнистые плиты. Кремнезем в виде основной составной части входит и в другие химические типы осадков. Вследствие высоких концентраций сероводорода в гидротермах кальдеры Узон образуются обильные кремнисто-сульфидные, кремнисто-серные и серные осадки. В осевой части термоаномалии на уровне зеркала термальных вод формируются кремнисто-аурипигмент-реальгар-антимонитовые осадки (рудный горизонт). На дне водоемов с кислой водой образуются мощные кремнисто-пиритные или кремнисто-серные осадки, в которых содержание серы широко варьирует вплоть до преимущественно серных осадков. Шариковая и дисковая сера образуют мощный осадок на берегах Хлоридного озера из выносимой к поверхности озера серной пены. В широко распространенных мелких водоемах и грязевых котлах с кислой сульфатной водой осадки, состоящие из глинистых частиц разложенных пород, имеют существенную примесь хемогенной составляющей. Карбонатные осадки в кальдере Узон пока не обнаружены.

В распределении минеральных осадков кальдеры Узон наблюдается концентрическая зональность, подчиненная гидрохимической зональности. В осевой части термоаномалии возле выходов перегретых хлоридных натриевых вод формируются кремнистые и кремнисто-мышьяково-сурьмяно-ртутные осадки, в обрамляющей их зоне смешанных и конденсатных хлоридно-сульфатных вод образуются кремнисто-серные и кремнисто-пиритные осадки. Все осадки термоаномалии заражены мышьяком, сурьмой и ртутью, что отражает специализацию на эти элементы гидротерм кальдеры Узон.

Из термальных вод Верхнекиреунских источников тоже выпадает кремнистый осадок. Мощная плита гейзерита фиксирует длительную деятельность грифона первой группы источников. Сульфиды, окислы железа, мышьяк, сурьма и органические остатки окра-

шивают участками гейзерит в оранжевые, желтые, серые и бурые тона. В гейзеритах содержится (в г/т) до 350 As, 5500 Sb. Содержание других металлов низкое (в г/т): до 5 Cu, до 12 Pb (в единичном случае - до 36), до 2 Sn. Исключение составляет цинк, концентрация которого достигает 110 г/т. Гейзериты обогащены бором. Минералогически определены реальгар и антимонит.

На четвертом обводненном участке с проколами термальной воды в сцементированном кремнистом делювии вблизи поверхности наблюдается вертикальная минералогическая зональность. Верхний слой 0-7 см насыщен порошковатым аурипигментом и скородитом; окремненные стебли травы окрашены аурипигментом в желтый цвет. На глубине 7-12 см преобладает реальгар, с которым ассоциирует антимонит. Глубже интенсивно развивается пирит. Среди вторичных нерудных минералов преобладает монтмориллонит; в ассоциации с ним находятся гипс, кальцит, цеолиты. Содержание мышьяка в измененных породах достигает 1,48%, но в основном варьирует от 120 до 350, а сурьмы - 10-140 г/т. Содержание других металлов низкое (в г/т): меди - до 76, цинка до 48, свинца до 5, олова до 3. В гейзеритах и гидротермально измененных породах серебро определяется в количествах 0,007-0,042 (в единичных случаях оно составляет до 0,6 г/т).

На дне грифонов и водоемчиков образуются мощные аморфные кремнисто-глинистые и кремнисто-железистые отложения, они же покрывают и дно термальных ручьев. Отложения имеют в основном опал-монтмориллонитовый и опал-лимонитовый состав, в них содержится главным образом материал гидротермального разложения пород, в котором хемогенная составляющая находится в подчиненном количестве.

Состав гидротермально измененных пород. Разбуривание в районах разгрузки перегретых хлоридных натриевых гидротерм позволило изучить продукты взаимодействия этих гидротерм с исходными породами. Развитие различных химических типов вод, сопровождающих коренные глубинные перегретые хлоридные натриевые воды, обусловило синхронное развитие разнообразных метасоматических фаций, по набору однотипных для всех месторождений мира с таким типом коренного гидротермального потока.

На Паужетском месторождении вулканогенные породы по всей разбуренной глубине интенсивно изменены. На поверхности Земли в местах выходов окисленных конденсатных вод развиты каолинитовые с лимонитом цветные глины, сменяющиеся ниже каолинит-монтмориллонитовыми и еще ниже монтмориллонитовыми глинами; все они обогащены пиритом. На термальных полях, расположенных гипсометрически выше (на склонах хр. Камбального), в местах развития окисленных конденсатных термальных вод развиваются опаловые, опал-каолинитовые и опал-алуунитовые: разности измененных пород, сменяющиеся на небольшой глубине монтмориллонитовыми; ниже должна быть развита пропилитизация пород.

Характер и интенсивность гидротермальной переработки пород на глубине определяются температурой, составом гидротерм, их динамикой, глубинностью процесса, литологией пород и их раздробленностью. По андезито-дацитовым алевропелитовым туфам чехла развиваются аргиллитизация и цеолитизация. Основными минералами являются монтмориллонит, морденит и клиноптилолит. Псефитовые туфы мощного водоносного горизонта изменены максимально: повсюду развиты цеолиты — в основном ломонтит; с ломонтитом ассоциируют адуляр, сменяющийся глубже альбитом, кварц, слюда, кальцит, пирит, пренит, эпидот. По андезито-базальтовой туфобрекчии, переслаивающейся с псефитовыми туфами, проявляются более интенсивные хлоритизация, карбонатизация и пиритизация. Ниже-залегающие спекшиеся слабopрoннцаемые витрокластические туфы дацита менее изменены; среди вторичных минералов породы содержат филлипсит, десмин, кальцит, адуляр, ломонтит, хлорит. Подстилающие туфопесчаники второго водоносного комплекса снова интенсивно изменены с максимальным развитием ломонтита, кальцита, хлорит, пирита, кварца. Среди новообразований в интервале глубин до 800 м определено 45 гидротермальных минералов (Набоко, 1963; Набоко и др., 1965; Лебедев, 1965).

Гидротермальное изменение пород частично подчиняется литологическому контролю, и в то же время отражает закономерную смену минеральных ассоциаций с глубиной. Поверхностная зона кислотного выщелачивания, проявленная не повсеместно, сменяется аргиллизацией и цеолитизацией, с предпочтительным развитием монтмориллонита, морденита и клиноптилолита. Ниже следует зона цеолитизации и фельдшпатизации (область дегазации растворов), основными минералами которой являются ломонтит, адуляр, кварц, кальцит, гидрослюда, эпидот, пренит. В зонах дробления пород или уменьшения мощности водоупора (алевропелитовых туфов) зона цеолитизации и фельдшпатизации приближена к поверхности. Зоны разлома (области вскипания, дегазации и ошелачивания растворов) фиксированы кварц-адуляровыми метасоматитами, зачастую состоящими почти нацело из криптокристаллического кварца и адуляра. Ниже зоны цеолитизации и фельдшпатизации гидротермальное изменение выражается в пропилитизации с одновременным развитием максимального количества гидротермальных минералов: цеолитов, хлоритов, гидрослюд, альбита, адуляра, кальцита, кварца, эпидота, пренита, пирита и др. Химическое изменение пород ниже области дегазации в условиях относительно застойного режима поровых растворов при интенсивной минералогической переработке пород не-существенное и выражается в привносе лишь воды, углекислоты и серы. В зоне окварцевания и адуляризации, фиксирующей область дегазации, происходят, наоборот, интенсивный вынос из породы железа, щелочноземельных металлов, натрия и привнос кремния, калия и редких щелочей. Выше области дегазации при аргиллизацией породы реакко обогащаются магнием. В зоне каолинитизации хими-

ческое изменение породы максимальное – она теряет щелочные и щелочноземельные металлы.

Горизонтальная зональность на Паужетке выражается в развитии различно построенных метасоматических колонок: к периферии термоаномалии увеличивается зона аргиллизации, в повышенных участках рельефа – фации кислотного выщелачивания.

Таким образом, в недрах гидротермальной системы в области разгрузки гидротерм при наведенном термальном поле в настоящее время создаются два субгоризонтальных пластовых тела интенсивно пропилитизированных псефитовых туфов (водоносные горизонты), разделенных слабо измененными спекшимися туфами (относительный, вероятно, вторичный водоупор) и перекрытых прерывистым чехлом аргиллизированных и цеолитизированных алевропелитовых кислых туфов верхнего водоупора. Метасоматиты различных минеральных ассоциаций (фаций) пересекаются "жилоподобными" телами кварц-адуляровых метасоматитов, фиксирующих зоны разлома.

Гидротермальный метасоматоз над предполагаемой областью генерации гидротермального потока в районе Камбального хребта не вскрыт скважинами. Имеются данные только по приповерхностной зоне измененных пород на термальных площадках, в том числе второй Южно-Камбальной группе паровых струй, расположенной гипсометрически выше Паужетского месторождения (Огородова, 1974). На поверхности развиты обеленные породы – опаловые, опал-алунитовые, опал-каолинитовые, переходящие в монтмориллонитизированные породы. Мы предполагаем, что на глубине, как и в областях основной разгрузки термальных вод, развита пропилитизация.

В Долине Гейзеров осадочно-пирокластические породы андезито-дацитового состава тоже интенсивно изменены. Агломератовые и псефо-псаммитовые туфы, вскрытые в нижней части разреза гейзерной толщи, пропилитизированы с развитием эпидота, пренита, хлорита, кварца, адуляра, ломонтита, клинопиллолита, кальцита, сфена и пирита. Выше залегающие псаммитовые туфы, чередующиеся с прослоями пеплового материала, аргиллизированы и цеолитизированы. По стеклу пемзы развит монтмориллонит, все поры заполнены клиноптилолитом и морденитом. Выше залегающие агломератовые туфы окварцованы, адуляризованы, цеолитизированы и монтмориллонитизированы. Перекрывающая их 200-метровая пачка слоистых алевро-псаммитовых туфов с преобладанием в них пеплопемзового материала превращена в клиноптилолитовую породу, в которой монтмориллонит и другие минералы составляют не более 15–20%. Венчающие разрез пумциты изменены слабее. Внедрение экструзий в осадочно-пирокластическую толщу определило появление трещинных зон, которые фиксируются интенсивным развитием адуляра, кварца и ломонтита (Набоко, Главатских, 1978).

В районах проявления гейзеров, термальных источников и паровых струй в нижнем течении р. Гейзерной на поверхности туфы превращены в гидротермальные глины каолинит-лимонитового состава,

Таблица 4

Содержание элементов в гейзеритах и гидротермально измененных поро

Элемент	Гейзерит							
	1	2	3	4	5	6	7	8
As	350	-	-	150	-	-	170	-
Sb	5500	1250	590	4400	430	26	4200	1150
Hg	5	5	-	0,5	1	-	-	-
Cu	3	2,6	3	3	5	3	4	10
Zn	110	63	170	210	690	-	19	20
Pb	12	4	4	6	36	2	4	3
Sn	2	-	-	2	1	-	1	1
Ag	0,014	0,017	0,036	0,012	0,055	0,610	0,008	0,010
Ni	-	-	-	4	-	3	3	3
Co	-	-	-	-	1	-	-	1
V	2	3	3	3	13	2	5	16
Cr	-	-	-	-	-	10	-	10
Ti	37	43	63	48	81	-	52	440
B	75	54	25	55	120	89	40	220

Таблица 4 (окончание)

Элемент	Аргиллизированная порода						
	17	18	19	20	21	22	23
As	-	-	-	-	-	4400	0,011
Sb	-	-	-	32	23	66	-
Hg	-	-	-	-	-	-	-
Cu	43	20	64	69	75	24	71
Zn	33	25	44	37	40	23	33
Pb	3	4	4	4	4	3	4
Sn	2	2	2	2	2	2	2
Ag	0,032	0,042	0,16	0,029	0,037	0,015	0,011
Ni	10	8	20	20	16	4	14
Co	7	4	15	15	13	4	11
V	80	90	120	150	120	50	90
Cr	20	15	50	30	30	12	30
Ti	6300	2000	6700	5800	7100	990	5600
B	16	30	16	31	27	260	63

1-8 - Верхний термальный участок; 9 - участок затопленных котлов - гейзеров, опал в гидротермальной глине; 10-21 - участок затопленных котлов - гейзеров, по скв. 0-9 м; 22, 23 - там же, на поверхности.

Примечание. Материал собран в 1972 г. С.И. Набоко и Г.А. Карповым; количественный спектральный анализ произведен в ДВГИ ДВНЦ АН СССР. Здесь и далее во всех таблицах прочерк означает, что элемент не определен.

дах района Киреунских источников (в г/т)

	Аргиллизированная порода							
	9	10	11	12	13	14	15	16
	6700	400	220	1,48%	350	190	-	-
	65	1200	32	140	105	36	48	-
	-	-	-	-	-	-	-	-
	3,3	4	48	76	76	76	60	69
	56	20	44	40	38	44	40	29
	12	4	5	4	6	4	4	5
	2	2	3	3	6	2	2	2
	0,028	0,015	0,016	0,016	0,042	0,1	0,06	0,025
	4	-	48	10	16	15	14	19
	-	2	23	5	8	10	10	20
	3	9	110	70	110	100	130	180
	10	10	70	19	20	30	30	40
	57	260	5500	1900	5500	6000	6300	8000
	690	400	16	46	100	77	55	27

монтмориллонитовых глин. В верхах разреза с монтмориллонитом ассоциирует каолинит, глубже по разрезу - цеолиты. Таким образом, характер гидротермального перерождения вулканитов в верхней зоне сходен с таковым на Паужетском месторождении, в кальдере Узон и в Долине Гейзеров. Отличается большим развитием монтмориллонита по сравнению с каолинитом. Это объясняется низкой концентрацией в Киреунских гидротермах сероводорода и соответственно слабым развитием вторичных кислых сульфатных вод, определяющих сернокислотное выщелачивание пород.

В киреунских гидротермальных глинах над самым крупным грифом термальных вод обнаружены гнезда опала. С опалом ассоциирует кальцит; в образце определено высокое содержание бора (690 г/т) и особенно мышьяка (до 6700 г/т). Видимо, кремний, бор и мышьяк переносились гидротермальным паром.

Металлоносность. Обращают на себя внимание повышенные в сравнении с их кларками концентрации в термальных водах, в осадках этих вод и в гидротермально измененных породах ртути, бора, фтора, редких щелочей, мышьяка, сурьмы и невысокие концентрации в них других халькофильных элементов.

Так, Киреунские перегретые хлоридные натриевые воды содержат (в мг/л): выше 10 As и 0,7 Sb (табл. 3). Осадки этих вод и аргиллизированные породы содержат до 1,5% As и 0,5% Sb (табл. 4). Металлоносность кремнистых и кремнисто-глинистых осадков и монтмориллонитовых глин в общем отражает обогащенность термальных вод мышьяком и сурьмой. В то же время установлены соот-

Таблица 5

Состав перегретых хлоридных натриевых вод и их дифференциантов (в г/л)

Компоненты и параметры	Коренной поток				Замкнутые водоёмы			Периферия термоаномалии				Конденсатные воды		
	1. Паужетское месторождение	2. Кальдера Узон	3. Долина Гейзеров	4. Горячий Пляж	5. Паужетское месторождение	6. Кальдера Узон	7. Долина Гейзеров	8. Паужетское месторождение	9, 10. Кальдера Узон		11. Долина Гейзеров	12. Паужетское месторождение	13. Кальдера Узон	14. Долина Гейзеров
H ⁺	-	-	-	-	-	-	0,0111	-	-	-	-	-	-	-
NH ₄ ⁺	0,0020	0,0620	0,2020	-	0,0090	0,0280	0,0030	0,0018	0,0100	-	0,0040	0,0100	0,1040	0,0125
Na ⁺	0,9837	0,7640	0,5972	1,449	0,0688	0,0045	-	0,0455	0,0851	0,1461	0,0393	0,0069	-	0,0366
K ⁺	0,0747	0,0880	0,0599	0,156	-	0,0034	-	-	0,0153	0,0151	-	0,0069	-	-
Ca ²⁺	0,0560	0,0455	0,0256	0,090	0,0464	0,0421	0,0040	0,0172	0,0333	0,0942	0,0096	0,0058	-	0,0064
Mg ²⁺	0,0035	0,0047	0,0037	-	0,0183	0,0134	0,0007	0,0017	0,0066	0,0340	0,0048	-	-	0,0058
Al ³⁺	-	-	-	-	-	0,1136	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	0,1647	0,0180	-	-	-	-	-	-	0,0040
Cl ⁻	1,6124	1,2162	0,8588	2,472	0,0209	0,0014	Следы	0,0180	0,0972	0,0326	-	0,0050	-	Следы
SO ₄ ²⁻	0,0800	0,0658	0,1435	0,045	0,3010	2,3011	0,3250	0,0206	0,1259	0,1712	0,0770	-	0,1700	0,1536
HCO ₃ ⁻	0,0073	0,0561	0,0810	0,045	0,0305	-	-	0,1037	0,0952	0,6529	0,0610	0,0610	0,1410	-
CO ₂ ²⁻	0,0156	-	0,0384	-	-	-	-	0,0132	-	-	-	-	-	-
H ₂ SiO ₃	0,2164	0,1260	0,3820	0,295	0,2400	0,2400	-	0,0936	0,1967	0,1040	0,2000	-	-	0,0800
H ₃ BO ₃	0,1573	0,3020	-	0,095	-	0,0061	-	-	-	-	-	-	-	-
T°, C	100	100	100	100	-	30	40	-	72	20	74	-	100	100
pH	8,1	6,1	7,6	8,1	5,6	1,5	4,0	8,2	6,65	6,14	6,2	8,0	6,5	5,0
M, г/л	3,20	2,73	2,39	4,66	0,74	2,96	0,36	0,31	0,66	1,26	0,39	0,09	0,41	0,30
Химическая формула, в мг-экв. %	1. $\frac{Cl95SO_43}{Na89Ca6K4}$; 2. $\frac{Cl91SO_44}{Na82Ca6K5}$; 3. $\frac{Cl85SO_410HCO_34}{Na95Ca5}$;				5. $\frac{SO_485Cl8HCO_37}{Na41Ca32Mg21NH_47}$; 6. $\frac{(HSO_4 + SO_4)100}{Al38H27Fe22}$; 7. $\frac{SO_4100}{Na43Ca20Mg4Fe_314}$;				11. $\frac{SO_462HCO_338}{Na65Ca28Mg15}$; 12. $\frac{HCO_388Cl12}{NH_448Na20Ca25}$; 13. $\frac{(HSO_4 + SO_4)100}{NH_478Al8H5}$;					
	8. $\frac{HCO_355Cl127SO_414}{Na64Ca28Mg5}$; 9. $\frac{Cl39SO_438HCO_323}{Na55Ca24}$; 10. $\frac{HCO_371SO_423}{Na42Ca30Mg24}$;				14. $\frac{SO_4100}{Na49NH_422Mg15Ca10}$; В.М. Сугробов (1976), Г. Ф. Пилипенко				(1976), Кононов (1965), С. И. Набоко, С. Ф. Главатских.					

ношения: в водах часто As > Sb; Cu > Zn > Pb; в осадках - Sb > As; Zn > Pb > Cu; в аргиллизированных породах As > Sb; Cu > Zn > Pb. В связи с дефицитом в гидротермах сероводорода массового образования аурипигмента, реальгара и антимонита на Киреунском месторождении не происходит. Редкие выделения их развиты лишь по органическим остаткам. Основная масса металлов выносятся вода-

ми с участка развития гидротермального процесса. При разгрузке 40 л/с в год термальные воды¹ выносят (в кг) 4380 As, 310 Sb, 920 Sr, 2465 Li, 198 Rb, около 500 Cs, по 50 Zn и Cu, 30 кг Pb.

¹ Подсчитано Г.А. Карповым.

Таблица 6

Состав одновременно образующихся гидротермально измененных пород в областях

Компо- ненты	Гидротермальные глины				Аргиллизированные и цеолитизи- рованные породы				разгрузки перегретых хлоридных натриевых гидротерм (вес. %)								
	Паужет- ское место- рожде- ние	Каль- дера Узон	Долина Гейзе- ров	Горя- чий Пляж	Паужет- ское место- рожде- ние	Каль- дера Узон	Долина Гейзе- ров	Горя- чий Пляж	Кварц-адуляровые метасоматиты				Пропилитизированные породы				
	Паужет- ское место- рожде- ние	Каль- дера Узон	Долина Гейзе- ров	Горя- чий Пляж	Паужет- ское место- рожде- ние	Каль- дера Узон	Долина Гейзе- ров	Горя- чий Пляж	Паужет- ское место- рожде- ние	Каль- дера Узон	Долина Гейзе- ров	Горя- чий Пляж	Паужет- ское место- рожде- ние	Каль- дера Узон	Долина Гейзе- ров	Горя- чий Пляж	
SiO ₂	38,00	32,34	40,93	46,18	60,58	50,38	57,06	51,80									
TiO ₂	1,32	0,76	2,40	0,69	0,67	1,20	1,18	0,75									
Al ₂ O ₃	32,00	12,31	26,34	15,21	17,02	17,18	14,41	17,42	84,94	78,97	79,84	66,61	54,00	46,62	54,30	55,76	
Fe ₂ O ₃	13,13	37,95	8,36	10,90	2,99	3,84	5,46	2,30	0,12	0,30	0,75	0,55	0,35	0,87	0,91	0,95	
FeO	0,55		0,06	-	2,14	5,17	2,07	6,10	5,98	9,91	9,45	10,87	14,16	20,37	14,24	15,36	
CaO	0,94	0,60	0,65	1,96	6,18	5,83	6,91	8,00	1,00	6,62	1,90	2,62	2,10	3,08	4,63	3,21	
MgO	0,15	-	1,64	3,07	1,85	3,76	2,15	4,10	1,30	0,83	0,28	3,58	2,51	5,20	3,76	5,39	
MnO	0,78	0,10	-	-	-	0,18	0,14	0,14	0,56	0,50	0,66	1,02	9,95	10,72	5,57	8,41	
Na ₂ O	0,17	0,10	0,50	0,43	3,43	2,58	2,70	1,48	0,06	0,21	0,53	2,0	3,34	2,70	2,74	2,70	
K ₂ O	0,12	0,12	-	-	1,81	0,42	1,20	2,41	0,04	0,01	0,01	0,08	0,17	0,16	0,19	0,12	
H ₂ O ⁻	12,13	0,64	8,45	13,40	3,20	2,04	1,68	0,64	1,19	0,27	0,10	0,20	2,48	2,70	3,51	2,08	
H ₂ O ⁺	0,24	11,50	10,43	8,13	-	3,31	2,43	4,84	3,59	7,30	2,43	9,74	2,47	0,38	2,61	1,20	
P ₂ O ₅	-	0,18	-	-	-	0,27	0,18	0,17	1,06	0,22	0,84	0,40	1,07	0,96	3,03	0,10	
S	0,05	-	-	-	-	1,04	5,20	-	0,04	0,49	2,62	1,80	-	1,88	2,90	3,02	
CO ₂	-	0,70	-	-	0,34	0,38	-	-	0,06	0,08	-	0,08	-	0,15	-	0,11	
Исходная порода	Туф смешанно- го состава	Туф	Дацит	Туф	Туф	Туф	Туф	Андези- то-ба- зальт	-	-	-	-	1,70	-	-	0,01	
Глубина процесса	На поверхности	На поверхности	На поверхности	60,5 м	0,2 м	Поверх- ность	90,6 м	Туф смешан- ного со- става	Туф смешан- ного со- става	Туф дацита	Туф андези- та	Андези- то-ба- зальт	Андези- то-ба- зальт	Базальт	Туф дацита	Андезито- базальт	
Основные гидротер- мальные минералы	Каоли- нит, опал, гидроге- матит	Каолинит, ли- монит, опал	Монтмо- рилло- нит, опал	Монт- мория- лонит, морде- нит	Монтмо- рилло- нит, опал	Монтмо- рилло- нит, опал	Монтмориллонит, морденит	158- 173 м	На поверхности	4,2 м	630 м	Вблизи поверх- ности	На по- верхно- сти	110 м	Хлорит, альбит, эпидот, кварц, лирит	Хлорит, актино- лит, каль- цит, кварц, лирит, адуляр	Хлорит, кальцит, кварц, эпидот, пирит, цеолиты

Таблица 7

Состав гейзерита и гидротермально измененных пород района Киреунских источников (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	94,02	83,90	48,84	54,81
TiO ₂	-	-	0,74	0,82
Al ₂ O ₃	0,48	0,51	16,67	15,37
Fe ₂ O ₃	0,26	-	8,02	4,08
FeO	-	0,26	0,64	3,16
MnO	-	-	0,22	0,06
MgO	-	0,77	1,97	2,40
CaO	0,67	3,69	3,36	4,47
Na ₂ O	0,12	0,36	1,00	2,59
K ₂ O	-	0,24	-	1,72
H ₂ O ⁻	2,04	1,08	12,20	1,84
H ₂ O ⁺	0,79	4,81	6,68	1,90
P ₂ O ₅	0,14	0,18	-	0,15
SO ₃	0,73	0,85	-	3,55
S	-	-	0,26	-
CO ₂	0,26	1,18	-	-
As ₂ O ₅	-	1,52	-	-

Примечание. 1 - гейзерит (в г/т): As - 350, Sb - 5500, Cu - 3, Zn - 110, Pb - 12, Sn - 2, Ag - 0,014, V - 2, B - 75; 2 - гейзерит (в г/т): As - 6700, Sb - 65, Cu - 3, Zn - 56, Pb - 12, Sn - 2, Ag - 0,028, V - 3, Ni - 4, B - 690; 3 - монтмориллонитизированная порода; 4 - слабо измененный андезитобазальт; аналитик Л.И. Байцаева.

В областях разгрузки перегретых хлоридных натриевых вод с наведенным термальным полем максимальные концентрации металлов определяются в парах, в их конденсатах, в осадках и в гидротермально измененных породах над областью восходящего гидротермального потока. Разгружающиеся хлоридные натриевые воды обеднены металлами, кроме редких щелочей и бора. Так, на Кам-

бальных термальных полях (Паужетского месторождения), А.С.Огородова (1974) обнаружила в опаловых, опал-каолинитовых и монтмориллонитовых гидротермальных глинах выделения реалгара, киновари, антимонита среди преобладающих серы и пирита. В сухом остатке поровых растворов, отжатых из гидротермальных глин, имеющих сульфатный аммонийный состав, содержится (в %): до 0,08 Hg, до 0,05 Cu, до 0,06 Zn, до 0,02 Sn, до 0,0003 Ag. По данным И.А.Меняйлова и Л.П.Никитиной (1974), в конденсатах гидротермального пара Северо-Камбального термального поля определено до 0,2 мг/л Zn и до 0,17 мг/л Pb, а в конденсатах Восточно-Камбального термального поля до 1,38 мг/л Zn и до 11,55 мг/л Pb. В то же время в хлоридных натриевых водах Паужетского месторождения всего до 0,02 мг/л Zn, до 0,8 мг/л Pb. Как видно, в гидротермальном паре переносятся значительные количества металлов.

Наиболее металлоносными являются термальные воды кальдеры Узон, где гидротермальный поток, наименее потерявший гидротермальный пар и металлы, выходит по разлому непосредственно на поверхность. В перегретых хлоридных натриевых водах содержится до 30 мг/л As, до 0,7 мг/л Sb; на их выходах формируется мышьяково-сурьяно-ртутная сульфидная залежь. Содержание As, Sb, Hg к периферии термоаномалии уменьшается. В гидротермальном паре и в окисленных конденсатах увеличивается роль цинка. Условия формирования и характеристика современной рудной залежи кальдеры Узон приводятся в гл. IV.

На примере трех гидротермальных систем с перегретыми хлоридными натриевыми гидротермами ярко видно сходство основных и сопровождающих термальных вод (табл. 4, 5). Перегретые хлоридные натриевые воды всех месторождений максимально однородны. Хлоридная натриевая компонента составляет 85–95 мг/экв.%. Отношение натрия к хлору приближается к единице, натрий резко преобладает над калием; сульфат и кальций не превышают 5 мг/экв.%. Воды обогащены кремнием и бором. Термальные воды в замкнутых водоемах на всех месторождениях кислые, имеют сложный сульфатный состав. Хлоридная натриевая компонента играет несущественную роль и может отсутствовать. Для таких вод Na/K и Ca/Mg отношения приближаются к таковым для пород или даже сдвинуты в сторону Na и Mg. О влиянии гидротермального пара свидетельствует наличие в водах аммония.

На всех месторождениях периферийные термальные воды менее нагреты, имеют сложный сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный состав, отражающий влияние грунтовых вод. Na/K и Ca/Mg отношения отличаются от таковых для ранее упомянутых термальных вод. Наличие хлоридной натриевой компоненты, аммония, специфических элементов свидетельствует о некотором влиянии на формирование периферийных вод глубинных перегретых хлоридных натриевых вод и их гидротермального пара.

На всех месторождениях сходными являются термальные воды высоких гипсометрических отметок. Основную роль в них играют

аммоний, гидрокарбонат- и сульфат-ионы; минерализация этих термальных вод низкая, реакция близка к нейтральной. Они принадлежат к типичным конденсатам гидротермального пара перегретых хлоридных натриевых гидротерм. Сульфатность таких вод определяется преимущественно вторичным окислением серусодержащих компонентов, однако не исключена возможность присутствия в гидротермальном паре сернистого газа.

Минеральные осадки на всех месторождениях также сходны. Основными являются кремнистые, сопутствующими – кремнисто-глинистые, кремнисто-железистые, кремнисто-пиритные, кремнисто-серные и редко карбонатные.

Подобно термальным водам и минеральным осадкам, для всех месторождений характерны одинаковые разновидности одновременно возникающих метасоматитов (табл. 6, 7).

Гидротермальные глины состоят в основном из каолинита; наравне с окислами алюминия существенную роль играют окислы железа. Глины обогащены титаном. Содержание щелочных и щелочноземельных металлов низкое и отражает происхождение глин, как продуктов кислотного выщелачивания. Исключение составляют монтмориллонитовые гидротермальные глины Киреунских источников, обогащенные магнием.

Для аргиллизированных и цеолитизированных пород всех месторождений характерно слабое изменение химического состава исходной породы: присутствуют окисное и закисное железо, кальций преобладает над магнием, натрий – над калием. Наблюдается привнос воды, серы и углекислоты.

Значительные химические преобразования исходной породы отражены в кварц-адуляровых метасоматитах. На всех месторождениях такие метасоматиты имеют близкий минералогический и близкий химический состав. Для них характерны повышенные содержания кремнезема и калия и пониженные – железа, алюминия и щелочноземельных металлов. Калий резко преобладает над натрием ($Na/K = 0,02-0,3$ вместо ~ 3 в свежих породах).

Пропилитизированные породы всех месторождений в основном сохраняют химический состав исходных пород и лишь обогащены углекислотой (кальцитом), серой (пиритом) и водой.

Сходство одновременно возникающих химических типов термальных вод, осадков вод и гидротермально измененных пород определяется для такого типа гидротермальных систем сходством состава исходных гидротерм и однотипной направленностью их дифференциации в области разгрузки.

КОНДЕНСАТНЫЕ ГИДРОКАРБОНАТНЫЕ АММОНИЙНЫЕ И СУЛЬФАТНЫЕ АММОНИЙНЫЕ ВОДЫ, МИНЕРАЛЬНЫЕ ОСАДКИ, МЕТАСОМАТИТЫ И ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ

Термальные воды специфического состава – перегретые, близнеутральные, низкой минерализации с ведущей ролью аммония представляют собой самостоятельные месторождения или сопровождают разгрузку молодых гидротермальных систем с перегретыми хлоридными натриевыми с сероводородом и углекислотой водами. Последние широко развиты на Паужетском месторождении, локализуются на склонах хр. Камбального, в Долине Гейзеров, на внутренних склонах кальдеры Узон. Все термальные площадки с конденсатными водами находятся гипсометрически выше области основной разгрузки перегретых хлоридных натриевых вод. На вулканических массивах Большой Семячик и Кошелевский конденсатный тип термальных вод является основным. На склонах этих массивов выходит преимущественно перегретый пар, у подножия – термальные источники. Состав искусственного конденсата пара сходен с составом термальных вод (естественного конденсата).

Для гидрокарбонатных аммонийных и сульфатных аммонийных термальных вод, сопровождающих разгрузку перегретых хлоридных натриевых гидротерм, связь обоих химических типов термальных вод выступает отчетливо. При подземной дегазации перегретых хлоридных натриевых гидротерм паровая фаза с сероводородом, аммонием, углекислотой, углеводородами отделяется от них и по проницаемым зонам в вулканических массивах проникает на высокие гипсометрические уровни. Конденсация гидротермального пара может происходить вблизи поверхности при его охлаждении или смешении с грунтовыми водами, или непосредственно на выходе паровой струи. Часть аммония, сероводорода и углекислоты остается в растворе; хлоридные натриевые термальные воды, разгружающиеся на более низких гипсометрических уровнях, всегда содержат их в достаточных количествах.

Для самостоятельно проявляющихся конденсатных вод массива Большой Семячик Е.А. Вакин (1976) предполагает наличие на глубине гидротермальной системы. По его представлениям, трещинные зоны крупного тектонического шва вскрывают структуру на большую глубину и благоприятствуют подъему из недр гидротермального потока, имеющего интенсивное тепловое питание. Очевидно, что для преимущественного развития конденсатных вод температура гидротерм в недрах должна быть особенно высокой. Для такого режима должны существовать благоприятные геологическая, гидрогеологическая и гидротермическая обстановки. Для Большого Семячика, по Е.А. Вакину, эти условия определяются наличием небольшой по площади вулканотектонической впадины, сложенной трещиноватыми лавами и прослоями спекшихся игнимбритов, под которыми докальдерный комплекс пород раздроблен на блоки. Более ранние и интенсивные гидротермальные преобразования породы в аргиллизиты и

гидротермальные глины создали в верхних зонах местные водоупоры и самоизолированные трещинные системы.

Термальные воды Кошелевского вулканического массива в последние годы хорошо изучены (Вакин, Дегусар и др., 1976).

Геологическое строение месторождений. Кошелевский вулканический массив расположен на юге Камчатки, у Охотского побережья, в 18 км от Паужетского месторождения. Формирование района от верхнего миоцена до настоящего времени связано с развитием вулканизма (Вакин и др., 1976). Фундаментом четвертичных вулканов служит миоцен-плиоценовая толща андезитовых лав и туфов. Этот массив состоит из нескольких разрушенных вулканов и экструзивных куполов. В результате взрыва возник Активный кратер, который стал центром современного излияния базальтов. Кошелевский вулканический массив интенсивно раздроблен под воздействием многократных перемещений эруптивных центров и последовательного компенсационного погружения отдельных частей массива, вызвавших возникновение кольцевых и радиальных разломов.

В районе выделено три водоносных комплекса: плиоценовых эффузивов, субвулканических интрузий и туфов, четвертичных эффузивно-пирокластических отложений и рыхлых отложений. Проницаемость пород первого комплекса низкая и только открытые разломы являются термовыводящими. Участки ядер центральных частей потухших вулканов интенсивно раздроблены открытыми трещинами и являются наиболее благоприятными для выхода на поверхность парогидротерм. Второй водоносный комплекс сложен преимущественно потоками четвертичных лав с высокими трещиноватостью и водопроницаемостью. В его пределах имеются локальные водонепроницаемые экраны, образовавшиеся при надвигах и неоднократных смещениях пород. Третий водоносный комплекс представлен рыхлыми отложениями с поровой циркуляцией. В пределах Кошелевского массива существует нормальный гидрогеологический фон района с аномалиями, вызванными локальным внедрением глубинного теплоносителя (Вакин и др., 1976).

В пределах этого массива и у его подножия известны два крупных месторождения термальных вод — Верхнекошелевское и Нижнекошелевское и ряд более мелких термоаномалий.

Вулканический массив Большой Семячик, по Э.Н. Эрлиху, расположен в пределах грабен-синклинали Восточной Камчатки внутри крупной кольцевой депрессии. В результате более поздней вулканической деятельности кальдера Семячика была заполнена продуктами извержений, и на ее территории возникли вулканические постройки. Первый докальдерный комплекс пород образован недислоцированными туфогенно-лавовыми толщами как основного, так и кислого состава. Второй, посткальдерный комплекс сформировался в результате мощных игнибритообразующих извержений, происшедших во второй половине среднего плейстоцена, предшествовавших образованию кальдер. Он включает лавы и туфы, выполняющие кальдерную котловину. В депрессии формировались вулканические пост-

ройки от базальтового до дацитового состава, большей частью доледниковые. К послеледниковым относятся небольшие куполы с потоками и экструзиями андезито-базальтового состава.

Структура Большого Семячика, по Е.А. Вакину (1976), возникла в конце среднего и начале верхнего плейстоцена после вспышки кислого вулканизма, проявившегося в извержениях больших масс пемзы и игнимбритов. В вулканическую группу Большого Семячика входит несколько стратовулканов (Зубчатка, Бурлящий, Центральный Семячик и другие) и экструзивных куполов разного возраста и состава, разместившихся на площади 100 км². Наиболее древними среди обнаженных пород фундамента вулканов являются отложения псефитовых и алевроитовых туфов гейзерной свиты (N₂-Q₁), уходящие под основание вулканического массива. Выше залегают пемзы и игнимбриты жупановской свиты (Q₂), слагающие плато вокруг Большого Семячика. Они перекрыты базальтовыми лавами семячической свиты (Q₂). Зубчатка, Бурлящий и ряд других вулканов относятся к доледниковым сооружениям.

Современное состояние вулканического массива в целом характеризуется мощной гидротермальной деятельностью. Термопроявления в виде термальных источников и паровых струй располагаются в пределах единой зоны гидротермально измененных пород. Перекрытие этих пород послеледниковыми образованиями и находки обломков измененных пород в моренах свидетельствуют, по Е.А. Вакину, о начале гидротермальной деятельности в доледниковое время. Наиболее активный современный гидротермальный процесс приурочен к двум самым древним вулканам — Бурлящему и Центральному Семячику. В их сильно разрушенных постройках термопроявления занимают площади соответственно 0,03 и 0,07 км². Структура термального потока сложная. Предполагается (Е.А. Вакин), что нижний горизонт гейзерной пеплопемзовой свиты, погруженный ниже уровня моря, напорный и содержит перегретые воды. Верхний, приуроченный к пемзам и игнимбритам жупановской свиты, сформирован в условиях артезианского склона, но по мере приближения к очагу разгрузки сильно разбавляется инфильтрационными водами. Площадь разгрузки гидротерм занимает свыше 10 км². Наиболее интенсивные термопроявления на вулкане Бурлящем приурочены к его подножию, участок Парящая Долина, и к его западному склону, где на фоне фоновое пропаривания происходит сосредоточенное паровыделение из грифонов Ревущая, Пасть Дракона, Пешера. На вулкане Центральный Семячик современная гидротермальная деятельность сосредоточена у его западного подножия. Здесь расположено крупное термальное оз. Черное.

Состав термальных вод и конденсата гидротермального пара.

Для месторождений вулканических массивов Кошелевского и Большой Семячик состав пара, конденсата пара и термальных вод близок: в тех или иных количествах в них присутствует ион аммония.

Для Верхнекошелевских термальных источников характерен сероводород, для Нижнекошелевских — метан. Соответст-

вечно в первых наравне с гидрокарбонат-ионом присутствует сульфат-ион. Искусственные конденсаты гидротермального пара на обоих термопроявлениях имеют гидрокарбонатный аммонийный состав. В приповерхностных условиях при контакте с кислородом воздуха, грунтовыми и поверхностными водами и породами образуются сульфатные конденсатные воды, усложненные пороодообразующими элементами.

На площади Парящей Долины у подножия вулкана Бурлящего проявляются два химических типа вод (табл. 8); высокотемпературные близейтральные, слабominерализованные, сульфатно-гидрокарбонатные аммонийные; менее нагретые, кислые с повышенной минерализацией, сульфатные, сложного катионного состава. Первые приурочены к осевой части Парящей Долины и фиксируют разломную зону, вторые (окисленные) — к ее охлажденной периферии.

На склоне вулкана Бурлящего преобладают паровые струи, конденсат которых имеет близейтральную реакцию и гидрокарбонатный аммонийный состав. Вода в мелких закрытых водоемчиках кислая (рН 2—4,8), сульфатная, имеет сложный катионный состав, в ней преобладает аммоний. Во всех пробах воды и конденсата пара содержится бор (H_3BO_3 от 6 до 58 мг/л); часто отношение бора к минерализации в конденсате пара выше, чем в воде. Воды и конденсаты пара характеризуются невысокими концентрациями кремния. Газ на всех термопроявлениях имеет сходный состав и обогащен углекислым газом (84—85%); отмечается присутствие азота, водорода, сероводорода и метана.

Гидротермально измененные породы. На Нижнекошелевской термоаномалии на поверхности, в местах пропаривания андезитобазальты превращены в гидротермальные глины каолинит-лимонитового состава (Набоко, 1954). В последнее время гидротермальное изменение базальтов на глубине было изучено по кернам гидротермальных скважин В.В. Петровой и В.Н. Шапарем¹. Базальты и андезитобазальты по всему разрезу до глубины 800 м интенсивно изменены. Намечается смена минеральных ассоциаций с глубиной в следующем порядке: глинистые минералы → глинистые минералы + халцедон → хлорит + халцедон + ломонтит → хлорит + халцедон + альбит + ломонтит. Границы выделенных зон контролируются глубиной и не подчиняются границам исходных лавовых потоков.

Целый ряд факторов — смена с глубиной минеральных ассоциаций, свежесть гидротермальных минералов, наличие участков неизмененных пород на значительных глубинах — позволил В.В. Петровой и В.Н. Шапарю говорить об отсутствии признаков наложенности гидротермальной минерализации на более ранние преобразования пород, т.е. о равновесии перечисленных ассоциаций минералов с современными гидротермами. Характерно отсутствие адуляризации, свойственной паужетско-вайракейскому типу гидротермальных систем с

¹ Устное сообщение.

Таблица 8

Состав термальной воды и конденсата пара (в мг/л)

Компоненты и параметры	Вулкан Бурлящий		Парящая Долина			
	1	2	3	4	5	6
H ⁺	0,18	-	0,28	6,72	-	-
Na ⁺	1,6	-	5,1	6,40	-	0,4
K ⁺	1,2	3,0	1,6	1,2	-	1,0
NH ₄ ⁺	157,0	53,0	145,0	280,0	55,0	440,0
Ca ²⁺	3,0	-	8,0	48,0	-	19,6
Mg ²⁺	0,9	-	2,0	13,0	-	28,2
Fe ²⁺	-	-	-	5,5	-	1,7
Fe ³⁺	1,0	-	-	83,0	-	-
Al ³⁺	7,0	-	-	213,0	-	-
Cl ⁻	1,0	1,0	0,5	1,0	1,0	Сл.
SO ₄ ²⁻	491,0	49,0	430,0	2472,0	30,0	1224,8
HSO ₄ ⁻	-	-	-	327,0	-	-
HCO ₃ ⁻	-	137,9	-	-	120,8	19,53
H ₃ BO ₃	41	3,5	6,2	58,0	38,0	12,0
H ₂ SiO ₃	-	-	-	-	-	60,0
M, г/л	0,70	0,24	0,59	3,5	0,24	1,80
pH	3,74	7,04	3,52	2,34	8,00	6,64

1 - вода; 2 - конденсат пара; 3 - вода, центральная зона; 4 - вода, краевая зона; 5, 6 - конденсат пара. Пробы отобраны С.И.Набоко в 1972 г.

перегретыми хлоридными натриевыми водами, богатыми калием. Гидротермальные растворы Нижнекошелевского месторождения имеют низкие минерализацию и концентрацию калия.

Выходы термальной воды и пара на вулканическом массиве Большой Семячик локализованы в обширной зоне гидротермально измененных пород, занимающих площадь более 100 км² (Вакин, 1976). Исходные андезито-базальты и их туфы в основной своей массе обелены и преобразованы в опаловые, опал-каолинито-

Таблица 9

Состав гидротермально измененных андезито-базальтов из района термальных вод (вес. %)

Компоненты	Вулкан Бурлящий				Парящая Долина
	1	2	3	4	
SiO ₂	86,68	62,50	61,42	48,54	50,04
TiO ₂	1,39	-	1,01	0,95	0,92
Al ₂ O ₃	1,70	24,40	26,31	5,85	23,45
Fe ₂ O ₃	0,24	-	0,44	23,52 (Fe)	11,29
FeO	0,08	0,22	0,10	1,92	0,45
MnO	0,01	-	0,01	0,05	0,11
MgO	0,97	-	0,25	1,65	1,66
CaO	0,72	0,56	0,56	1,63	1,86
Na ₂ O	0,05	-	0,05	1,00	0,13
K ₂ O	0,32	-	0,12	0,58	0,21
H ₂ O ⁻	2,66	1,50	0,86	1,14	5,26
H ₂ O ⁺	4,33	8,55	9,30	4,34	5,50
P ₂ O ₅	0,11	0,22	0,07	-	0,17
SO ₃	0,52	0,50	-	17,06 (S)	0,20
П.п.п.	-	1,29	-	-	-

1 - опаловая порода; 2 - опал и каолинит трещинный; 3 - опал и каолинит по породе; 4 - пиритизированная глина на дне Гремучей fumarолы; 5 - гидротермальная глина около паровой струи. Аналитик Г.И. Князева.

вые и опал-алунитовые метасоматиты¹. Разрезы всех склонов, окружающих термопроявление, сходны: к подошвам склонов приурочены опал-каолинитовые породы, трещины в которых залечены лучистым каолинитом и реже алунитом. Выше по разрезу в опализированных и каолинитизированных породах увеличивается содержание трещинного и порового алунита. Вершины хребтиков покрыты развалом

¹ Изучение гидротермального изменения пород проводилось совместно с С.Ф. Главатских.

монокварцевых пород и опалитов. В разрезах обнаруживаются участки менее измененного андезито-базальта с окварцованной основной массой, с плагиоклазом, замещенным гидрослюда, порами и трещинками, заполненными кварцем, цеолитами, адуляром, гидрослюда, пиритом. По периферии поля интенсивно измененных пород фиксируются развалы слабо пропилитизированного андезито-базальта: по вкрапленникам плагиоклаза развит монтмориллонит, по пироксену развита гидрослюда; поры и трещины выполнены кварцем, цеолитами и пиритом; сыпь пирита рассеяна по всей массе слабо измененной породы.

В осевой, наиболее высокотемпературной части Паряшей Долины поры и трещинки в обломках лавы и шлака заполнены опалом, каолинитом, алунином и пиритом. В рыхлом цементе пород развиты опал, каолинит и пирит (пирита иногда до 30-40%). По периферии Паряшей Долины в участках выходов окисленных конденсатных вод исходные породы превращены в глины опал-каолинитового состава с обильным пиритом и серой (табл. 9).

На верхних термальных полях вулкана Бурляшего изменение андезито-базальта, по характеру сходное с таковым в Паряшей Долине, но более интенсивное вплоть до монтмориллонитовых глин и опал-каолинит-алуниновых с пиритом метасоматитов. Около струй перегретого пара с близнейтральной реакцией обнаружено окварцевание пород; кварц с мелкими ромбиками адуляра и игольчатого морденита заполняет трещинки и поры андезито-базальта; по плагиоклазу развиты ломонтит и кварц, по цветным минералам — гидрослюда и хлорит, т.е. совмещены сернокислотное выщелачивание и щелочной метасоматоз.

На вулкане Центральный Семячик вокруг Черного озера с поверхности развиты рыхлые опалиты, переходящие глубже в опалитизированные, каолинитизированные и алунилизированные массы. Берега Черного озера сложены опалитами и алунинами со значительным количеством криптокристаллического гипса. В опаловой, алунитовой и каолинитовой породах присутствует пирит, на глубине 2,5 м в монтмориллонитизированных породах примесь пирита становится существенной. Поверхность Черного озера покрыта пирит-марказитовой пленкой. На дне озера находится мощный слой черного ила, содержащего в отдельных участках до 60% пирита. На южном берегу озера в поле развития кислых сульфатных вод из трещин пульсирует близнейтральная гидрокарбонатная аммонийная термальная вода. Породы здесь покрыты кремневой корочкой. В слабо измененном андезито-базальте по плагиоклазу, в порах и трещинках лавы развит адуляр. Таким образом, вблизи поверхности и на поверхности совмещены минеральные ассоциации щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания. По составу конденсатов перегретого пара и характеру гидротермального изменения пород около паровых струй и в наиболее прогретых участках можно предположить, что на глубине находятся перегретые воды с близнейтральной и слабокислой реакцией (за счет растворенного CO_2) и имеющие, вероятно, хло-

Таблица 10

Содержание элементов в водах (в мкг/л)

Элемент	Центральный Семячик			
	1	2	3	4
Mn	4,2	27	10	25
Pb	40	100	20	40
Ga	-	10	20	-
Ge	-	-	20	-
Mo	-	100	-	-
V	1000	-	800	-
Cu	100	45	100	10
Zn	50	8000	-	-
Co	-	-	10	-
Ni	10	10	25	-
Sr	-	20	100	-
Cr	60	30	150	-
Ba	-	-	1000	-

1 - Черное озеро; глуб. 0 м, pH 2,0, T = 64°C; 2 - там же; глуб. 9 м, pH 1,9, T = 94°C; 3 - там же, грифон на берегу; pH 7, T = 83°C; 4 - Восточное термальное поле; pH 7,9, T = 33°C; 5 - грифон в алунитизированных породах; pH 1,6, T = 94°C; 6 - трещинный источник; pH 2,8, T = 94°C; 7 - грифон

ридный натриевый состав. Гидротермальное изменение, видимо, выражается в пропилитизации андезито-базальта с цеолитовой и монтмориллонитовой ассоциациями минералов.

Металлоносность. Воды и искусственные конденсаты вулканов Бурлящий и Центральный Семячик содержат одни и те же металлы, которые при низкой минерализации вод все же имеют значительные концентрации. Наиболее высокое содержание свойственно (в мг/л) цинку (до 8) и ванадию (до 1), значительно ниже у меди (до 0,18), кобальта (до 0,18), хрома (до 0,15), свинца (до 0,12), никеля (до 0,115), молибдена (до 0,1); содержание марганца не превышает 0,03 мг/л. Концентрация металлов контролируется кислотностью растворов. Самое высское содержание меди (8 мг/л) определено в кислых водах Черного озера, отобранных с глубины 9 м (табл. 10).

В гидротермально измененных андезито-базальтах и их туфах (каолинит-алунит-опаловая ассоциация минералов) содержание металлов невысокое, в основном оно близко к кларковому и даже ниже и составляет (в г/т): Ni до 6, Co до 4, Cr до 4, V до 30, Pb до 2, Sn до 0,2, Mo до 0,4, Cu до 10, Zn до 200, Ag до

Центральный Семячик			Бурлящий	
5	6	7	8	9
12	30	8	25	7
100	100	100	120	20
-	-	-	-	20
-	-	-	-	-
-	-	30	30	-
-	35	1300	-	155
35	2	50	100	180
50	-	70	700	50
-	-	-	185	-
10	10	115	100	90
-	-	-	-	20
-	-	150	60	55
1500	-	-	100	200

на юге термального поля; pH 1,7, T = 93°C; 8 - Верхнее термальное поле; pH 7, T = 72°C; 9 - Парящая Долина; pH ~7, T = 82°C; Cu, Zn, Pb определены методом полярографии, остальные элементы - количественным спектральным анализом осадка CdS.

0,003, W до 0,3, As до 10 (в одном случае до 200), Sb до 6, В до 0,8, Li до 6. Большая часть металлов выщелочена из пород вторичными кислыми водами. Осадки термальных вод обогащены металлами (табл. 11).

Среди рудных минералов наиболее распространены пирит и марказит. В донных осадках Черного озера установлен хорошо окристаллизованный пирит, содержание которого в некоторых участках достигает 60%. Поверхность воды озера и грязевых котлов покрыта зеркальной пленкой латуно-желтого пирита. В гидротермально измененных породах до глубины 9 м, где преимущественно развиты опал, каолинит и алунит, содержание пирита достигает 30%. В единичных случаях в окружении Черного озера на гидротермально измененных породах можно обнаружить корочку ковеллина. Вблизи выходов пара в ассоциации с опалом образуется мелкотаблитчатый реальгар. Он же встречается в опал-каолинит-алунитовых породах, обрамляющих с востока термальное поле вулкана Бурлящий. Порошковатый налет реальгара на термальных полях вулкана Центральный Семячик покрывает плоскости скола каолинитизированных андезито-базальтов.

Таблица 11

Содержание элементов в гидротермально измененных породах по скважи

Элемент	Вулкан Бурлящий					
	Гидротермально измененная порода					
	на поверхности (14)*			1-9 м (12)		
	от - до	среднее	%**	от - до	среднее	%
Ni	0,4-4	2,1	100	0,1-4	1,4	100
Co	0,1-3	1,2	80	0,1-4	1,5	80
Cr	1-1	1	100	1-3	1,7	100
V	6-20	1,2	100	6-30	1,2	100
Pb	0,1-0,4	0,2	90	0,1-0,8	0,2	90
Sn	0,1-0,2	0,1	100	0,1-3	0,1	100
Mo	0,1-0,4	0,3	90	0,1-0,4	0,2	60
Cu	1-6	2	100	1-4	3	100
Zn	4-20	9	90	2-100	3,3	80
Ag	0,003-0,003	0,0006	21	0,003-0,03	0,01	60
W	-	-	-	-	-	-
As	4-10	5	100	3-6	4	100
B	0,6-0,8	0,4	60	0,8-2	0,3	50
Li	4	-	-	-	-	-

нам и в осадках термальных вод (г/т)

	Вулкан Бурлящий			Парящая Долина		
	Осадок			Гидротермально измененная порода		
	на поверхности (12)			1-9 (14)		
	от - до	среднее	%	от - до	среднее	%
	10-80	26	90	0,6-6	2,6	100
	10-30	20	47	0,1-4	2	100
	-	-	-	1-2	1,3	100
	12-120	35	50	6-20	9	100
	-	-	-	0,1-0,4	0,1	100
	-	-	-	0,1-0,3	0,1	100
	0,6-17	6	90	0,1-0,3	0,1	80
	15-150	56	100	2-10	4	100
	100-1500	245	53	6-200	46	100
	-	-	-	0,003-0,003	0,001	70
	-	-	-	0,3-4	1,2	15
	-	-	-	3-200	4	100
	-	-	-	0,8-8	1,7	40
	-	-	-	3-6	4	17

*В скобках здесь и далее дано количество проанализированных проб.

**Количество образцов с металлами (в %).

Следует сказать, что в водах и гидротермально измененных породах вулканов Бурлящий и Центральный Семячик сравнительно высоко содержание цинка, меди, свинца, ванадия, а концентрации мышьяка и сурьмы, характерные для перегретых хлоридных натриевых вод Узона, более низкие.

ПЕРЕГРЕТЫЕ ВОДЫ СЛОЖНОГО СОСТАВА, МИНЕРАЛЬНЫЕ ОСАДКИ, МЕТАСОМАТИТЫ И ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ

Перегретые термальные воды сложного состава и пониженной минерализации свойственны большебанному подтипу (по В.И. Белоусову). Для таких гидротермальных систем характерен сильно трещиноватый коллектор, залегающий под водоупорными отложениями. Относительная изолированность трещин в практически непроницаемых породах, перекрытых локальным водоупором, не создает условий для формирования мощного потока холодных грунтовых и напорных вод. Поэтому площадь термального поля и участки с поверхностной гидротермальной деятельностью измеряются первыми единицами квадратных километров в отличие от гидротермальных систем, ха-

рактеризующихся развитием пород с поровой проницаемостью. Такой тип геологической структуры свойствен гидротермальным системам, локализующимся в структурно-фациальных зонах, сложенных преимущественно дислоцированными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями мезозойского, палеоген-неогенового возраста (Белоусов, Сутробов, 1976).

К этим месторождениям термальных вод на Камчатке относятся в первую очередь Больше-Банное, а также, вероятно, Алапальское в Центральной Камчатской зоне. Благодаря бурению при разведке на термальную воду Больше-Банное термальное месторождение хорошо изучено. Мы приводим лишь краткое описание его по данным Ю.П. Трухина и В.В. Петровой (1977). В пределах Больше-Банного месторождения развит комплекс пород березовской серии, подразделяемый условно на верхнюю толщу, представленную потоками лав липаритового, реже андезито-дацитового и дацитового состава, спекшимися туфами липаритов и туфобрекчиями, и нижнюю, состоящую из потоков андезитов и туфов дацитов и липаритов. В районе выделяются две системы тектонических нарушений: северо-западная зона разломов, заложившаяся в среднем плейстоцене, и серия мелких разломов северо-восточного простирания. Больше-Банное

месторождение локализовано в субширотной части дугового разлома. В центральном и восточном участках тепловой аномалии имеются многочисленные естественные выходы термальных вод. В центральной части термоаномалии выделяется наиболее высокотемпературная зона, характеризующаяся непрерывным возрастанием температуры с глубиной. Конфигурация температурного поля свидетельствует в восходящем субвертикальном движении гидротермального потока, ограниченного по периферии зоной субгоризонтального растекания. Роль литологического контроля в движении гидротерм не существенная; месторождение характеризуется в основном трещинной фильтрацией гидротерм.

По химическому составу термальные воды сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией 1,3 г/л. На устье скважины они имеют щелочную реакцию, на глубине — слабо кислую (Карпов, 1976). В водах определены (в мг/л): F 3,5-11; B — 1,2-2; Li 1,2-1,96; As — 0,32-0,5; Sr 0,9-3,57; Cu 0,1; Zn 0,1-0,2; Mo 0,014-0,028. В глазах преобладает углекислота. Среди осадков термальных вод встречаются кремнистые, а также наблюдается зарастание действующих скважин карбонатом.

Гидротермальный метасоматоз развивается по всей эффузивно-пирокластической толще пород, вскрытых скважинами до 1200 м, и выражен пропилитизацией с развитием альбита, адуляра, монтмориллонита, кальцита, эпидота. Из рудных минералов определены пирит, халькопирит, самородные медь и свинец (Тружин, Петрова, 1976). Метасоматические зоны контролируются системой тектонических нарушений и являются околотрещинными.

Апальские термальные источники находятся в Срединном хребте в верховьях р. Анавгай (левый приток р. Быстрой). В районе выходов термальных вод развиты породы неогенового и нижнечетвертичного возраста. В резко расчлененном вулканическом нагорье Срединного хребта обнажаются андезиты нижнего среднего миоцена. Высокогорное плато сложено древнечетвертичными эффузивами основного состава. Пространственно Апальская термоаномалия подразделяется на две группы термальных источников — Верхне- и Нижнеапальские.

Верхнеапальская группа термальных источников расположена в долине руч. Апаль, впадающего в р. Анавгай, и прослеживается на протяжении 400 м. Они выходят в поле развития миоценовых андезитов, прорванных дащитовой экструзией. Здесь широко развиты тектонические нарушения северо-восточного и субмеридионального направлений, которые фиксируются многочисленными кварцевыми жилами. Выходы высокотемпературных источников, как правило, приурочены к зонам дробления и контактам кварцевых жил. Термальные воды, по классификации В.В. Иванова, относятся к сульфатно-хлоридным натриевым азотным щелочным термам низкой минерализации. Обращает на себя внимание довольно высокое содержание в водах кремния, бора и таких металлов, как мышьяк, сурьма (табл. 12), что сближает эти термальные воды с Узонскими. В то же

Таблица 12

Состав термальной воды Верхне- и Нижнеапалельских источников (в мг/л)

Компоненты и параметры	Верхнеапалельские		Нижнеапалельские
Na ⁺	450	390	430
K ⁺	15,9	14,9	23,4
Ca ²⁺	6,2	10,2	60,9
Mg ²⁺	0,1	24	4,6
Cl ⁻	174,5	140,1	148,9
SO ₄ ²⁻	528,0	125,1	396,3
HCO ₃ ⁻	186,0	201,4	526,6
CO ₃ ²⁻	0,6	-	-
H ₃ BO ₃	135	70	77
H ₂ SiO ₃ раств.	138	160	127
H ₂ SiO ₃ колл.	94	53	51
As	3,5	3,0	10,0
Sb	0,62	0,70	Сл.
Mn	0,003	0,003	0,055
Pb	0,025	0,024	0,010
Zn	0,058	0,051	0,039
Cu	0,0524	0,056	0,063
Cd	0,0111	0,078	0,003
Mo	0,030	0,035	0,030
Ti	0,003	0,008	0,0025
Ni	0,001	-	-
Ba	0,01	-	0,045
Cr	-	0,10	0,14
Li	1,1	1,1	1,2
Cs	-	0,1239	-
Sr	-	0,0448	-
Ag	-	-	0,013

Таблица 12 (продолжение)

Компоненты и параметры	Верхнеапальские		Нижнеапальские
M	1734	1193	1847
pH	8,57	8,20	7,7
T°, C	96	98	61

Примечание. Пробы отобраны С.И. Набоко и Г.А. Карповым в 1974 г. Li, Rb, Cs, Sr определены методом фотометрии пламени в Институте геологии и геофизики СО АН СССР; Cu, Zn, Pb, Cd — методом полярографии.

время Апальские термальные воды по низкой минерализации, солевому составу и дефициту сероводорода сходны с Больше-Баньными.

Породы вблизи выходов термальных вод изменены до кварц-адуляровых метасоматитов. Основная масса исходных андезитов и андезито-дацитов нацело окварцована. Плаггиоклазы псевдоморфно замещены адуляром, а более кислые его разновидности — адуляр-гидрослюдистым агрегатом. Вкрапленники темноцветных минералов обычно выщелочены. Первичный кварц в краевых частях зерен имеет тонкую реакционную кайму растворения. Все тонкие трещинки в породах заполнены кварцем и мелкими зернами адуляра. В волосовидных трещинках встречается рудное вещество. В кварц-адуляровых метасоматитах адуляр занимает до 20% объема породы; содержание в них K_2O составляет 6,2% при 0,5%. Непосредственно в грифонах горячей воды породы изменены до гидрослюдистой глины, обогащенной калием. На выходах высокотемпературных вод обнаружены обломки пород с корочкой новообразованных опала, кальцита и сульфидов, которые образовались теперь (табл. 13).

Впервые рудные минералы на Верхнеапальских источниках были описаны И.И. Шегловым (1960). На поверхности обломков пород, находящихся в грифоне термального источника на глубине 0,5 м, он обнаружил тонкие пленочки бурых окислов железа и ярко-красной киновари. Более детально рудная минерализация в Апальских источниках была изучена Н.А. Озеровой и Л.М. Лебедевым (Озерова и др., 1970; 1973). Кроме киновари они определили метациннобарит, аурипигмент, реальгар, сульфиды железа, антимонит, а также гидраты марганца.

Все отмеченные минералы ассоциируют с опалом и кальцитом, цементирующими мелкие обломки пород или покрывающими корочкой глыбы камней, погруженных в термальную воду. Как видно из ана-

Таблица 13

Состав гейзерита и гидротермальной глины Апапельских источников (в вес. %)

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	92,08	92,38	55,86
TiO ₂	-	-	0,62
Al ₂ O ₃	0,51	1,02	9,00
Fe ₂ O ₃	-	0,34	3,80
FeO	0,57	0,71	2,15
MnO	-	-	0,12
MgO	-	-	1,10
CaO	0,74	1,78	2,83
Na ₂ O	0,12	0,17	0,79
K ₂ O	-	0,06	3,91
H ₂ O ⁻	2,32	1,08	3,80
H ₂ O ⁺	3,28	2,72	4,34
P ₂ O ₅	0,18	0,14	0,45
CO ₂	0,20	0,15	0,58
SO ₃	0,16	0,13	0,85
П.п.п.	-	-	9,49

1 - верхнеапальский гейзерит; 2 - нижнеапальский гейзерит; 3 - гидрослодистая глина на дне Верхнеапальских источников. Аналитик Л.И. Байцаева.

лизов (табл. 14), в опаловой корочке в высоких концентрациях присутствуют мышьяк и сурьма, существенно меньше меди, цинка, свинца, олова, серебра, а в нескольких образцах, взятых из высокотемпературного источника, обнаружено деревянистое олово. Наиболее крупные, изометричные зерна этого минерала встречены в корочке прозрачного опала. В одном, наиболее обогащенном деревянистым оловом образце, определено 1790 г/г Sn, до 500 г/г As. Интересны более высокие концентрации некоторых металлов в кремнисто-глинистых примазках и гнездах опала и кальцита на породах карниза, нависающего над пульсирующим источником (см. табл. 14).

Таблица 14

Элементы в осадках вод и в гидротермально измененных породах района

Элемент	Верхнеапалельские источники							
	1	2	3	4	5	6	7	8
As	-	-	-	-	500	1200	-	1200
Sb	79	-	67	-	28	720	54	16
Hg	1000	-	100	50	7	-	-	Следн.
Cu	8	4	7	8	200	4	4,5	5
Zn	25	25	21	33	29	20	21	40
Pb	2	7	2	3	50	3	6	4
Sn	2	2	2	2	1790	2	2	2
Ag	0,44	6,3	0,26	0,29	0,081	0,01	1,1	0,021
Ni	-	-	-	12	210	-	-	8
Co	2	-	2	2	40	-	-	9
V	20	9	30	50	70	-	40	80
Cr	11	-	11	30	47	-	-	14
Ti	550	72	850	5600	1800	42	3300	4200
B	17	-	-	24	460	95	11	46

Таблица 14 (окончание)

Элемент	Верхнеапалельские источники					Нижнеапалельские источники	
	17	18	19	20	21	22	23
As	-	-	220	-	-	3800	5500
Sb	14	-	30	Следы	12	530	12
Hg	700	-	10	-	-	-	-
Cu	13	4	5	8	3	3	-
Zn	57	-	56	83	33	-	3,5
Pb	6	4	6	8	8	2	-
Sn	3	3	6	6	-	-	-
Ag	0,87	0,23	0,36	1,8	15,0	0,016	0,032
Ni	4	4	-	-	-	-	-
Co	1	-	1	-	-	-	-
V	60	-	40	20	10	1	-
Cr	-	-	-	-	Следы	-	-
Ti	5000	100	3500	930	120	35	40
B	10	-	11	10	-	6	7

Примечание. 1-5 - корочки на образцах из воды грифона; 6-11 - корочки на образцах карниза над водой; 12-21 - породы со дна грифона; 22-23 - гейзерит; образцы собраны С.И. Набоко и Г.А. Карповым в 1972г. количественный спектральный анализ произведен в Дальневосточном геологическом институте ДВНЦ АН СССР.

Апалельских термальных источников (г/т)

Верхнеапалельские источники							
9	10	11	12	13	14	15	16
-	-	-	-	120	-	220	-
36	32	72	-	Сл.	12	32	-
-	300	1000	-	10	-	-	5
3	5	7	5	48	6	8	7,5
30	-	-	23	23	56	55	42
4	3	3	4	10	17	10	15
2	-	2	-	2	2	3	2
4,4	0,2	0,64	5,3	2,5	0,46	0,72	0,59
6	4	4	-	4	4	4	-
3	-	1	-	1	1	2	-
30	-	-	-	100	50	50	16
15	-	-	-	12	-	-	-
3200	50	270	45	3700	3000	2700	2900
50	16	20	-	-	-	24	11

Породы карниза непрерывно обвеваются гидротермальным паром, и по-видимому, высокие концентрации мышьяка, сурьмы, олова и наличие ртути следует связывать с их переносом этим паром.

Нижнеапалельские источники находятся в 800 м от Верхнеапалельских источников и на 215 м гипсометрически ниже. Большая часть выходов термальной воды приурочена к заболоченной низине. Температура воды колеблется в пределах 23-78°C. Центральным объектом Нижнеапалельских источников является крупный (до 500 м²) гейзеритовый щит мощностью до 0,3 м. У основания щита, в болоте, имеются выходы термальной воды с температурой 61°C, pH 6,95, Eh +296 мВ (см. табл. 12). Заболоченная почва в местах выходов источников пропитана тонкодисперсными глинистыми образованиями, обогащенными окислами марганца. Гейзерит на 92% состоит из кремнезема, содержит мало воды. Различные включения - растительные остатки, диатомовые водоросли, окислы железа и сульфиды мышьяка и сурьмы - окрашивают гейзерит в бурые и оранжевые цвета. В разрезе наблюдается четкая вертикальная зональность. На поверхности развит травяно-зеленый скородит. Глубже рассеяны мелкие зерна аурипигмента и реальгара. В основании щита, на глубине 0,3 м встречена зона, обогащенная антимонитом. В гейзерите определены самые высокие для всех Апалельских источников содержания мышьяка и повышенные концентрации сурьмы. В то же время, как и в Верхнеапалельских источниках, отмечается невысокое содержание меди, цинка, свинца (см. табл. 14).

Воды Нижнеапалельских источников отличаются от вод Верхнеапалельских меньшей температурой и близкой нейтральной реакцией. При близком содержании хлора они имеют в 2,5 раза более высокую

концентрацию гидрокарбонат-иона (см. табл. 13). По содержанию специфических компонентов (кремния, бора, мышьяка, сурьмы и др.) воды весьма сходны и, по-видимому, принадлежат единому гидротермальному потоку; первые охлаждены грунтовыми водами.

Вынос мышьяка, сурьмы, свинца, цинка, меди и лития за год, если исходить из содержания этих элементов в водах Апапельских источников и их суммарного дебита только с Верхнеапапельского термального поля, составляет (в кг): As - 1000, Sb - 189, Pb - 7,5, Zn - 16,0, Cu - 16,6, Li - 346,0, Hg - 1,3. Долгоживущие периодически омолаживающиеся глубинные разломы определили образование древнего ртутного Чимпуринского месторождения и современного Апапельского с унаследованной металлоносностью. Процесс мышьяково-сурьмяно-ртутного рудообразования продолжается (Набоко и др., 1977).

ГОРЯЧИЕ ХЛОРИДНЫЕ НАТРИЕВЫЕ ВОДЫ, МИНЕРАЛЬНЫЕ ОСАДКИ, МЕТАСОМАТИТЫ И ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ

Горячие хлоридные натриевые воды представляют большой интерес; на их выходах отлагаются мощные карбонатные осадки, часто рудоносные. По хлоридному натриевому составу, высокому содержанию кремния, бора, калия, редких щелочей и отношению $Li : Rb : Cs$ они аналогичны перегретым хлоридным натриевым водам молодых гидротермальных систем Паужетско-Вайракейского типа. Однако месторождения таких термальных вод отличаются геологической структурой и литологией, более древним возрастом, меньшей тепловой мощностью, дебитом и температурой воды. На Камчатке наиболее типичными термальными источниками этой группы являются Налачевские, Шапинские, Пушинские.

Налачевская гидротермальная система приурочена к Налачевской вулкан-тектонической структуре, активность которой прослеживается на протяжении многих миллионов лет. В тридцатые годы она изучалась Б.И. Пийпом (1937), в 1963 г. автором и в 1974 г. автором совместно с С.Ф. Главатских изучались гидротермально измененные породы и осадки термальных вод. К последним более детальным исследованиям относятся работы Ю.П. Масуренкова и Л.А. Комковой (1977). По данным Ю.П. Масуренкова нижний комплекс пород района представлен андезитами и андезито-базальтами, переслаивающимися с их туфами, и интрузиями гранодиоритов и диоритов олигоцен-миоцена (паратунская свита). На этих породах с угловым несогласием залегают алнейская свита (верхний плиоцен-нижний плейстоцен), сложенная лавами и пирокластикой андезитового, андезито-базальтового и базальтового состава. Современная гидротермальная система наследует структурные позиции более ранней тектоно-магматической и гидротермальной активности. В современном виде она приурочена к депрессии рек Налачевой, Шайбной, Шумной и Горячей и проявляется на поверхности в виде много-

Таблица 15

Состав термальной воды и поровых растворов из рудных осадков Налачевского месторождения, в мг/л

Компоненты и параметры	Термальная вода						Поровый раствор из рудных осадков	
	карбонатный щит		скважина		по водотоку от скважины		поверхность осадков	глубина 40 см
	поверхность	глубина 5 м	самоизлив	глубина 5 м	в 20 м	в 40 м		
Na ⁺	1031	1043	957	1031	999	921	909	875
K ⁺	189	172	172	172	178	168	155	130
NH ₄ ⁺	2,5	6,6	4,2	3,4	3,3	1,5	6,5	1,5
Ca ²⁺	249	130	159	239	173	162	149	196
Mg ²⁺	13	28,5	29	30	26	32	34	41
Cl ⁻	1647	1631	1518	1449	1527	1429	1362	1358
SO ₄ ²⁻	454	449	514	501	516	483	506	502
HCO ₃ ⁻	233	145	171	177	266	194	244	244
H ₃ BO ₃	424	408	383	376	390	391	377	347
H ₂ SiO ₃ раств.	173	146	174	164	164	164	130	120
H ₂ SiO ₃ колл.	214	27	39	36	43	43	13	36
M, г/л	4,6	4,2	4,1	4,2	4,2	3,9	3,8	3,8
T°, C	73	73	-	-	43	-	60	43
pH	8,16	8,14	7,99	6,42	7,8	7,8	7,88	7,79

Примечание. Пробы отобраны С.И. Набоко и С.Ф. Главатских в 1974 г.

численных термальных источников. Наиболее активная термальная площадка Котел находится в долине р. Горячей у подножия отрогов, сложенных породами паратунской свиты. Термальное поле выражено обширной травертиновой площадкой 300×200 м в виде пологого холма с превышением около 15 м. Мощностя ключевых отложений в центре достигает 20 м, к периферии сходит на нет. Осадки термальных вод перекрывают валунно-галечные и песчано-глинистые отложения верхнеплейстоценового возраста, т.е. сформировались в последние 15-20 тыс. лет.

Самый крупный грифон Котел расположен в восточной части поля и здесь соответственно отмечается самая большая мощность ключевых отложений. На травертиновом щите имеется несколько глу-

Таблица 16

Элементы в термальных водах Налачевского месторождения

Элемент (в мг/л)*	Вода				Поровый раствор				
	3	6	2,5	4	2	0,9	2,1	0,2	0,4
Cu	3	6	2,5	4	2	0,9	2,1	0,2	0,4
Zn	40	9	11	240	-	1,3	1,3	3,7	3,7
Pb	7	2	36	13,8	1,6	1,74	1,74	1,3	3,7
Cd	30	1,6	2,9	2	-	0,15	0,15	3,7	0,2

* Определены методом полярографии.

боких грифонов, в западной части его протекает руч. Термальный, в которой попадает вода из грифонов и из-под травертинового шита. По данным исследований Б.И. Пийпа (1937), площадка Котел была в прошлом очень активной; из основных грифонов происходил самоизлив термальной воды.

После бурения в 1960 г. и самоизлива термальной воды и продолжение более чем десяти лет из скважины, пробуренной в 250 м от площадки Котел, уровень в грифонах Котла снизился и самоизлив из грифонов прекратился. Слабая фильтрация термальных вод на травертиновом шите стала осуществляться через ключевые отложения со слабым истечением из-под них. Основная разгрузка термальной воды в 1971 г. продолжалась через открытую скважину.

Термальные воды в грифонах и скважине имеют приблизительно постоянный состав и относятся к хлоридным натриевым (табл. 15). Хлоридная натриевая компонента достигает 78 мг/экв.%, отношение натрия к хлору (в мг/экв/л) приближается к единице. В водах существенную примесь составляет сульфат (до 19 мг/экв.%) и кальций (до 20 мг/экв.%), гидрокарбонат-ион играет менее существенную роль (до 6 мг/экв.%). Воды обогащены кремнием (до 400 мг/л H_2SiO_3), бором (до 400 мг/л H_3BO_3). Минерализация вод достигает 4,6 г/л; на выходе воды имеют слабощелочную реакцию (рН до 8,16), на глубине первых десяти метров — слабокислую реакцию (в скв. рН 6,42). Температура воды на выходе составляет 68°C и остается такой до глубины 200 м. Спонтанные газы на 85% состоят из CO_2 ; сероводород не обнаружен.

Налачевские термальные воды по содержанию в них металлов относятся к металлоносным и формируют железомышьяковую залежь. В водах определяются высокие содержания мышьяка (до 7 мг/л) и сурьмы (до 0,3 мг/л). Для них характерны повышенные концентрации редких щелочей, стронция, фосфора и низкие — меди, цинка, свинца и кадмия (табл. 16).

По основному составу — хлоридному натриевому — высокому содержанию кремния, бора, мышьяка, сурьмы, лития, цезия и рубидия налачевские воды сходны с водами Паужетского месторождения, каль-

деры Узон, Долины Гейзеров и Киреунских источников. Отличие заключается в более низкой температуре воды (не перегретые воды), повышенной минерализации, большей роли сульфата и углекислого газа и в дефиците сероводорода. Особенности состава наладчевских термальных вод определяют специфику осадков — образование травертинов вместо гейзеритов и окисного типа железомышьякового рудопроявления вместо сульфидного, как, например, в кальдере Узон.

Центральную часть площадки Котел слагают бурые, пропитанные окислами железа и мышьяка травертины, осветленные карбонатные рыхлые образования и прослойки вулканического песка и лапилли. К периферии плащ ключевых отложений осветляется до белого и представлен частичками породы, покрытыми корочкой карбоната, а также карбонатной сыпучкой.

За десятилетие самоизлива термальной воды из скважины сформировался новый плащ осадков на площади около 40 000 м². Благодаря экспериментальным работам Л.А. Комковой (1974) хорошо изучены физико-химические параметры минералообразования. По ходу ручья выделено несколько зон минералообразования. Первая зона осадков наиболее богата окислами железа и мышьяка. Отдаленную зону составляют карбонатные осадки. Промежуточная зона представлена смешанными мышьяково-железкарбонатными осадками. По распределению окислов железа, мышьяка и карбоната кальция нами в залежи обнаружена вертикальная зональность.

Осадки вод, кроме основных для них железа, мышьяка, кальция, содержат широкий спектр металлов (в г/т): бериллия — до 10; свинца — до 100; олова — до 30; галлия — до 20; германия — до 30; ванадия — до 180; меди — до 250; цинка — до 100; кобальта — до 15; никеля — до 15; циркония — до 60; хрома — до 150; марганца — до 0,54% (MnO); стронция — до 1%; бария — до 0,1%; фосфора (P₂O₅) — до 0,26%. Характерно часто повышенное содержание стронция и преобладание его над барием, что вообще типично для современных травертинов Камчатки. Максимальные концентрации металлов приурочены к коллоидным железо-мышьяковым осадкам. Карбонатные осадки содержат минимальные количества металлов, за исключением стронция и марганца (табл. 17).

Среди минералов осадков хорошо диагностируются и являются преобладающими — кальцит, лимонит и скородит. Основная масса железомышьяковых осадков находится в виде аморфного и коллоидного вещества. Впервые С.Ф. Главатских и автором были обнаружены сульфиды. На дне руч. Термального вблизи травертинного щита около выходов газа и термальной воды галька донных осадков на полуметровую мощность покрыта налетом реальгара. Глубже преобладающим становится антимонит. Величина игольчатых кристаллов антимонита увеличивается в выбоинах и пустотах гальки. При нарушении донных осадков на поверхность воды всплывали серые пенистые образования, насыщенные тонкоигольчатым антимонитом. Сульфидов железа в этих участках мало. В местах выхода термальной воды и под травертиновым щитом, в нагретых песчано-галечных

Таблица 17

Содержание элементов в осадках термальных вод Налачевского месторождения

Элемент	Сверху вниз по разрезам									
	1		2		3			4		
Be	3,5	5	10	3	Следы	-	3,5	-	-	-
As	0,12	0,15	n	0,4	n	n	0,1	n	0,03	1,0
Mn	0,1	0,1	0,3	0,45	1,0	0,15	0,15	0,3	0,1	0,55
Pb	100	-	-	-	-	-	50	-	-	-
Sn	30	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	15	18	-	10	-	-	20	-	18	-
Ge	-	30	-	-	-	-	-	-	-	-
V	90	90	-	-	-	-	110	-	180	-
Cu	250	100	47	3	3	-	55	3	100	3
Zn	100	100	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	0,15	0,35	0,005	0,18	-	-	1,0	1,0	-	0,4
Co	10	15	-	-	-	-	-	-	-	15
Ni	15	15	-	-	-	-	10	10	-	10
Zr	50	50	-	-	-	-	60	60	-	50
Cr	60	100	-	40	-	-	60	60	150	-
Sr	0,02	0,02	0,6	0,4	0,3	1,0	0,03	0,5	0,01	0,1
Ba	0,03	0,03	0,03	0,025	0,03	0,03	0,10	0,015	0,03	0,01

Таблица 17 (окончание)

Элемент	По течению ручья от устья скважины									
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	1,0	1,0	n	n	n	n	0,3	0,3	0,3	n
Mn	0,45	0,55	0,35	0,30	0,35	0,45	0,15	0,30	0,15	0,15
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ge	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	3	3	-	3	-	-	-	-	3
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	0,005	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	0,1	0,1	0,3	0,1	0,3	0,3	0,3	0,1	0,1	0,1
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,015	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

Примечание. Содержание As, Mn, Ti, Sr, Ba дано в %; все остальные элементы даны в г/т.

отложениях, обнаружено большое количество древесных остатков, главным образом березы. Кора березы покрыта пленкой гидрооксидов железа, а древесина под корой — бесчисленным множеством уплощенных кристаллов реалгара. Порошковатая масса последнего "пропитывает" древесину на несколько сантиметров и образует корочку мелкокристаллических скоплений реалгара. Мелкие агрегаты кристаллов пирита, как правило, отмечались в пустотках березы (в ходах червей).

Образование сульфидов происходит в основном по органическим остаткам за счет сульфатредукции. Сульфиды резко подчинены окисным осадкам. Характеристика и условия формирования железо-мышьяковой залежи приведены в гл. III

ГОРЯЧИЕ ВОДЫ СЛОЖНОГО СОСТАВА, МИНЕРАЛЬНЫЕ ОСАДКИ, МЕТАСОМАТИТЫ И ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ

Для термальных вод этой группы характерно наличие большого числа разновидностей. Такие термальные воды обнаруживаются как в Восточной зоне активного вулканизма, так и в Центральной зоне потухшего вулканизма. Выходы их в обеих зонах приурочены к разломам; активный вулканизм в районе не проявляется.

Температура термальных вод на их выходе и на глубине первых сотен метров значительно ниже точки кипения, они имеют близкую нейтральную среду, в газах преобладает азот. Состав термальных вод не постоянен с различным отношением в них гидрокарбонат-, сульфат-, хлор-, натрий-, калий-, кальций-ионов и соответственно с различной долей хлоридной натриевой компоненты. Минерализация невысокая. Несмотря на различие в химическом составе, все воды заражены бором, фтором, мышьяком, редкими щелочами, стронцием, свойственными ранее описанным гидротермам зоны активного вулканизма. Минеральные осадки термальных вод незначительные, за исключением осадков из вод с высокой долей гидрокарбоната и кальция, осаждающих травертины (Оксинские и другие источники). Ниже дается описание некоторых месторождений термальных вод, рассмотренных автором в последние годы.

Оксинские источники находятся в Срединном хребте на левой террасе р. Анавгай у подножия горы Чempуры. Приурочены они к той же разломной зоне северо-восточного направления, что и Апапельские источники. Оксинские источники выходят на пересечении разломов северо-западного и субширотного простирания. Для месторождения характерно широкое развитие травертинов. Травертины перекрывают ледниковые верхнеплейстоценовые отложения, следовательно, формирование их или возобновление осадения началось в постплейстоценовое, голоценовое время. Автором и Г.А. Карповым источники были осмотрены в 1974 г. Термальный ручей берет начало из нескольких грифончиков и течет по ровной площади на протяжении 180 м; в конце потока образовано озерко термальной

воды. На выходе (в грифонах) вода имеет 58,5°C; pH 6,65; Eh + 256 мв, гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный-натриевый состав; хлор-натриевая компонента составляет 17 мг-экв%. По ходу ручья температура падает с 58,5 до 43°C; pH изменяется от 6,68 до 8,24, Eh - до 256 до 304 мв. Содержание кальция падает от 46,9 до 11,4 мг/л; HCO₃ - от 1216 до 1154 мг/л, происходит осаждение из термальных вод кальцита. Содержание магния почти не меняется, в связи с чем Ca/Mg отношение в воде падает от 2 до 0,6. В конце потока в застойном озере магний в воде преобладает над кальцием, однако осаждается только CaCO₃ (табл.18). Содержание стронция варьирует незначительно и не коррелирует ни с кальцием, ни с магнием. Остальные компоненты из воды в осадок не переходят; в ней сохраняются натрий, калий и отношение Na/Cl = 4,3-4,7; Cl/B отношение, содержание сульфат-иона и кремния. Эта специфика отражена в составе осадков, состоящих из почти чистого кальцита. Вода содержит компоненты, характерные для термальных вод Восточной зоны активного вулканизма. Отмечается высокое содержание кремния (H₂SiO₃ до 200 мг/л), бора (до 96 г/л H₂BO₃), мышьяка (до 2 мг/л), сурьмы (до 0,1 мг/л), лития (до 1,27 мг/л), рубидия (до 0,0429 мг/л), цезия (до 0,0376 мг/л) и стронция (до 0,3043 мг/л), но с иным отношением Li/Rb/Cs. Последнее остается постоянным в термальной воде ручья на протяжении 180 м. Содержание других металлов низкое.

Обильные осадки термальных вод образовали карбонатный плащ площадью в 240 м². Осаждение кальцита начинается в нескольких метрах от истока термальной воды; кальцит окрашен окислами железа и мышьяка. На дне грифонов в осадке определяются максимальные количества кремнезема (до 3%); железо как в закисной, так и окисной формах присутствует, но в малых количествах. Ниже по течению ручья осветляется и становится чисто карбонатным. Латеральная зональность проявлена, но сходна с таковой на Налачевских источниках. Мышьяк в осадке составляет не более 0,15%. Содержание стронция в карбонате высокое (более 1%), что отражает высокие содержания Sr в воде. Барий по сравнению со стронцием содержится в более низких концентрациях (0,005-0,03%). По составу и металлоносности термальные воды Оксинских источников имеют некоторое сходство с Апапельскими; отличие заключается в более низких температурах воды, содержание хлоридной натриевой компоненты и мышьяково-сурьмяной минерализации.

Эссовские источники расположены в правом борту р. Уксичан притока р. Быстрой. Они локализованы на пересечении разломных зон северо-восточного направления (фиксируемого долиной р. Быстрой и расположением трех групп термальных источников - Эссовских, Анавгайских и Быстринских) и северо-западного, совпадающего с направлением долины р. Уксичан. Последнее определяется по зонам гидротермально измененных пород и линейно расположенным выходам Эссовских термальных источников.

Таблица 18

Состав термальной воды Оксинских источников (в мг/л)

Компоненты и параметры	Грифон	От грифона на расстоянии (в м)		От грифона на расстоянии (в м)		В озёрке	Нижнеоксинские источники
		30	70	140	170		
Na ⁺	800,0	803,0	860,0	869,0	808,0	808,0	863,0
K ⁺	23,2	23,0	23,0	21,2	23,4	23,4	24,4
NH ₄ ⁺	1,4	-	-	-	-	-	-
Ca ²⁺	46,9	33,9	26,8	19,8	29,3	11,4	18,2
Mg ²⁺	24,6	19,7	18,6	19,0	19,1	21,5	17,6
Li ⁺	0,055	1,2	1,2	1,25	1,27	1,27	1,2
Rb ⁺	-	0,0375	0,0429	0,0392	0,0375	0,0375	0,0411
Cs ⁺	-	0,0264	0,0282	0,0267	0,0257	0,0376	0,0376
Sr ²⁺	0,0012	0,3043	0,1309	0,2836	0,1884	0,1738	0,2319
Cl ⁻	239	182,6	177,3	184,4	187,9	189,7	187,9
SO ₄ ²⁻	577	571,5	581,2	590,8	586	588,3	593,2
HCO ₃ ⁻	1839	1216	1174	1164,9	1197,8	1154,5	1177,7
CO ₃ ²⁻	-	-	-	-	-	0,9	-
H ₃ BO ₃	96	96	96	90	88	96	93
H ₂ SO ₃ раств	117	146	146	-	98	159	139
H ₂ SiO ₃ кол	56	23	56	-	89	4	39
M, г/л	2,16	3,11	3,16	2,96	3,12	3,06	3,16
pH _{лаб}	7,24	7,95	8,02	8,18	7,95	8,24	7,89
pH _{пол}	6,65	6,68	6,48	6,82	6,62	-	-
Eh, мв	+256	+306	+265	+266	+304	+304	-
T°, C	58,5	57	55	46,5	44	44	43

Примечание. Пробы взяты С.И. Набоко и Г.А. Карповым в 1974 г.

Таблица 19

Состав термальных вод (в мг/л)

Компоненты и параметры	Эссо		
	скважина	естественный выход	
		1	2
Na ⁺	246	230,0	-
K ⁺	6,2	7,1	-
Ca ²⁺	86,0	92,0	-
Mg ²⁺	0,5	0,4	-
Mn ²⁺	-	-	-
Cl ⁻	66,7	85,1	-
SO ₄ ²⁻	533,1	528,0	-
HCO ₃ ⁻	27,5	28,7	-
CO ₃ ⁻	-	1,8	-
F ⁻	-	-	-
H ₄ SiO ₄ раств	72,0	72,0	-
H ₄ SiO ₄ кол	6,0	53,0	-
H ₃ BO ₃	9,0	9,3	-
Li	0,06	-	-
Cs	0,0048	-	-
Pb	0,0125	-	-
Sr	0,1194	-	-
As	-	0,0300	0,016
Cu	0,05	0,0013	0,0012
Zn	0,03	0,0036	0,0040
Rb	-	0,0086	0,0017
Cd	-	0,0011	0,0008
Mo	-	0,0100	0,0070
Cr	-	0,0050	0,0130
Mn	-	0,017	-
T° C	76	-	-
pH	8,47	8,96	-
Eh, мВ	1	-	-
M, г/л	1,0	1,1	-
Формула в мг/эquiv-%	1) $\frac{HCO_3^{52} SO_4^{31} Cl^{17}}{Na^{87} Ca^6 Mg^5}$; 2) $\frac{SO_4^{82} Cl^{14}}{Na^{70} Ca^{28}}$;		

Пробы отобраны С.И. Набоко и Г.А. Карповым в 1974 г.; Li, Cs, Rb, Sr определены методом пламенной фотометрии; Cu, Zn, Pb, Cd - методом полярографии, остальные элементы - в осадке CdS.

Компоненты и параметры	Анавгай		Быстринское	
	естественный выход	скважина	естественный выход	скважина
Na ⁺	248,0	-	477,5	500,0
K ⁺	-	-	15,0	15,0
Ca ²⁺	146,0	-	236,5	240,5
Mg ²⁺	1,0	-	-	-
Mn ²⁺	-	-	-	-
Cl ⁻	140,0	-	534,3	574,5
SO ₄ ²⁻	661,0	-	821,8	859,5
HCO ₃ ⁻	30,0	-	42,7	42,1
CO ₃ ⁻	-	-	-	-
F ⁻	1,2	-	1,2	1,1
H ₄ SiO ₄ раств	74 (об.)	-	53,0	55,0
H ₄ SiO ₄ кол	-	-	-	-
H ₃ BO ₃	13,0	-	76,5	89,1
Li	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-
Sr	-	-	0,52	0,70
As	0,0150	0,0075	0,8	0,7
Cu	0,0029	0,0051	-	-
Zn	0,0025	0,0026	-	-
Rb	0,0025	0,0046	-	-
Cd	0,0012	0,0015	-	-
Mo	0,0065	0,0050	-	-
Cr	0,0100	0,0050	-	-
Mn	-	-	-	-
T° C	52	69	48	48
pH	8,1	8,6	7,03	7,79
Eh, мВ	+234	+197	-	-
M, г/л	1,3	-	2,3	2,4
Формула в мг/эquiv-%	3) $\frac{SO_4^{79} Cl^{17} HCO_3^2}{Na^{68} Ca^{31}}$; 4) $\frac{SO_4^{74} Cl^{23}}{(Na+K)^{62} Ca^{38}}$; 5) $\frac{SO_4^{81} Cl^{17}}{Ca^{54} (Na+K)^{46}}$;			
	6) $\frac{SO_4^{52} Cl^{46}}{Na^{64} Ca^{36}}$; 7) $\frac{SO_4^{53} Cl^{45}}{Na^{64} Ca^{35}}$			

В районе развиты лавы нижнечетвертичного возраста; в нижних частях склонов обнажаются вулканогенно-осадочные породы миоцен-плиоценового возраста. Террасы сложены современными аллювиальными вулканогалечными отложениями с песчаным заполнителем. Максимальная температура воды составляет 65°C , воды сульфатно-хлоридные натриевые, реакция их щелочная; среди газов преобладает азот. В табл. 19 приведен состав термальных вод из источника и из скважины. Вода имеет минерализацию всего около 1 г/л, хлоридная натриевая компонента составляет лишь 14–17 мг/экв.%, сульфат-ион преобладает и содержание его приближается к 80 мг/экв.%. В пробе, взятой из скважины, определен гидрокарбонат (до 28,7 мг/л).

При низкой минерализации вода содержит довольно высокие концентрации кремния (H_4SiO_4 до 125 мг/л, что составляет 15% минерализации). Это, вероятно, обусловлено щелочной реакцией термальной воды (рН 8,47). Содержание других компонентов низкое – до 9 H_3BO_3 и до 0,03 As мг/л – и находится в соответствии с малой долей хлоридной натриевой компоненты.

Скважины вскрыли до глубины 20 м валунно-галечные отложения, плотно сцементированные новообразованиями опала и цеолита (эпидесмина). На глубине 30 м вскрываются переслаивающиеся агломератовые, псефитовые, псаммитовые и алевролитовые туфы андезито-дацита, интенсивно гидротермально измененные. Основными гидротермальными минералами являются монтмориллонит, гидрохлорит, гидрослюда и цеолиты. Цеолиты замешают цемент и обрастают обломки. Трещинки залечены кальцитом и цеолитами (эпидесмином и другими). Туфы пересечены дайками менее измененного базальта.

В табл. 20 приведен состав интенсивно аргиллизированного туфа с глубины 85 м. Порода имеет зеленый цвет и участками превращена в монтмориллонитовую глину с цеолитами, в которой сохранилась структура псефитового туфа. Содержание воды в породе составляет 12%, свидетельствует о сильном изменении. В таблице приведен также химический состав цемента галечных отложений с глубины 2,5 м, с преобладанием в нем осадочного эпидесмина.

Гидротермально измененные породы содержат металлы в количествах, близких к кларку (табл. 21): даже самые высокие содержания не выше кларка, и только в верхах разреза в образцах, сцементированных гидротермальными минералами, установлен (до 0,1%) и определен Sr в повышенных количествах (до 0,92%). Глубже по разрезу содержание стронция в метасоматитах падает на порядок. Отношение Ba/Sr составляет в верхах разреза 0,12–1, а ниже около 7. Зараженность цемента делювия металлами отразила состав термальных вод, содержащих стронций и мышьяк; в гидротермально измененных породах на глубине это не проявилось.

Анавгайские источники расположены в долине р. Быстрой, которая контролирует крупное субширотное нарушение. Горная местность сложена вулканогенно-осадочными породами алнейской серии, перекрытых платоэффузивами. Бурение на термальные воды вскрыло

Таблица 20

Состав гидротермально измененных пород по скважине и минеральной грязи на выходе термальных вод (вес. %)

Компо- ненты	Эссо		Анавгай	Быстринские источники	
	цеолитовый цемент де- лювия	аргиллизированный туф		минераль- ная грязь	пропилити- зированный андезит 161 м
		85 м	171 м		
SiO ₂	57,74	55,92	66,56	47,78	60,84
TiO ₂	0,69	0,51	0,38	0,75	0,58
Al ₂ O ₃	13,70	14,88	11,83	16,96	13,98
Fe ₂ O ₃	3,70	3,83	1,37	5,42	6,47
FeO	2,50	0,92	0,72	1,55	0,62
MnO	0,10	0,08	0,04	0,07	0,09
MgO	2,43	2,10	0,93	1,43	3,61
CaO	6,11	5,59	3,28	5,65	4,99
Na ₂ O	2,06	2,06	1,98	2,79	4,00
K ₂ O	1,72	0,89	1,44	1,13	1,63
H ₂ O ⁻	1,86	6,86	4,04	5,06	2,00
H ₂ O ⁺	6,79	5,74	6,64	5,16	0,93
P ₂ O ₅	0,05	0,09	0,07	0,10	0,06
SO ₃	0,18	0,19	0,53	6,40	0,06
Be	0,0003	-	-	0,0003	-
As	-	-	0,003	0,08	-
Mo	-	-	-	0,007	-
Cu	0,0045	0,0005	0,0005	0,012	0,0025
V	0,008	0,007	0,0006	0,035	0,007
Co	0,001	Следы	-	0,0015	-
Ni	0,0015	"	-	0,0035	-
Zr	0,01	0,008	0,005	0,008	0,008
Sr	0,04	0,015	0,015	0,15	0,01
Ba	0,09	0,095	0,030	0,30	0,025

Примечание. Пробы отобраны С.И. Набоко и Г.А. Карповым в 1972 г.

Таблица 21

Элементы в гидротермально измененных породах, в вес. % (скважины)

Эле- менты	Эссо (46)	Анавгай (20)	Быстринские (33)	
	гидротермально измененная порода			осадок
	от - до	от - до	от - до	от - до
Be	0,0003-0,0008	0,0003-0,0005	-	0,0003
As	0,1	-	3,0	0,03 -0,08
Pb	-	-	0,005	-
Zn	-	-	0,01	-
Mo	0,0003	-	0,001	0,004 -0,007
Cu	0,0003-0,015	0,0003-0,0045	0,0006-0,0015	0,0025-0,012
V	0,0003-0,03	0,0003-0,02	0,001 -0,03	0,0035-0,012
Ga	-	0,001 -0,002	0,0015-0,002	0,001 -0,003
Cr	0,001 -0,024	0,001 -0,002	0,001 -0,01	0,0015-0,0085
Co	0,001 -0,004	0,001 -0,002	0,001 -0,0015	0,001 -0,002
Ni	0,001 -0,03	0,001 -0,001	0,001 -0,0015	0,001 -0,002
Sc	0,005 -0,01	0,005 -0,005	0,005	0,007
Zr	0,0013-0,015	0,005 -0,006	0,005 -0,01	0,005 -0,008
Sr	0,01 -0,92	0,01 -0,025	0,01 -0,1	0,015 -0,025
Ba	0,01 -0,25	0,01 -0,045	0,015 -0,15	0,01 -0,04

Примечание. В скобках дано количество анализов.

мощную толщу псефито-псаммитовых андезито-дацитовых туфов местами с обуглившейся растительностью. Возможно, эти отложения относятся к древним раскаленным пирокластическим потокам. Термальные воды выходят из песчано-галечных отложений верхнечетвертичного возраста. Выходы термальных вод прослеживаются на расстоянии 180 м. Максимальная температура воды составляет на выходе 52°C, в скважине - 69°C. Воды слабо минерализованы (1,5 г/л), имеют сульфатный кальциево-натриевый состав и щелочную реакцию - pH > 8, Eh + 234 мв, среди газов преобладает азот. В термальной воде определено до 20 мг/л H₃BO₃ и 48-74 мг/л H₂SiO₃. Наиболее характерным микроэлементом является мышьяк (до 150 мкг/л), концентрации меди, цинка, свинца, кадмия, молибдена менее 100 мкг/л. На выходе термальных вод обильного осадка не образуется, лишь кремнисто-глинистый темный ил покрывает тонким слоем дно некоторых грифонов. Гидротермальное изменение пород (по керну скважин) характеризуется развитием монтмориллонита и морденита по пеплопемзовым туфам мощного горизонта. В трещинках и порах развиты кальцит, гипс, цеолиты. Химический состав одного из образцов аргиллизированного и цеолитизированного псефито-псаммитового туфа дацита приведен в табл. 20. Химическое изменение породы незначительно и выражается в основном в ее гидратации. Концентрация металлов сохраняется на уровне

кларка, даже максимальное содержание металлов в метасоматитах не превышает кларка.

Быстринские источники расположены в 8 км от Анавгайских. Выходы источников приурочены к надпойменной террасе. Долина р. Быстрой прорезает расчлененное плато, сложенное нижне-четвертичными андезито-базальтами и базальтами, залегающими на вулканогенно-осадочных породах алнейской серии. Последние вскрыты скважинами до глубины 350 м и представлены переслаивающимися агломератовыми, псефитовыми, псаммитовыми и алевритовыми туфами андезито-дацитового состава с подчиненными им маломощными телами андезито-базальта. В отдельных интервалах отмечаются зоны дробления с зеркалами скольжения. Верхняя часть разреза представлена валуно-галечными и галечными образованиями с песчаным заполнителем; мощность не превышает 3-7 м.

Минерализация воды в источниках и в скважине 2 г/л; температура составляет 48°C; pH 7-7,8; состав сульфатно-хлоридный, натриево-кальциевый (см. табл. 19). Хлоридная натриевая компонента (по хлору) составляет 45 мг/экв.%; сульфатная кальциевая (по кальцию) 35 мг/экв.%; гидрокарбонатный ион не превышает 2,2 мг/экв.%. В водах определено до 90 мг/л H_3BO_3 , до 50 мг/л H_4SiO_4 , до 0,8 мг/л As, до 0,7 мг/л Sr. Повышенные содержания бора, мышьяка, стронция в термальных водах, в сравнении с Эссовскими и Анавгайскими, коррелируются с повышенной минерализацией и долей хлоридной натриевой компоненты. Газ источников почти на 90% состоит из азота.

Породы, вскрытые скважинами, интенсивно гидротермально изменены, особенно туфы. Основными гидротермальными минералами являются монтмориллонит, гидрослюда, гидрохлорит и цеолиты. Трещинки залечены кальцитом. На термальной площадке в болотистой местности образуются минеральные грязи с гипсом, кальцитом и аурипигментом. В них определено 300-800 г/т As, 30-70 г/т Mo, 25-120 г/т Cu, 0,3% Mn т.е. грязи обогащены металлами термальных вод.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ОСАДКИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД, ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Оценка металллоносности гидротерм не может быть полной без учета состава сопровождающих их минеральных осадков. Как известно, при миграции гидротерм к поверхности Земли в связи с изменением физико-химических параметров среды, в новой обстановке, при новых значениях P - T - Eh - pH , гидротермы теряют растворенные в них компоненты, происходит обильное минералообразование, изредка — рудообразование.

Часть компонентов и при выходе гидротерм на поверхность Земли остается в равновесии с термальными водами (особенно с кислыми и ультракислыми) и металлы мигрируют с участков активных гидротермальных процессов. В условиях слияния таких термальных источников с водами, имеющими отличные от них физико-химические параметры (воды рек, озер, морей и океанов), происходит новое массовое образование минеральных взвесей, переходящих в осадок. В этом сказывается влияние наземных гидротермальных процессов на осадконакопление в водных бассейнах. Вынос компонентов особенно эффективен на островных дугах, где обеспечивает короткий путь миграции компонентов от истоков термальных вод до бассейна седиментации (Никитина, 1978).

Разнообразие химических типов термальных вод обуславливает разнообразие химических и минералогических типов осадков. Перегретые хлоридные натриевые воды, богатые кремнием, сопровождаются кремнистыми осадками (гейзериты), горячие хлоридно-гидрокарбонатные натриевые — карбонатными (травертины), хлоридно-сульфатные натриевые — сульфатными (ярозиты), богатые сероводородом — серными и сульфидными осадками (табл. 22).

Высокие концентрации металлов мышьяково-сурьмяного ряда в гидротермах при продолжительной разгрузке гидротермальных систем и металлов полиметаллического ряда при интенсивном, но кратковременном поступлении магматических газов во время извержений вулканов способны обеспечить формирование крупных рудных месторождений. Однако, как известно, при новейшем газогидротермальном процессе в поверхностных условиях крупные месторождения не создаются. Рассеяние металлов в открытых системах превалирует над концентрированием металлов. Необходимы дополнительные геологические условия для реализации металллоносных газогидротерм в рудные месторождения. К таким условиям относится подводная обстановка: при выходе гидротерм по разломам в ложе океана, в кратерных озерах и на участках подводных активных вулканов, а также при разгрузке гидротерм в депрессиях с высоким уровнем грунтовых вод. Благоприятным условием для сохранения рудных залежей является их захоронение, близкое по времени с осадением металлов.

При одновременном образовании различных химических типов металлоносных термальных вод на их выходах одновременно формируется рудная минерализация тоже различного характера. В поверхностных условиях она имеет в основном гидротермальный осадочный характер.

Выделяются следующие типы гидротермальных рудопроявлений: элементный (серный), сульфидный (колчеданный и мышьяково-сурьяно-ртутный), сульфатный (ярозитовый) и окислый (лимонит-скородитовый и лимонитовый) (табл. 23). Однако специализация термальных вод областей разгрузки гидротермальных систем на серу, мышьяк, сурьму, ртуть определила наиболее интенсивные мышьяково-сурьяно-ртутную и серную минерализации.

Кремнистый сульфидный железомышьяково-сурьяно-ртутный тип рудопроявления обеспечивается перегретыми хлоридными натриевыми гидротермами с сероводородом. Наиболее интенсивное рудообразование развивается там, где разгрузка гидротерм осуществляется по субвертикальным разломам над областью глубинной генерации гидротерм и снижается при наведенном гидротермальном потоке.

Карбонатный железомышьяковый гидроокисный тип рудопроявления образуется в областях разгрузки горячих хлоридных натриевых гидротерм, богатых углекислотой, но с дефицитом сероводорода. В подобной физико-химической среде осуществляется наиболее полное хемогенное осаждение металлов.

Сульфатный железомышьяковый гидроокисный тип рудопроявления создается кислыми хлоридно-сульфатными натриевыми горячими водами (Нижне- и Верхнедокторские, Нижнеменделеевские источники на о. Кунашир), видимо, генетически связанными с перегретыми хлоридными натриевыми гидротермами.

Таким образом, наиболее существенные рудопроявления в основном обязаны коренным глубинным металлоносным хлоридным натриевым водам гидротермальных систем, а также их поверхностным дифференциатам.

Основными химико-минералогическими средами рудных концентраций являются кремнистая (опаловый тип рудопроявления) и карбонатная (кальцитовый тип рудопроявления). Именно поэтому мы считаем необходимым дать характеристику условий образования кремнистых и карбонатных осадков. Мышьяково-сурьяно-ртутные рудопроявления рассматриваются нами на примерах трех гидротермальных систем.

1. Сульфидный кремнистый глинистых кальдеры Узон.
2. Окисный карбонатный - Налачевой.
3. Комплексный сульфидный, совмещенный с гидроокисным, сульфатным - массива вулкана Менделеева на о. Кунашир.

Таблица 22

Типизация осадков термальных вод

Химический тип	Минералогический тип	Параметры термальной воды	Концентрация компонентов осадка в воде (мг/л)
1	2	3	4
Кремнистый	Гейзерит	Cl-Na, $T > 100^{\circ}\text{C}$ pH 7-8, M = 3 г/л	H_2SiO_3 -400
	Гель кремнезема	Cl-SO ₄ , $T \sim 100^{\circ}\text{C}$ pH ≤ 1 , M ~ 3 г/л	H_2SiO_3 -450
Карбонатный	Травертин	Cl-Na, Cl-SO ₄ Na-Ca с HCO ₃ и CO ₂ , $T \sim 70^{\circ}\text{C}$, pH 6-8, M до 5 г/л	Ca ²⁺ -(90-250) HCO ₃ ⁻ -(180-1200)
Сульфатный	Ярозит	Cl-SO ₄ -Na, $T \sim 70^{\circ}\text{C}$, pH 3-4, M ~ 3 г/л	Na ⁺ -500, K ⁺ -50 Fe ²⁺ -180, SO ₄ ²⁻ -800
	Алунит	То же	Na ⁺ -100, K ⁺ -20, Al ³⁺ -150, SO ₄ ²⁻ -1400
	Гипс		
Сульфидный	Колчеданый	Cl-Na, pH ~ 7, $T > 100^{\circ}\text{C}$	Fe ²⁺ -85 Fe ³⁺ -150 H ₂ S

Химический состав осадка: в числителе основной компонент, в знаменателе примесь	Минералогический состав осадка	Металлы в осадках	Месторождение
5	6	7	8
Si, H ₂ O	Опал, кристобалит	As, Sb, Hg, Be, Ag, Au, B, Sn	Паужетское, Долина Гейзеров, Больше-Банное, Киреунское, Алапельское
$\frac{\text{Si, H}_2\text{O}}{\text{Al, Fe, Ca}}$	Аморфный SiO ₂ , кристобалит	Ti, Mn, As, Sb, Ba, Pb, Sn, Zn, In, Y, Yb	Верхне- и Нижнедокторские источники (район о. Кунашир)
$\frac{\text{Ca, CO}_3}{\text{Mg, Si, Fe, Al, Mn}}$	Кальцит, арагонит	As, Sb, Sr, Mn, Be, Zn, Mo, Ag, Sn, Ga	Налачевское, Оксинское, Пушинское, Щапинское
$\frac{\text{Na, K, Fe, SO}_4, \text{H}_2\text{O}}{\text{Al, Ca, Mg, Si, Mn}}$	Ярозит, лимонит, гипс, опал	As, Sb, Pb, Ba, Zn, Mo, Ge	Верхне- и Нижнедокторские источники
$\frac{\text{Na, K, Al, SO}_4, \text{H}_2\text{O}}{\text{Fe, Ca, Mg}}$	Алунит, ярозит	-	Ручей Лагерный вулкана Эбеко (о. Парамушир)
	Гипс, опал	Be, Sc, Sn, Zn	Кальдера Узон
$\frac{\text{Fe, S}}{\text{Si, Al}}$	Пирит, марказит, опал	Zn, Pb, As	Кальдера Узон, Камбальный хр., Кошелевский вулканический массив

Таблица 23

Типы рудопроявлений в областях разгрузки гидротермальных систем

Рудопроявление		Минерализация рудной залежи		Метасоматическая фация	Морфология рудной залежи
Тип	Подтип	рудные	нерудные		
Сульфидный	Сульфидный кремнистый - глинистый	Пирит, аурипигмент, реальгар, антимонит, киноварь, ртуть, битумы	Опал, каолинит, алунит, барит, гипс, сера, монтмориллонит, цеолиты	Опал-каолинитовая, опал-алунитовая; аргиллизит-цеолитовая фация пропилитов	Рудный приповерхностный горизонт
	Сульфидный кремнистый-карбонатный	Пирит, реальгар, антимонит, киноварь, пирротин	Опал, кальцит, адуляр, гидрослюда	Вторичные кварциты	Рассеянная рудная минерализация, корочки
	Сульфидный серный - кремнистый	Сера, пирит	Опал, алунит, каолинит, галлуазит	Опал-каолинит-алунитовая	Донные осадки
Гидроокисный	Гидроокисный сульфатный	Скородит, лимонит	Ярозит, алунит барит, гипс, опал	Пропилитовая (на всю глубину)	То же
	Гидроокисный	Скородит		То же	"
	Гидроокисный карбонатный	То же	Кальцит, опал	"	"

КРЕМНИСТЫЕ ОСАДКИ И ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ

Среди минеральных осадков термальных вод кремнистые осадки наиболее точно указывают на перегретость гидротерм. Довольно часто они характеризуются высокими концентрациями металлов, отражающими металлоносность этих гидротерм. В виде плотных струк-

Камчатки

	Параметры растворов					Элементы		Местонахождения
	Состав	T°C	pH	M	Газы	Основные	Сопровождающие	
	Хлоридный натриевый	>100	~8	~3	CO ₂ , H ₂ S, CH ₄ , N ₂	As, Sb, Hg, Fe	Au, Ag, В	Кальдера Узон
	Хлоридно-сульфатный; натриево-кальциевый	>100	~6	~4	То же	То же		Апальские источники
	Сульфатные	50-100	1-3	1-20	H ₂ S, CO ₂ , N ₂	S, Fe	Zn, Cu, Pb, Mo	Кратерные озера вулканов Головинна, Эбеко и другие
	Хлоридно-сульфатные натриевые	~60	~3	~4	CO ₂ , N ₂	As, Fe, Sb, Hg	Pb, Mn, Ba	Верхне- и Нижнедокторские источники (район вулкана Менделеева, о. Кунашир)
	То же и другие	~60	~3	~4	То же	То же	-	Менделеева, о. Кунашир)
	Хлоридные натриевые	~70	~8	~5	CO ₂ , N ₂ , CH ₄	As, Fe	Sr, Mn	Налачевские источники

турных разностей (гейзеритов) и аморфных илов кремнистые осадки фиксируют выходы перегретых хлоридных натриевых вод и перегретых вод более сложного состава. Таким образом, наличие гейзеритов на выходах термальных вод является поисковым критерием на перегретые термальные воды, находящиеся на небольшой глубине, и на возможное рудопроявление.

Таблица 24

Состав гейзеритов и кремнистых осадков (в вес. %)

Компоненты и отношения	Долина Гейзеров							Долина Гейзеров			Кальдера Узон		Паужетское месторождение			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	89,38	86,39	80,95	77,78	73,86	98,20	91,63	88,37	61,85	73,02	93,40	81,10	90,71	87,67	85,35	85,14
TiO ₂	0,001	0,003	0,01	0,03	0,04	-	0,02	0,05	0,48	0,25	0,03	0,16	0,02	-	-	-
Al ₂ O ₃	0,34	0,54	1,73	4,17	6,95	0,10	1,34	0,61	12,30	7,74	-	2,37	1,67	-	1,45	0,87
Fe ₂ O ₃	0,04	0,108	0,46	2,54	1,54	0,37	0,06	3,76	3,00	0,98	0,40	0,65	0,13	1,34	0,08	-
FeO	0,04	0,075	0,07	0,24	0,29	0,24	-	-	0,08	-	0,14	-	-	-	0,96	0,66
MnO	0,000	0,01	0,03	0,05	0,04	0,01	-	-	0,10	0,04	-	-	-	-	0,02	-
MgO	0,24	0,25	1,24	0,27	0,30	0,07	0,03	0,06	1,82	-	0,05	0,15	0,15	0,30	0,21	0,46
CaO	0,70	1,56	1,69	1,93	2,16	0,22	1,33	1,33	2,66	3,65	0,24	0,65	1,59	0,85	1,20	0,83
Na ₂ O	0,31	0,41	1,78	0,91	1,25	0,23	-	-	1,97	2,62	0,08	0,40	-	0,55	0,55	0,10
K ₂ O	0,17	0,27	1,13	0,54	0,96	0,19	-	-	2,24	1,30	0,06	0,14	-	0,18	0,19	0,10
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	0,05	-	-	3,26	3,88	2,82	5,34	-	0,36	5,18	5,51
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	0,08	5,07	5,95	9,47	3,20	1,26	5,19	4,93	6,89	3,74	3,71
П.п.п.	8,73	10,33	10,85	11,40	12,56	-	5,19	5,15	-	-	-	-	5,66	-	-	-
P ₂ O ₅	0,01	0,006	0,03	0,01	0,009	-	0,02	0,12	-	2,83	-	0,04	0,02	-	-	-
As ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0,12	0,21	-	-	-	2,40	-	-	-	-
As ₂ O ₅	0,002	0,002	0,002	0,015	0,004	-	-	-	-	-	-	-	0,35	-	-	-
B ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0,13	0,17	-	-	-	-	0,19	-	-	-
SO ₃	0,042	0,04	0,03	0,13	0,04	-	0,02	0,11	1,06	-	0,75	-	0,02	-	-	0,38
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,14
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,39	-	1,70
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,48	2,98	-	-	0,17	-
SiO ₂ /TiO ₂	89380	28797	8095	2593	1846	-	4581	1767	129	292	3113	507	4535	-	-	-
Na ₂ O/K ₂ O	1,8	1,5	1,7	1,6	1,3	1,2	-	-	0,8	2,0	1,3	2,9	-	2,9	3,0	1,0
CaO/MgO	3,0	6,2	1,4	7,0	7,3	3,1	44,0	22,2	1,4	-	4,8	4,3	10,6	2,8	5,7	1,8
Fe ₂ O ₃ /FeO+Fe ₂ O ₃	0,5	0,6	0,9	0,9	0,8	0,6	-	-	1,0	-	0,7	-	-	-	0,08	-
SiO ₂ /H ₂ O	-	-	-	-	-	155	18	15	5	10	23	7,8	18,4	12	9,5	9,2

Примечание. Анализы 1-5 - данные Орвику, Радекас; нами пересчитаны на 100%; 6, 7 - данные Р.И. Ткаченко; 8-12, 15, 16, 18, 20, 23, 29, 30, 31 - данные автора; 14, 20, 24, 26 - данные Т.И. Устиновой;

15, 18 - данные Л.М. Лебедева; 19 - данные А.С. Огородовой; 21, 24 - данные Голубовского; 27 - данные В.И. Кононова; 32 - данные Л.А. Комковой; 34 - данные В.С. Петрова.

Таблица 24 (окончание)

Компоненты и отношения	Киреунские источники						Горячий пляж
	17	18	19	20	21	22	
SiO ₂	69,62	94,02	93,24	90,14	83,90	81,08	88,76
TiO ₂	0,51	-	0,05	0,15	-	0,27	0,006
Al ₂ O ₃	7,66	0,48	1,32	1,71	0,51	5,90	0,62
Fe ₂ O ₃	0,91	0,26	0,59	0,82	-	1,17	0,50
FeO	0,17	-	0,29	0,34	0,26	0,93	-
MnO	0,02	-	0,051	0,01	-	0,15	Следы
MgO	0,43	-	0,26	0,52	0,77	1,03	0,36
CaO	2,50	0,67	0,65	0,72	3,69	1,96	0,69
Na ₂ O	1,70	0,12	0,54	0,54	0,36	0,94	0,39
K ₂ O	1,00	-	-	0,12	0,24	0,14	0,20
H ₂ O ⁻	6,06	2,04	1,04	1,26	1,08	3,68	3,37
H ₂ O ⁺	9,56	0,79	-	-	4,81	-	4,80
П.п.п.	-	-	3,76	3,03	-	6,44	-
P ₂ O ₅	-	0,14	0,03	0,04	0,18	0,05	0,07
As ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
As ₂ O ₅	-	-	-	-	1,52	-	-
B ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
SO ₃	-	0,73	-	0,26	0,85	-	-
CO ₂	-	0,26	-	-	1,18	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	0,03	-	-	0,01	-
SiO ₂ /TiO ₂	136	-	1866	603	-	300	-
Na ₂ O/K ₂ O	1,7	-	-	4,5	1,5	6,7	1,9
CaO/MgO	5,8	-	2,5	1,4	7,8	1,9	1,9
Fe ₂ O ₃ /FeO+Fe ₂ O ₃	0,8	-	0,7	-	-	0,5	-
SiO ₂ /H ₂ O	4,5	34	90	71	14	22	11

По отношению к кварцу глубинные перегретые воды близки к насыщению кремнием. А.Дж. Эллис использовал экспериментальные данные и показал, что воды Исландии: Хвергерди (T=216°C, H₂SiO₃ - 380 мг/л), Рейкьявика (T=145°C, H₂SiO₃ - 140 мг/л)

Больше-Банье источники			Апальские источники		Налачевские источники		Сторожевские источники	
24	25	26	27	28	29	30	31	32
92,54	90,30	85,29	92,38	92,08	80,02	74,11	90,70	90,10
Следы	0,013	0,02	-	-	0,30	0,14	-	-
1,50	1,42	2,14	1,02	0,51	6,22	0,86	0,24	3,30
0,13	0,14	0,17	0,34	-	-	7,00	0,59	0,81
-	0,72	-	0,71	0,57	-	1,23	0,47	0,11
-	0,036	-	-	Следы	0,01	-	0,23	0,01
0,08	0,042	0,50	-	-	-	-	0,4	0,18
0,43	0,80	6,72	1,78	0,74	1,96	4,35	0,1	0,69
-	-	-	0,17	0,12	1,72	0,94	0,2	0,18
-	-	-	0,06	-	0,60	0,32	0,15	0,08
-	-	-	1,08	2,32	2,12	-	3,39	1,06
5,07	-	4,79	2,72	3,28	4,86	-	2,52	1,97
5,10	6,32	4,84	-	-	-	-	-	-
0,01	0,025	0,02	0,14	0,18	0,11	0,12	-	0,03
-	-	-	-	-	-	1,66	-	-
0,47	-	0,52	-	-	-	6,07	-	-
0,16	0,19	0,21	-	-	-	-	-	-
0,05	0,71	0,06	0,13	0,16	-	2,77	-	-
-	-	-	0,15	0,20	0,13	0,63	0,40	1,08
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	2,17	-	-	-
-	6946	4264	-	-	267	529	-	-
-	-	-	2,8	-	2,8	2,9	1,3	2,2
5,4	1,9	13,4	-	-	-	-	0,2	3,8
-	0,2	-	0,3	-	-	0,8	0,5	0,9
18	-	18	24	16	11	-	15	30

и Новой Зеландии: Вайракей (T=260°C, H₂SiO₃ - 510 мг/л), Каверау (T=280°C, H₂SiO₃ - 500 мг/л) насыщены кремнием по отношению к кварцу. В близких количествах H₂SiO₃ содержится в перегретых гейзеритообразующих водах Камчатки: Паужетского

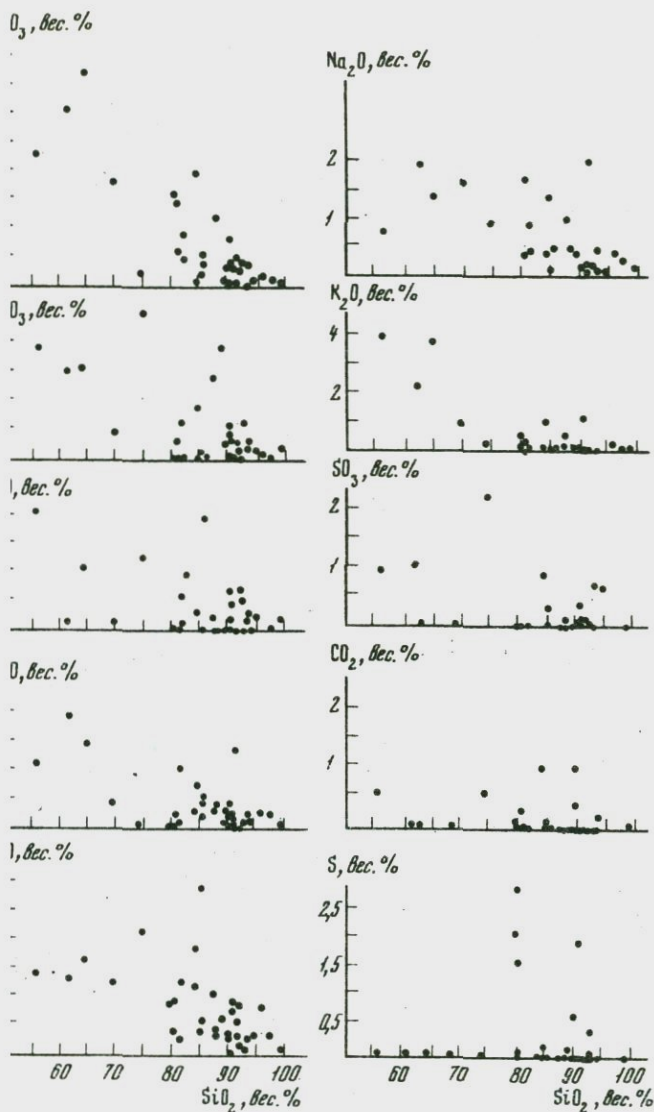
месторождения около 400 мг/л, Долины Гейзеров – 200, Кальдеры Узон – 400, Больше-Банных – 250 мг/л, т.е. гидротермы также близки к насыщению H_2SiO_3 по отношению к кварцу. Однако растворимость аморфного кремнезема значительно выше, чем растворимость кварца: по экспериментальным данным при 100°C она составляет 400 мг/л, при существующих же в недрах гидротермальных систем 150°C растворимость аморфного кремнезема составляет 650 мг/л, т.е. выше реальной концентрации H_2SiO_3 в термальных водах, и соответственно кремнезем выносятся в растворе на поверхность Земли. Вообще осаждение кремнезема из гидротерм при их выходе на поверхность происходит при резком снижении температуры, потере углекислоты и повышении щелочности и концентрации растворов за счет интенсивных парообразования и дегазации, особенно при гейзерном режиме термальных источников.

Л.М. Лебедев рассматривает гейзеритообразующие растворы как сильно разбавленные золи. Нахождение мицелл кремнезема в виде агрегатов свидетельствует о начальных явлениях коагуляции. Ранняя стадия диагенеза коагулятов геля кремнезема выражается в коалесценции глобуль с укрупнением их размеров и образованием цепочечных и почковидных агрегатов. С уплотнением гелей при переходе в опаловидные разности связано образование полигональных глобуль. Макропочковидные и другие полиморфные агрегаты геля кремнезема образуются в процессе диагенеза глобулярных агрегатов без участия кристаллизационных процессов.

Вязкий студенистый гель кремнезема представляет собой скопление глобулей 0,1–0,4 мм в гроздевидных и групповых сростках, образующих условные агрегаты. Порошковатый силикогель состоит из однородных более крупных агрегатов (0,2–0,6 мм) глобулей. Твердые опаловидные разности являются скоплением слившихся глобулей (Лебедев, 1965).

В составе гейзеритов преобладает хемогенная компонента и резко подчинена терригенная. Хемогенная компонента отражает состав гидротерм, терригенная – состав окружающих пород преимущественно гидротермально измененных.

В табл. 24 приведен химический состав гейзерита термальных вод Камчатки. Как видно из данных химических анализов, содержание основных компонентов в гейзерите значительно варьирует: SiO_2 – 74 – 98%, H_2O – <0,1 – 15%, т.е. от почти безводных до богатых H_2O образований. Загрязнение гейзеритов породообразующими элементами незначительное и увеличивается в кремнистых илах. Наиболее частой примесью в них является Al_2O_3 (0,2–12%). Содержание окислов железа невысокое, окисные формы преобладают над закисными, что свидетельствует об окислительной обстановке осаждения гейзерита. На рис. 2 видна обратная зависимость в содержаниях SiO_2 и Al_2O_3 , отражающая степень загрязнения гейзерита терригенным материалом. Такой четкости между содержаниями SiO_2 и Fe_2O_3 не наблюдается. Окислами железа обогащены только отдельные участки гейзерита; минералогически это проявляется



Вариации содержания элементов в кремнистых осадках (в
ти от количества SiO_2)

и гематита. Содержание окислов кальция и магния непо-
0,2–7% и 0,1–1,8% соответственно), чаще кальций
эт над магнием; CaO/MgO отношение составляет 0,2–
рует в гейзеритах более значительно, чем в породах.
содержанию кальция соответствует и высокое содержание

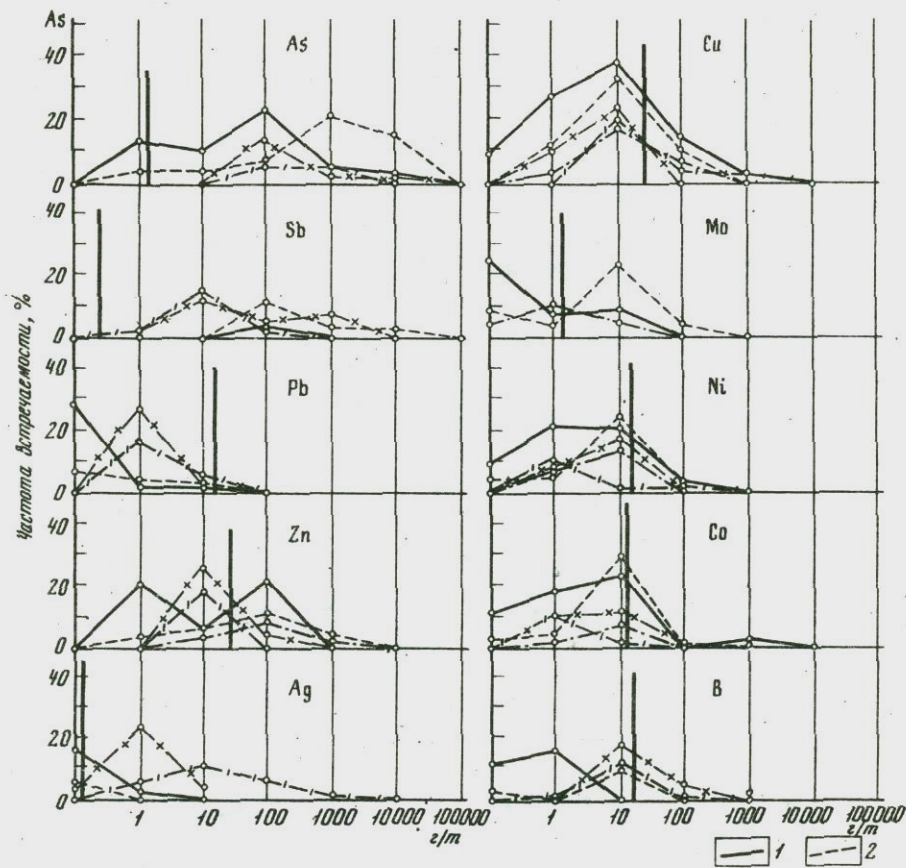
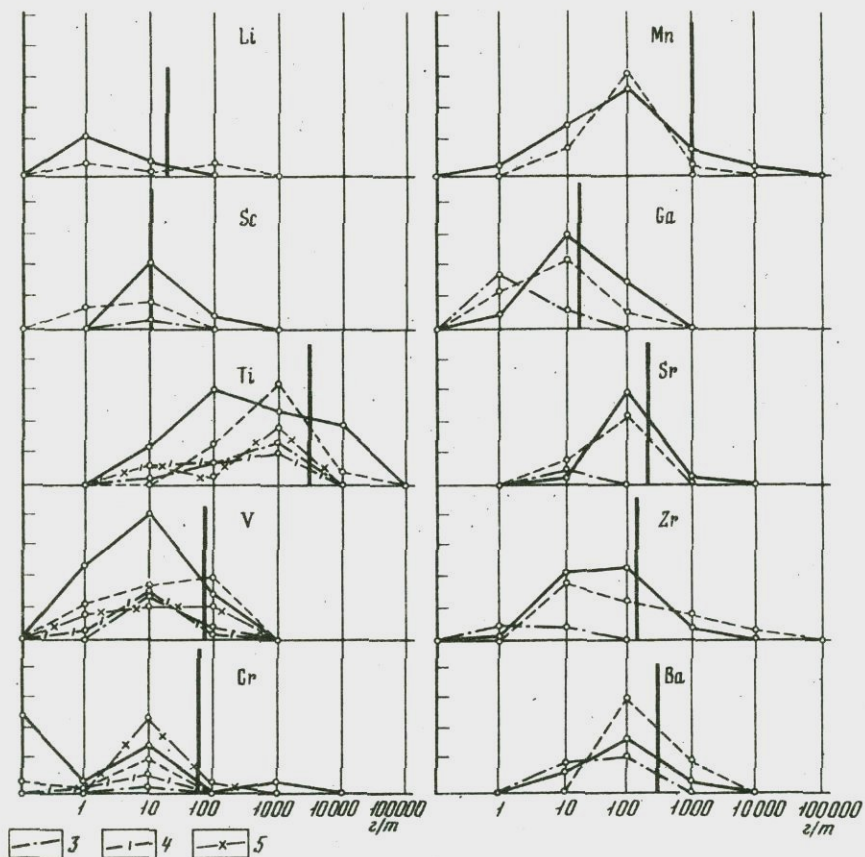


Рис. 3. Вариации содержания металлов в кремнистых осадках из термальных вод месторождений
 1 - Узон, осадки; 2 - Узон, рудный горизонт; 3 - Бурлящий;
 4 - Апапельские источники; 5 - Киреунские источники. Вертикальной линией показан кларк

CO_2 и SO_3 - это отражает хомогенную составляющую гейзеритов. Минералогически оно выражается в примеси кальцита и гипса, максимальное содержание которых наблюдается в осадках перегретых вод сложного состава, осаждающих травертины. Примесь щелочных металлов в гейзеритах невысокая (Na_2O от следов до 2%, K_2O - до 2,3%) с постоянным преобладанием натрия над калием, как в окружающих породах (Na/K около 3). В отдельных скоплениях кремнистых осадков, особенно на выходе кипящих источников и паровых струй, наблюдается повышенное по отношению к натрию содержание калия - хомогенной примеси. Минералогически это проявляется в примеси к опалу адуляра. Калий обогащает гейзериты



вследствие большей его активности к сорбированию из термальных вод в сравнении с натрием. Особенностью кремнистых осадков перегретых близонейтральных вод являются низкое содержание в них окислов титана и соответственно высокий коэффициент $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2 = 70-90000$. Это отличает гейзериты от кремнистых осадков кислых термальных вод. Таким образом, титан в древних кремнистых осадках может явиться показателем состава осадкообразующих растворов. Содержание марганца в гейзеритах варьирует, но в основном не выше 0,2%. Кремнистые осадки, резко обогащенные марганцем, сопровождают карбонатные осадки, т.е. связаны с термальными водами, богатыми углекислотой. Содержание окислов фосфора и бора неравномерное: от следов до 0,3%. В отдельных образцах наблюдается аномально высокое содержание бора - до 1%, отражающее обогащенность им перегретых хлоридных натриевых гидротерм. Наиболее чистые разности кремнистых осадков характерны для плотных гейзеритов, осаждающихся из перегретых хлоридных

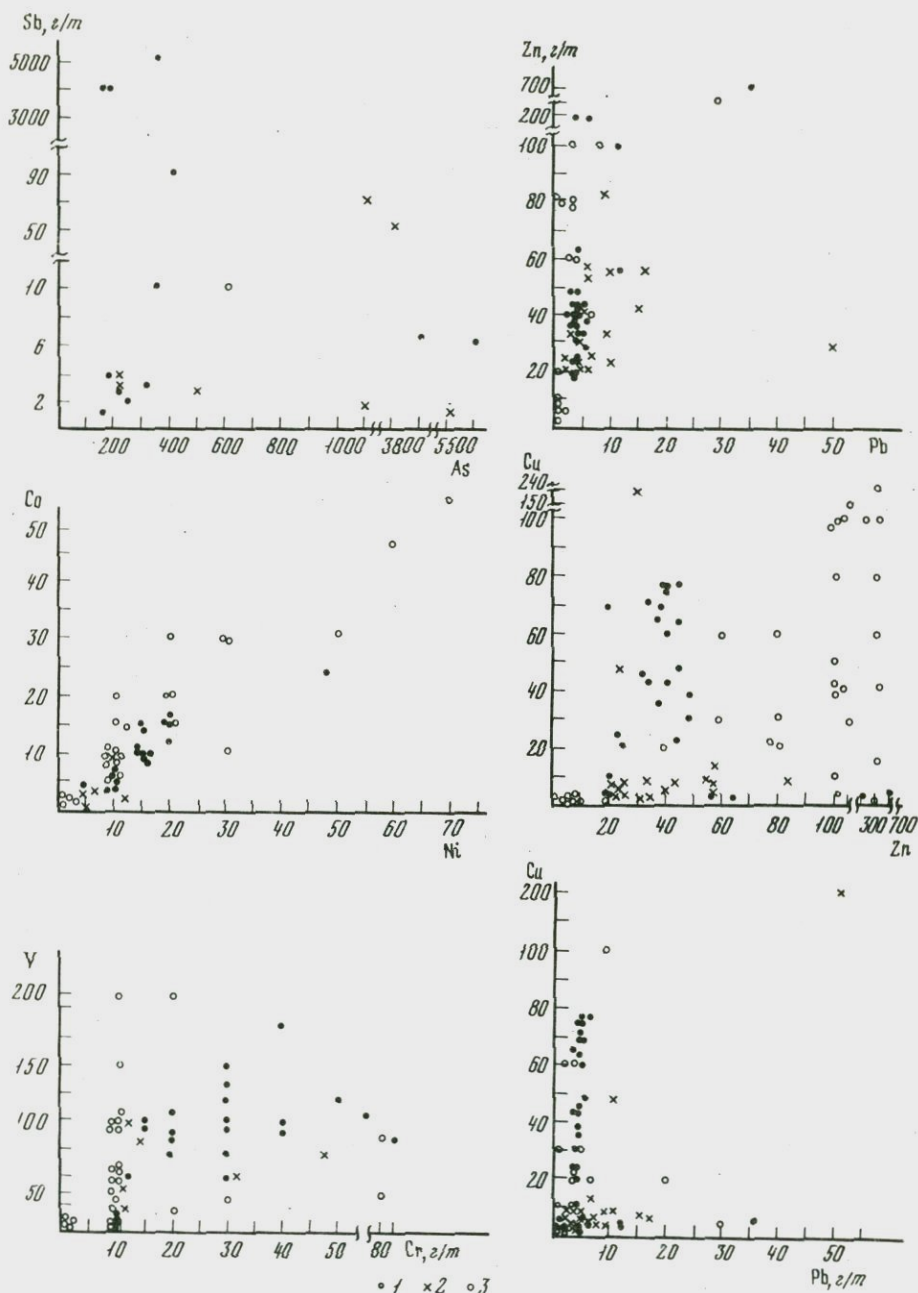


Рис. 4. Парные зависимости металлов в кремнистых осадках различных термальных источников

1 - Киреунские; 2 - Апапельские; 3 - Узонские

натриевых вод с гейзерным режимом действия. Для них же характерно относительно повышенное содержание хемогенного калия и бора. Для гейзеритов, образующихся из перегретых вод более сложного состава и богатых углекислотой, характерна повышенная концентрация CaO и CO_2 (т.е. кальцита). Аморфные кремнистые илы особо обогащены алюминием, железом, титаном и другими элементами за счет терригенной компоненты.

Таким образом, кремний, бор, сульфат, карбонат и (только частично) калий, кальций, железо, марганец осаждаются из самих гидротерм при их выходе на поверхность.

Кремнистые осадки часто содержат высокие концентрации металлов, отражающие характер металлоносности гидротерм. Поведение редких и рассеянных элементов мы рассматриваем на примере гейзеритов из Узонских, Киреунских и Апапельских перегретых близлежащих вод, выходы которых локализованы в различных геологических структурах.

Для всех этих вод характерны повышенные концентрации мышьяка и сурьмы (табл. 25). Содержание мышьяка варьирует от 10 до 10^5 г/т. Даже минимальные значения его в кремнистых осадках превышают кларк. Содержание сурьмы, так же как и мышьяка, в гейзеритах высокое и достигает в отдельных образцах 7000 г/т. Даже минимальное значение сурьмы в киреунских и апапельских гейзеритах, почти на порядок, а в узонских на два порядка выше кларка. Однако максимальная частота встречаемости сурьмы для Узона при массовом опробовании осадков составляет $n \cdot 10^2$ г/т. As/Sb отношение в гейзеритах составляет: Узонских 100-50, Апапельских 2-10, Киреунских - до 0,1, т.е. в осадках из перегретых вод молодой гидротермальной системы кальдеры Узон преобладает мышьяк, в осадках вод более древних гидротермальных систем увеличено значение сурьмы. Иначе ведут себя другие металлы. Содержание меди в гейзеритах хотя и значительно варьирует, однако такие концентрации, как $n \cdot 10^3$ г/т, исключительно редки. Максимум встречаемости содержания меди падает на 10 г/т, ниже кларка - фона пород. Сходно с медью ведут себя никель и кобальт. Содержание цинка составляет от n до $n \cdot 10^3$ г/т, в единичных пробах Узона до $5 \cdot 10^4$ г/т; в гейзеритах Апапельских и Киреунских источников на порядок ниже кларка.

Содержание молибдена в кремнистых осадках варьирует в одних и тех же пределах и лишь в единичных образцах достигает 100 г/т; максимум встречаемости содержания Mo для узонских термальных вод падает на 10 г/т, что близко к кларку. Свинец содержится в осадках всех месторождений в количествах, меньших 10 г/т, с максимальной встречаемостью 1 г/т, на порядок ниже кларка. Сходно поведение титана и ванадия, а хром встречается с разбросом значений в пределах четырех порядков и максимумом встречаемости на порядок ниже кларка. Концентрация серебра 3-5 г/т в гейзеритах из Апапельских и Узонских вод в гейзеритах Киреунских источников составляет $n \cdot 10^{-2}$ г/т. В основном содержание серебра

Таблица 25

Элементы в осадках вод различных гидротермальных систем

Элементы	Кальдера Узон (88)		Кальдера Узон; рудные осадки (48)		(в г/т)		Апальские источники (23)		Киреунские источники (30)	
	от - до	%	от - до	%	от - до	%	от - до	%	от - до	%
Li	2-20	43	3-400	-	-	-	-	-	-	-
B	0,6-700	33	0,6-63	55	-	-	6-460	69,5	16-690	100
Sc	10-100	38	Следы-60	29	50	10	-	-	-	-
Ti	10-10000	98	300-20000	98	80-2400	90	35-5600	100	37-8000	97
V	1-300	88	1-400	98	12-120	71	1-100	74	2-180	100
Cr	1-10000	52	1-15	35	10	17	Следы-47	35	10-110	80
Co	0,4-3000	62	0,4-100	77	10-30	52	1-40	52	1-23	77
Ni	0,2-200	57	1-100	65	210-80	90	4-210	48	3-48	83
Mn	5-10000	90	10-1000	88	25-75	57	-	-	-	-
Cu	1-3000	94	49-620	100	6-150	100	3-200	100	3-76	100
Zn	3-450	52	6-5000	44	100-270	57	20-83	78	19-690	97
Ga	3-250	84	Следы-200	85	10-13	95	-	-	-	-
Sr	100-1000	55	-	-	100	67	-	-	-	-
Zr	9-6000	79	10-10000	83	10-60	100	-	-	-	-
As	4-10000	58	100-100000	96	-	-	120-5500	35	120-14800	53
Ag	0,001-0,003	50	0,003	8	-	-	0,01-15	100	0,008-0,61	100
Mo	0,1-10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	0,1-0,3	32	0,1-0,2	10	-	-	2-1790	74	1-2	90
Sb	100	-	100-10000	27	-	-	Следы-720	78	10-5500	73
Ba	50-3000	36	100-7000	77	-	-	-	-	-	-
Pb	0,1-10	34	Следы-60	23	-	-	2-50	96	2-36	100

превышает кларк на один-два порядка. Самое же высокое содержание серебра (15 г/т) определено в гейзеритах из Апальских источников.

В кремнистых осадках отсутствует корреляция медь-цинк, медь-свинец, цинк-свинец. При одинаково низком содержании свинца характерны значительные вариации содержаний в кремнистых осадках меди и цинка и относительно пониженное содержание меди в Киреунских осадках. Наибольший разброс значений наблюдается в паре медь-цинк, однако хорошо наметились три поля: апальские осадки - с постоянно низким содержанием меди при изменяющихся содержаниях цинка; в киреунских осадках - с постоянно низким содержанием цинка при колебаниях содержаний меди и, наконец, в узонских осадках варьируют содержания и меди, и цинка. Для кобальта и никеля отмечается прямая корреляция. Такой корреляции для пары ванадий-хром не существует. В то же время для узонских осадков характерны более низкие и постоянные содержания хрома при широких вариациях содержаний ванадия (рис. 3, 4).

Вычисленные корреляционные зависимости для $As-Sb=0,27$, для $Sb-Ag=0,20$; при критических соответственно 0,42 и 0,36, т.е. линейная зависимость и для них отсутствует. Вероятно, сказывается проявление вертикальной зональности в распределении сульфидов мышьяка и сурьмы. В зависимостях $Sb-Ag$ характерно: киреунские осадки с широкими вариациями содержаний сурьмы при низком содержании серебра, апальские осадки с широкими вариациями содержания серебра при относительно низком значении содержания сурьмы. Для пары $Ag-B$ вычисленный коэффициент корреляции $r^{-1}=0,30$ при критическом $C=0,29$, т.е. наличие корреляционной зависимости можно считать подтвержденной. На графике видно два поля: высоких содержаний серебра и низких бора - апальские осадки и низких значений серебра при значительных вариациях содержаний бора - киреунские осадки. Очевидно отразился состав воды: воды Киреунских источников, как и других источников перегретых хлоридных натриевых вод, резко обогащены бором; воды

Апальских источников имеют более сложный состав, содержат меньшие концентрации бора, но повышенные концентрации серебра. В общем, большей частью корреляция элементов в осадках термальных вод отсутствует, что отражает нестационарный режим осадкообразования и вариации в них хемогенной и терригенной составляющих. В то же время намечается прямая пропорциональность металлоносности осадков от геохимической специализации термальных вод на мышьяк и сурьму и даже формирование мышьяково-сурьмяно-ртутной залежи в кальдере Узон.

Таким образом, в кремнистых осадках фиксируются элементы гидротерм: кремний, сульфат, гидрокарбонат, калий, кальций, железо, марганец, бор, мышьяк, сурьма, ртуть.

Сульфидная железо-мышьяково-сурьмяно-ртутная минерализация Тихоокеанского подвижного пояса

Для областей современной тектоно-магматической активности Тихоокеанского подвижного пояса в целом свойственна современная, преимущественно сульфидная мышьяково-сурьмяно-ртутная с золотом, серебром и битумами гидротермальная минерализация, которая отражает специализацию гидротерм на эти элементы. В литературе широко освещены особенности и характер рудопроявлений на Амеди, Седарвиле, Сульфур-Бэнк (Калифорния), Стимбот-Спринг (Невада), Норис-Безин (США) Вайракей, Вайотапу Ваймангу, Ротокава, Бродлендс-Охоки (Новая Зеландия); Тамагава, Носу, Бешу (Япония) и др. Для большинства месторождений характерно развитие киновари, метастибнита, самородной ртути, антимонита, метастибнита, реалгара, аурипигмента, пирита, золота, серебра, нефти, серы, ассоциирующих с опалом и глинистыми минералами. Содержания металлов в осадках из термальных вод достигают высоких значений; в кремнистых осадках Вайотапу определено до 3400 г/т As, до 150 г/т Ge, до 80 г/т Au. В кремнистых осадках Стимбот-Спринг определено до 400 г/т Ag, 10 г/т Au; в осадках Ротокава - до 15% As.

Гидротермальное изменение пород вблизи поверхности в районе рудопроявлений выражается в кислотном выщелачивании с развитием опала, каолинита, алунита, которые с глубиной сменяются низкотемпературной и среднетемпературной пропилитизацией с развитием монтмориллонита, хлорита, слюд, смешанослойных глинистых минералов, альбита, адуляра, кварца, кальцита, эпидота, пренита. Наряду с этим с глубиной сульфидная мышьяково-сурьмяно-ртутная минерализация меняется на свинцово-цинковую с пиритом. В пропилитизированных туфах пирит с глубиной (судя по керну геотермальных скважин) вытесняется пирротинном. В геотермальных скважинах Бродлендс-Охоки в пропилитизированных породах с кварцем ассоциируют галенит, сфалерит и халькопирит. Сульфиды содержат смесь элементов приповерхностного рудопроявления. Так, в галените Бродлендс-Охоки определено 100 мг/кг Ag, в сфалерите - 20-

50 мг/кг Ag, в пирите и пирротине до 1 г/кг As. В пропилитизированных породах на Вайракей на глубине 900 м, где температура достигает 250°C, в пирите и пирротине содержится до 1 г/кг Ag.

Зараженность свинцово-цинковых сульфидов и пирита в зоне глубинной пропилитизации мышьяком, золотом, серебром и значительное уменьшение таковой с глубиной может свидетельствовать об осаждении этих сульфидов из тех же гидротерм, формирующих в приповерхностных условиях мышьяково-сурьмяно-ртутную с золотом и серебром минерализацию. Металлоносные растворы в основном хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, большей частью невысокой минерализации, но высокотемпературные (на глубине 300–400 м температура выше 200°C). Содержание рудообразующих элементов в термальных водах, например Беппу, составляет (в мг/кг): Au до 0,0022; Ag до 0,057; As до 0,6.

Как видим, современные рудопроявления в приповерхностных условиях глубинности областей тектоно-магматической активности имеют ярко выраженную геохимическую специализацию. Представления М.М. Василевского и его соавторов (Василевский и др., 1977) о том, что все металлы орогенного и геосинклинального этапов развития складчатых областей участвуют в современном гидротермальном процессе, верны только частично. Такие представления могли возникнуть у авторов из обзора литературных данных о содержаниях металлов в газах и их конденсатах активных вулканов в совокупности с металлоносностью термальных вод областей разгрузки гидротермальных систем. Однако характер металлоносности этих двух групп растворов, как мы показываем, имеет различный характер, зависящий от глубинности генерации растворов.

В общем синхронный газово-гидротермальный процесс в верхнем структурном этапе, на активных вулканах и в областях разгрузки гидротермальных систем приводит к одновременному и близко совмещенному в пространстве концентрированию различных металлов.

Разгрузка гидротерм в областях тектоно-магматической активности контролируется долгоживущими разломными зонами. На Камчатке она локализована во всех выделенных М.М. Василевским с соавторами (Василевский и др., 1977) вулканогенно-рудных центрах. Так, термальные воды в инициальных вулканических центрах, которые характеризуются вулканической деятельностью на протяжении кайнозоя, относятся к слабоминерализованным и содержат низкие концентрации специфических металлов. В пределах контрастных вулканогенно-рудных центров, где фундаментом для вулканов служат раннегеосинклинальные вулканогенно-осадочные формации, развиты многие типы термальных вод с несколько повышенной концентрацией специфических металлов. Наконец, в пределах долгоживущих вулканогенно-рудных центров представлены все выделенные нами химические типы термальных вод, с резко повышенной металлоносностью (Паужетско-Камбалное, Апапельское, Узонское, Долины Гейзеров, Киреунские, Налачевское месторождения термальных вод).

Термальные источники, проявленные во всех вулканогенно-рудных центрах, несут однотипную рудную минерализацию. Концентрация металлов в термальных водах и соответственно интенсивность мышьяково-сурьмяно-ртутной минерализации увеличиваются от инициальных вулканических центров через контрастные, к долгоживущим вулканогенно-рудным центрам. Именно в последних длительно развивающийся вулканизм указывает на длительную магматическую активизацию в подкоровых областях на длительно действующий восходящий тепломассопоток с максимальной долей эндогенного рудоносного хлоридного щелочнометалльного флюида. Таким образом, долгоживущие вулканические центры должны характеризоваться длительной продуктивной гидротермальной активностью. На перспективность долгоживущих вулканических центров, на геотермальные ресурсы обращали внимание В.М. Сугробов и В.И. Белоусов.

В советском секторе Тихоокеанского подвижного пояса мышьяково-сурьмяно-ртутные рудопроявления сопровождают разгрузку многих гидротермальных систем; на о. Кунашир (Курильские острова) на склоне вулканического массива Менделеева расположено широко известное рудопоявление такого типа, у подножия которого разгружаются перегретые хлоридные натриевые воды Горячего пляжа. В этом районе, в руслах многочисленных термальных источников с кислой хлоридно-сульфатно-натриевой водой, в настоящее время высаживаются обильные осадки лимонитов и ярозитов, содержащих скородит и метастибнит. На склоне вулкана Менделеева известна сульфидная железо-мышьяково-сурьмяно-ртутная залежь. На Камчатке наиболее интенсивное сульфидное мышьяково-сурьмяно-ртутное рудообразование происходит в кальдере Узон. Рассеянная рудная минерализация такого профиля характерна для Долины Гейзеров, Апапельских, Киреунских и других источников.

Сульфидное мышьяково-сурьмяно-ртутное минералообразование в области разгрузки гидротермальной системы кальдеры Узон

Мышьяково-сурьмяно-ртутное рудопоявление в кальдере Узон было открыто в 1969 г. (С.Ф. Главатских, автор, О. Клешев) и описано в работах С.И. Набоко, С.Ф. Главатских, Г.А. Карпова, А.Л. Павлова, А.А. Алехина, А.В. Зотова, Л.М. Лебедева. Открытию предшествовали гидрогеологические работы В.В. Аверьева, В.В. Иванова и гидрохимические Г.Ф. Филипенко. О повышенной концентрации металлов в термальных водах Узона имелись сведения в работе Б.И. Пийпа (1937).

Наиболее интенсивно рудообразование идет на Центральном термальном поле Узона, в самой пониженной части кальдерной котловины с высоким зеркалом грунтовых вод. Оно приурочено к линейной полосе, вытянутой с востока на запад на расстояние 1,5 км, и контролируется субширотной разломной зоной глубокого заложения, секущей породы фундамента. По этой зоне осуществляется подъем из глубин на поверхность Земли металлоносных гидротерм. Наибо-

лее приближенными к составу глубинных гидротерм являются перегретые хлоридные натриевые воды. Они имеют минерализацию до 4 г/л, рН до 8, Eh + 300 мв; содержат до 30 мг/л As - до 0,7 мг/л Sb. Среди рудных минералов основными являются реальгар, аурипигмент, антимонит. Их сопровождают киноварь, метациннабарит, самородная ртуть. Эпизодически встречаются галенит и сфалерит. Пирит и марказит в общем балансе рудных минералов занимают первое место; роль их увеличивается к периферии рудной залежи и в подстилающих ее гидротермально измененных породах.

В приповерхностной части рудоотложения сульфиды мышьяка и сурьмы формируют рудный цемент заполнения гравелитов, обрастают обломки пород и залечивают их пустоты. На фоне равномерного пропитывания цемента сульфидами обособляются гнезда и жилки реальгара и антимонита; рудная залежь приобретает гнездовой характер. Глубже сульфидная мышьяково-сурьмяная минерализация ослабевает и приобретает более ярко выраженный жильно-гнездовой характер с фоном рассеянной пиритной минерализации. Коренная струя перегретых хлоридных натриевых вод сопровождается дифференциальными водами с различными физико-химическими параметрами и металлоноспособностью. Это определяет возникновение первичного ореола рассеяния металлов вокруг формирующегося рудопроявления. Максимальное оруденение приурочено к приповерхностной зоне гравелитов и фиксирует уровень грунтовых вод. Прерывистый рудный пласт занимает площадь в 300000 м², имеет мощность в среднем 0,5 м. В рудном пласте ярко проявляется первичная вертикальная зональность. На поверхности осадки термальных вод и рудная залежь обогащены аурипигментом и скородитом. Поверхностный маломощный (не более 0,25 м) прослой гравелитов имеет цемент заполнения из аурипигмента с подчиненным ему реальгаром. Глубже (0,3-0,6 м) цементом заполнения гравелитов становится таблитчатый реальгар (аурипигмент ему подчинен) и тонкоигольчатый антимонит: последний часто образует гнезда. Еще глубже в гравелитах наблюдается рассеянная сульфидная минерализация, представленная пиритом с резко подчиненным ему реальгаром; появляется пирротин. В отличие от реальгара и антимонита пирит развивается в основном по породе и является метасоматическим. Необходимо признать, что для ртути более характерной является самородная форма. Пленка самородной ртути образуется в цементе гравелита.

Сульфидная мышьяково-сурьмяно-ртутная минерализация ассоциирует с опалом; каолинитом, галлуазитом; алунитом, баритом; монтмориллонитом и цеолитами; изредка с кальцитом, адуляром, флюоритом.

Различные характер и концентрации образующихся рудных и нерудных ассоциаций минералов при относительно постоянном составе, кислотности-щелочности свободно изливающихся термальных вод могут свидетельствовать о значительном влиянии на минералообра-

зование поровых растворов (Набоко, Чеглецова, 1974; Карпов, Павлов, 1976).

Согласно данным Г.А. Карпова, поровые растворы в поверхностной части (0-0,2 м) $As = Sb = Hg =$ сульфидной залежи кальдеры Узон имеют высокий окислительный потенциал: $Eh + 875$ мв вместо $Eh - 70$ в свободно изливающихся термальных водах. Наряду с этим они имеют по сравнению с свободно изливающимися водами более высокую концентрацию водородных ионов (pH 6,2 вместо 7,6). К подошве рудной залежи (0,5 м) Eh поровых растворов снижается до $+ 235$ мв. Глубже (4,5 м) в зоне рассеяной пиритизации и относительно пониженных концентраций мышьяка и сурьмы в метасоматитах Eh составляет $+170$ мв. Таким образом, осаждение из растворов сульфидов $As = Sb = Hg$ происходит в условиях увеличения Eh в среде поровых растворов. Г.А. Карпов и А.А. Павлов (1976) указывают, что сумма гидросульфидных ионов и растворенного сероводорода в термальных водах Узона испытывают закономерные колебания, характер которых в общем имеет тенденцию к корреляции с окислительно-восстановительным потенциалом.

Покишение растворов могло происходить в высокотемпературной обстановке при самоокислении сернистых соединений H_2S , HS^- , S^{2-} , $S_2O_3^{2-}$ до серной кислоты. В одной из отобранных в сосуд проб термальной воды с сульфидами мышьяка и сурьмы сохранилась та же величина $pH = 7,8$. В этой пробе были определены HS^- , $S_2O_3^{2-}$, S^{2-} . В большей части отобранных проб pH менялась от 7,8 до 3, несмотря на хранение проб в герметично закрытых сосудах. В таких пробах нами был определен только SO_4^{2-} . Видимо, рудные элементы (As , Sb , Hg) могли находиться в гидротермальных растворах в виде гидросульфидных комплексов (Набоко, Главатских, 1966; Карпов, Павлов, 1976; Голева, 1977). Изменения Eh от -70 до $+280$ мв и pH от 8 до 6-3 в приповерхностной зоне благоприятствовали осаждению из термальных вод сульфидов и самородных элементов.

Концентрация мышьяка и сурьмы в среднем по рудной залежи на 3-4 порядка выше кларка и фона пород. Содержание меди, цинка, свинца, молибдена и других металлов большей частью находится на уровне кларка и фона. С рудной минерализацией связано нефтепроявление (Бескровный и др., 1971).

Таким образом, современное рудопроявление кальдеры Узон относится к мышьяково-сурьяно-ртутному с нефтью опал-аргиллизитовому.

Г.А. Карповым и А.Л. Павловым (1976) оценен баланс перемещенных и отложенных веществ за время существования Узонской гидротермальной системы. За 10 000 лет перегретыми хлоридными натриевыми гидротермами из глубины на поверхность перенесено 30 000 т As , 5 000 т Sb и 2 500 т Hg . В рудной залежи сконцентрировалось всего 7 000 т As , 700 т Sb и 200 т Hg . Большую степень рассеяния имеет сурьма; вынос сурьмы почти на порядок выше осажденного количества. Вынос серы на два порядка

выше общего выноса металлов, с которыми она образует приповерхностную рудную залежь ($Me/S = 1/200$); т.е. резерв серы далеко не исчерпывается рудообразованием. При более высоких концентрациях металлов в гидротермах наращивание рудной залежи было бы более интенсивным.

КАРБОНАТНЫЕ ОСАДКИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД, ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

В областях разгрузки гидротермальных систем карбонатные осадки по распространенности не уступают кремнистым и довольно часто содержат металлы в высоких концентрациях. В основном эти осадки состоят из карбоната кальция; на некоторых месторождениях они обогащены кремнием, железом, мышьяком, марганцем и образуют переходные разности к осадкам других химических типов. На Камчатке известны отложения травертина как основных ключевых осадков из Налачевских, Пушинских, Шапинских, Оксинских термальных вод и как сопровождающих другие осадки в Долине Гейзеров в районах Апапельских, Нижнекошелевских, Тымлатских термальных вод.

Шапинский травертин осаждается из горячих хлоридно-сульфатных натриевых вод (углекислых). Терраса правого берега р. Шапиной покрыта ключевыми отложениями, в центре которых расположены два слившихся плоских купола из натевов травертина. На левом берегу реки имеется несколько травертиновых куполов, из отверстий которых бьет термальная вода. Вода имеет охристый цвет от хлопьев окислов железа и мышьяка (Пийп, 1937; Петров, 1970).

Пушинский травертин осаждается из близких по составу термальных вод и представлен мощными древними отложениями, обнажающимися в крутых обрывах ручья, перекрытыми лавовыми потоками. Травертин продолжает осаждаться из термальной воды и в настоящее время. Он образует корки на почве и растительности. Судя по наличию древних мощных пластов травертина и незначительному в настоящее время дебиту источников и карбонатообразованию, предполагается, что в прошлом Пушинские источники были более мощными.

Оксинский травертин осаждается из горячих вод, богатых углекислотой. Осадки фиксируют выходы термальных вод и образуют обширный покров. Травертин перекрывает верхнеплейстоценовые отложения; это свидетельствует, что формирование терм началось в голоценовое время. Рыхлый карбонатный осадок покрывает дно термального ручья, поверхность растительных остатков и обломков пород, т.е. карбонатная садка продолжается.

Второй крупный выход термальных вод приурочен к "древнему" травертиновому куполу; дно ручья, вытекающего из грифона ванны, покрыто плащом рыхлого и плитчатого карбоната, окрашенного оксидами железа и мышьяка в желтый цвет.

Нижнекошелевский травертин покрывает дно термального источника вблизи впадения его в оз. Теплое. Травертиновая корка

Таблица 26

Состав травертинов термальных вод Камчатки (в вес. %)

Компоненты и отношения	Налачевские							Налачевские							Пушин- ские
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
SiO ₂	0,48	0,35	2,26	0,74	0,83	1,48	1,14	-	0,54	1,08	-	3,58	1,84	4,08	0,00
TiO ₂	0,10	-	0,0	Следы	0,012	-	Следы	0,05	0,05	Следы	Следы	Следы	Следы	0,0	0,00
Al ₂ O ₃	0,20	-	0,10	1,14	2,2	0,13	0,14	0,43	3,24	1,46	0,33	0,53	1,46	0,10	0,00
Fe ₂ O ₃	2,63	1,73	3,01	1,46	0,58	5,41	5,86	2,46	4,32	7,42	3,61	2,05	18,00	18,54	0,00
FeO	0,14	-	0,11	-	0,18	-	-	-	-	-	-	-	-	0,23	0,00
MnO	0,33	0,51	0,55	0,30	0,44	0,20	0,11	0,24	0,11	0,05	0,07	0,29	0,16	0,38	0,00
MgO	0,00	0,39	0,41	-	0,47	0,10	-	-	-	-	-	-	-	0,10	0,61
CaO	51,50	52,25	49,32	53,90	52,40	46,20	52,86	58,00	53,34	51,32	50,32	48,16	45,7	32,00	56,50
Na ₂ O	0,59	-	0,60	0,61	-	1,06	0,58	0,34	0,34	0,58	0,96	0,96	0,49	1,14	0,00
K ₂ O	0,10	-	0,10	0,50	-	0,36	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,36	0,12	0,28	0,00
P ₂ O ₅	0,05	-	0,02	0,01	0,023	0,07	-	-	-	0,01	-	0,10	0,01	0,09	-
As ₂ O ₃	1,20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As ₂ O ₅	0,76	1,30	3,40	2,07	1,4	3,98	2,90	1,84	2,37	4,13	2,85	0,67	6,27	8,65	-
SO ₃	0,27	1,12			0,95										
CO ₂	39,50	40,45	38,30	37,50	41,16	34,85	33,2	32,0	31,90	30,60	-	-	-	27,00	43,30
П.п.п.	-	-	-	-	41,16	0,24	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	-	-	0,94	-	-	2,37						0,78		2,86	0,00
H ₂ O ⁺	-	2,01	1,08	1,49	-	2,95	2,72	2,70	3,36	3,46	3,76	1,22	6,39	4,98	0,00
CaO/CO ₂	1	1	1	1,1	1	1	1,2	1,4	1,3	1,4	-	-	-	0,9	1,1
CaO/MgO	-	133	120	-	111	462	-	-	-	-	-	-	-	320	92
Na ₂ O/K ₂ O	5,9	-	6,0	1,1	-	2,9	5,8	3,4	3,4	5,8	9,6	2,6	4,1	4,1	-
Fe ₂ O ₃ /FeO	18,7	-	27,3	-	3,2	-	-	-	-	-	-	-	-	80,6	-
CaCO ₃ , %	91	92	87	91	93	81	76	73	72	69	-	-	-	59	99

Таблица 26 (окончание)

Компоненты и отношения	Пушинские		Верхнешапинские			Шапинские			Оксин- ские	Долина Гейзеров		Коше- левские	Апа- пель- ские	Верхне- семя- чинские	Тым- лянские
	16	17	18	19	20	21	22		23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	1,30	1,63	5,84	8,24	20,01	6,58	5,28	4,30	2,82	9,75	0,15	11,74	0,14	1,74	1,40
TiO ₂	0,00	0,0	-	-	0,15	0,00	0,00	0,00	0,0	0,25	-	Следы	-	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,45	3,22	3,09	3,23	0,00	0,00	0,31	0,53	3,69	-	0,53	-	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	1,44	1,53	0,15	0,34	1,01	2,20	2,07	2,23	0,78	3,07	0,12	0,29	0,62	3,96	1,78
FeO	0,29	0,34	0,22	0,43	0,72	0,37	0,66	0,51	0,43	0,08	0,10	1,03	-	0,32	0,40
MnO	0,11	-	4,40	8,65	0,88	0,08	0,07	0,13	0,06	7,40	0,10	0,37	-	0,06	0,13
MgO	1,23	-	Следы	5,21	0,85	1,38	0,78	2,23	-	0,48	0,08	1,09	0,03	0,13	0,70
CaO	52,72	51,60	45,56	35,62	37,93	48,06	46,50	48,08	54,64	38,86	55,52	48,20	55,95	50,64	51,84
Na ₂ O	0,37	0,62	0,38	0,58	0,73	0,30	0,44	0,25	0,66	0,30	0,40	Следы	0,02	0,13	0,27
K ₂ O	0,00	0,06	0,08	0,08	0,18	0,0	0,15	0,15	0,21	0,15	0,22	"	-	0,00	0,00
P ₂ O ₅	-	0,12	0,14	0,19	0,14	-	-	-	0,05	-	-	-	0,02	-	-
As ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SO ₃		0,85	-	2,01	2,22	-	-	-	0,62	-	-	0,32	0,40	0,61	0,76
CO ₂	40,75	26,60	37,23	33,65	28,88	36,8	36,20	38,42	26,2	33,45	43,70	35,0	42,50	39,72	40,66
П.п.п.	-	14,41	-	-	-	-	3,85	-	12,19	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	0,56	0,60	0,88	0,34	1,06	1,77	2,36	1,35	0,38	1,63	0,06	1,18	-	1,05	1,07
H ₂ O ⁺	0,75	0,94	1,64	1,45	1,80	2,12	2,06	1,50	0,91	2,45	0,04	1,82	-	2,24	1,23
CaO/CO ₂	1,0	1,5	1,0	0,9	1,0	1,0	1	1	1,5	1	1	1	1	1	1
CaO/MgO	42	-	-	6	44	34	59	21	-	80	656	44	1865	389	74
Na ₂ O/K ₂ O	-	10,3	4,7	7,2	4,0	-	2,9	1,6	3,1	2,0	1,8	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,9	4,5	0,6	1,4	5,9	5,9	3,1	4,3	1,8	38,3	1,2	0,3	-	12,3	4,4
CaCO ₃ , %	93	60	82	69	66	84	82	86	-	-	-	-	60	96	-

Примечание. CaO/CO₂ - даны молекулярные отношения, остальное в весовых отношениях. 1, 3, 14 - данные Л.А. Комковой

(1974); 18, 19-21 - данные В.С. Петрова (1970); 22 - данные Б.И. Пийт (1937).

Таблица 27

Элементы в травертинах термальных вод (в г/т и вес. %)

Эле- менты	Пушинские (17)		Налачевские (35)		Шапинские (8)		Оксинские (12)		Долина Гейзеров (2)		Тымлянские (5)	
	от - до	%	от - до	%	от - до	%	от - до	%	от - до	%	от - до	%
Be	-	-	3-10	17	-	-	-	-	-	-	10-30	60
B	-	-	900	3	-	-	500	-	-	-	-	-
P	700-3000	18	200-1000	90	1400-2200	100	50-2000	75	-	-	-	-
Ti	1500-3000	100	50-3500	43	1500	100	-	-	-	-	10-30	60
V	3-20	11	30-180	11	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	40-150	17	-	-	600-900	-	-	-	-	-
Mn	100-1800	100	10-100	100	8-700	100	15	8	20	50	10-1000	100
Co	-	-	10-15	19	-	-	10	8	-	-	10-30	40
Ni	100	11	10-15	14	-	-	3-150	42	10	100	10-60	100
Cu	10-30	97	3-250	52	1-3	50	-	-	100	50	100-300	40
Zn	-	-	100	19	100	12	20	8	-	50	-	-
Ga	-	-	Следы-20	17	-	-	10	33	-	-	30-60	60
Ge	10	6	30	3	-	-	300-2500	100	1700	50	-	-
As	100	6	300-1%	100	1%	-	400-1000	100	300	100	300-1%	60
Sr	1000-3%	77	200-1%	57	150-2000	75	50	-	-	-	-	-
Zr	-	-	50-60	19	100	12	3	8	-	-	10-30	40
Mo	-	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	3-30	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	30	-	-	-	50-300	100	-	-	300-1000	40
Ba	50-100	4	100-300	57	200	37	-	-	-	-	10	40
Pb	-	-	50-100	19	-	-	-	-	-	-	-	-

имеет мощность несколько сантиметров, сложена кальцитом (83%) и опалом (17%).

В Долине Гейзеров травертин отлагается из термальных вод Верхнегейзерных источников и обогащен марганцем.

Травертин состоит в основном из карбоната кальция, но иногда имеет существенную примесь (более 10%) окислов железа, мышьяка, марганца и кремния. Наиболее чистыми являются пушинские и оксинские травертины (до 95% CaCO_3). Содержание магнезия варьирует, хотя в общем является низким (< 1%), за исключением шапинских, где определено до 5% MgO . Наиболее чистыми по отношению к магнезию являются налачевские травертины (0,10-0,41% MgO при 32-58% CaO). Как правило, кальций резко преобладает над магнезием, в том числе и в шапинских травертинах, где в водах магнезия больше, чем кальция. Характерной особенностью некоторых травертинов является их обогащенность марганцем, особенно шапинских (до 8% MnO), верхнегейзерных (до 7% MnO) и налачевских (около 1% MnO); чаще содержание окислов марганца выше 0,5% и снижается до 0,01%. На диаграмме (рис. 5) хорошо проявлена прямая зависимость в травертине между $\text{CaO}-\text{CO}_2$ и отсутствие таковой у отношения $\text{MnO}-\text{MgO}-\text{CO}_2$. Это отражает обогащенность

окислами магнезия и марганца травертина только отдельных месторождений (табл. 26).

Содержание P_2O_5 вообще в травертине невысоко (0,1%) и только в шапинских травертинах оно повышается (до 0,22%). Характерно присутствие сульфатов, особенно в шапинских (до 2,2%). В налачевских травертинах определен бор (до 0,1%).

Основное загрязнение карбонатных осадков представлено окислами железа: в налачевских травертинах часто более 10% Fe_2O_3 и травертин переходит в железисто-карбонатные осадки. В шапинских травертинах содержится до 5% Fe_2O_3 . В других травертинах сумма окислов железа не выше 2%. Почти всегда окисное железо преобладает над закисным, что свидетельствует об окислительной обстановке при осаждении травертина. В отличие от кальция, зависимость железа от углекислоты обратная, оно осаждается в гидратокислой форме. Содержание алюминия и щелочных металлов в травертине невысокое и непостоянное; натрий преобладает над калием, отношение их близко к отношению Na и K в породе. Большой частью образцы травертина имеют низкое содержание кремния (за исключением устьевой части водотоков). Для травертина характер-

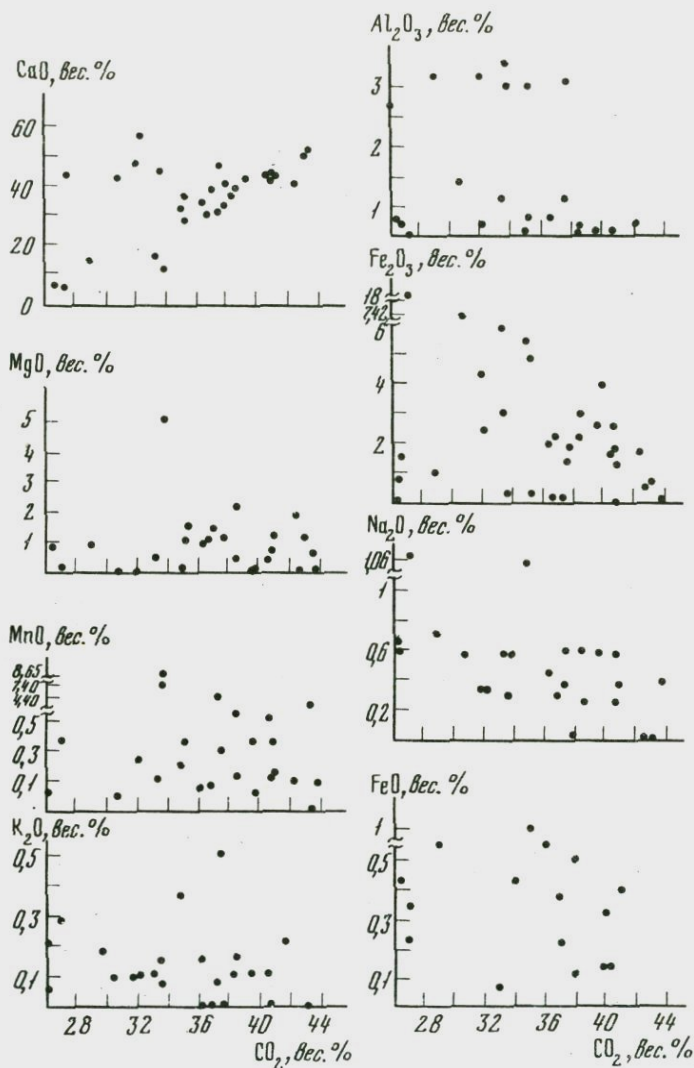


Рис. 5. Вариации содержаний компонентов в карбонатных осадках в зависимости от количества CO_2

ны низкие содержания титана и отношение SiO_2/TiO_2 до 133, приближающееся к таковому в породах.

Минералогический состав травертина прост; основными минералами являются кальцит и арагонит. В шапинских травертинах содержатся: значительная примесь псиломелана, бернессита, марганцовистого кальцита и, возможно, родохрозита. Кроме того, в них обнаружена примесь опала, гидроокисного железа и глинистых минера-

лов (Петров, 1974). В налачевских травертинах к кальциту и арагониту примешаны скородит, риверсайдит, опал, марганцевая разность кальцита. В основном примеси представлены коллоидами железа и мышьяка, по химическому составу примеси близки к питтиту (Комкова, 1974).

Травертины металлоносны. Наибольших концентраций в них достигают мышьяк и марганец. На Налачевском термальном поле создается железомышьяковая залежь. Одновременно с мышьяком обнаружена сурьма. Для травертина характерны высокие содержания стронция (около 1%) при невысоком содержании бария (около 0,1%). В них определены: Be, V, Cu, Zr, Co, Ni, Zn, Pb, Ga, Ge, Mo, Sn, Hg при $Zn > Cu > Pb > Mo > Sn$ (табл. 27).

В гидротермах металлы, видимо, находятся в истинном растворе в бикарбонатной форме. При выходе гидротерм на поверхность происходит отделение CO_2 ; это влечет за собой разложение бикарбоната и осаждение карбоната кальция, магния, марганца, стронция, бария. Воды, осаждающие травертин, всегда содержат в достаточных концентрациях кремний; выделение из раствора CO_2 стимулирует его осаждение.

Травертины часто являются металлоносными и могут представлять промышленный интерес.

Формирование железо-мышьяковой карбонатной залежи в области разгрузки Налачевской гидротермальной системы

Железомышьяковые гидроксидные осадки в ассоциации с карбонатными осаждаются из горячих хлоридных натриевых углекислых вод, имеющих на Камчатке дефицит сероводорода. Наиболее энергично происходит образование рудных осадков на выходе Налачевских термальных вод. Благодаря комплексным работам Л.А. Комковой и Ю.П. Масуренкова (Масуренков, Комкова, 1977) хорошо изучены физико-химические условия осаждения железомышьяковых и карбонатных осадков¹. Согласно их данным, около естественных выходов термальных вод только на термальной площадке Котел образовалось рудное тело площадью в 240 000 м² и мощностью в среднем 6 м (в центре площади 15–20 м). Объем осадков оценивается приблизительно в $1,5 \cdot 10^6$ м³. Рудное тело создано в результате действия термальных вод источников в продолжение 15–20 тыс. лет. Часть осадков уже после их осаждения рассеивается фильтрующимися через них термальными и атмосферными водами, т.е. количество первично осажденных осадков должно быть значительно выше, чем в рудном теле. За 10 лет в результате самоизлива из геотермальной скважины, пробуренной вблизи Котла, сформировалась новая залежь железомышьяковых и карбонатных осадков на площади радиусом в

¹ Автор совместно с С.Ф. Главатских проводила дополнительные работы в 1974 г.

100 м (средняя мощность 0,2 м); объем ее достиг $6 \cdot 10^3$ м³. Среднегодовая производительность железо-мышьяковых осадков (сухих) Котла и скв. 2 равняется 15 т. За время существования Налачевской гидротермальной системы накоплено около 250 000 т безводной руды (Масуренков, Комкова, 1977).

При самоизливе термальной воды из скважины происходит дифференцированное осаждение осадков; в рудном теле создается латеральная зональность. Так, осадки на трубе фонтанирующей скважины и около трубы плотные, темно-бурые, на 90% состоят из окислов железа и мышьяка при $Fe_2O_3/As_2O_5 = 1$. В осадке много кальция при малом содержании углекислоты, т.е. окислы кальция входят не только в кальцит, но и в железомышьяковые соединения; калий не уступает натрию (только в этом осадке). В осадке присутствуют закисное железо и до 2% углерода (осаждение последнего из термальной воды очевидно).

Осадки вокруг устья скважины рыхлые, аморфные. Содержание водных окислов железа и мышьяка остается столь же высоким, что и в осадках на трубах скважин, однако присутствуют окислы кремния (самые высокие концентрации SiO_2) и кальций. Последний продолжает быть избыточным по отношению к карбонату. В удаленных от истока осадках уменьшаются содержания окислов железа, мышьяка и увеличивается содержание карбоната кальция (табл. 28, 29).

Физико-химические условия зонального осаждения осадков изучены Л.А. Комковой (1974). Осадки на расстоянии 0–40 м от скважины наиболее богаты окислами железа и мышьяка (до 50 и 30% соответственно). Примесь кальцита и окислов кремния составляет 16%. Растворы имеют $T=64-66^\circ C$; pH 6,5–6,9; Eh + 92 мВ. Отдаленную зону (130–170 м от скважины) составляют карбонатные осадки с небольшой примесью железомышьяковых соединений (до 5–8%). Растворы имеют $T = 56^\circ C$; pH 7,6; Eh 340 мВ. Промежуточная зона (40–90 м от скважины) представлена смешанными осадками – железомышьяковыми с карбонатом и окислами кремния; сумма окислов железа и мышьяка в них достигает 30%. Растворы имеют промежуточные параметры. Судя по максимальному осаждению мышьяка в устьевой части, мышьяка и железа в центральной части, карбонатных осадков в отдаленной части от устья скважины, миграционная способность у кальция больше, чем у железа и мышьяка (Комкова, 1974).

Таким образом, первичная латеральная зональность в хемогенных осадках выразилась в смене от устья излива по водотoku преимущественно железомышьяковых через железомышьяково-карбонатные карбонатными осадками с изменением: $(Fe_2O_3 + FeO + As_2O_5)/CO_2 = 32 \rightarrow 24 \rightarrow 14 \rightarrow 13 \rightarrow 9 \rightarrow 5 \rightarrow 4 \rightarrow 1 \rightarrow 0,4 \rightarrow 0,5 \rightarrow 0,17 \rightarrow 0,12$. Одновременно изменялось отношение окислов железа к окислу мышьяка $(Fe_2O_5 + FeO)/As_2O_5 = 1,6 \rightarrow 1,4$. Наибольшая железистость свойственна центральной части формирующейся залежи. По ходу осаждения в осадках величина отношения натрия к калию увеличивается: $Na_2O/K_2O = 3,4 \rightarrow 3,8 \rightarrow 4,2 \rightarrow 4,4 \rightarrow 4,6 \rightarrow 3,4 \rightarrow 4 \rightarrow 5,4 \rightarrow 6$, т.е.

калий более энергично (и раньше) сорбируется аморфными осадками, чем натрий. Содержание марганца по всей площади осаждения сохраняется, а содержание фосфора с удалением от самоизлива падает. В свежевываливших осадках высокие содержания марганца не зафиксированы, в то время как в "древних" осадках на площадке Котел травертины местами обогащены марганцем и обнаружен марганцевый кальцит – вторичное обогащение марганцем при метаморфизме залежи. В общем латеральная зональность осадков на площадке Котел имеет сходство с таковой по водотoku из скважины: в удалении от естественных выходов осадки карбонатные; около грифонов – железомышьяковые.

Формирование железомышьяково-карбонатных осадков происходит из горячих ($T = 75^{\circ}\text{C}$) минерализованных (до 5 г/л), хлоридных натриевых углекислых вод, имеющих на глубине $\text{pH} < 6$; на выходе $\text{pH} > 7$. Содержание рудообразующих элементов в коренной струе составляет в мг/л: $\text{Fe}^{2+} = 1,14$ мг/л, $\text{Fe}^{3+} = 1,16$ мг/л, As – до 5 мг/л, H_2SiO_3 – до 410 мг/л, CO_2^- – до 150 мг/л. Закономерное изменение осадков по водотoku связано с закономерным изменением физико-химических параметров минералообразующих растворов. Благодаря экспериментальным работам на полигоне определена зависимость состава минеральных осадков от изменения T° , pH , E_h воды. Наиболее ярко проявляется корреляция между осаждением железа и E_h раствора. Возле устья скважины, на коротком интервале водотока E_h постоянно, также постоянно и содержание в осадке окислов железа. На отрезке водотока, где E_h изменилось на 220 мв, содержание железа в осадке падает от 33 до 3% (Комкова, 1974).

Осадки имеют неоднородное строение и по вертикали. Слои, обогащенные окислами железа и мышьяка, чередуются со слоями, богатыми карбонатом. Одновременно меняется и отношение железа к мышьяку. Около устья скважины, в участках, орошаемых термальной водой, верхний оранжевый слой максимально обогащен железом и мышьяком. Здесь же, на глубине 20 см осадки охлаждены (40°C вместо 60°) и обогащены карбонатом $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{As}_2\text{O}_5)/\text{CaCO}_3 = 0,1$ (вместо 2 – в верхнем слое), одновременно они и более железистые $(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{As}_2\text{O}_5 = 2,8$ вместо 1,4).

Еще резче проявляется слоистое строение охлаждающихся осадков в удалении от самоизлива скважины, вкрест залежи. Верхний слой залежи обогащен окислами железа и мышьяка, центральная часть более карбонатная; в основании залежи осадки снова обогащены гидроокислами железа и мышьяка. По разрезу залежи сверху вниз отношение $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{As}_2\text{O}_5)/\text{CO}_2$ изменяется в следующем порядке: 1,1 → 0,13 → 0,12 → 0,08 → 1; $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{As}_2\text{O}_5$ соответственно 2,8 → 1,8 → 1,3 → 1,3 → 1,2 → 2.

На расстоянии 50 м от устья (вдоль залежи) в поле развития осадков, первично обогащенных карбонатом, содержание окислов железа и мышьяка с глубиной тоже уменьшается.

Очевидно, что в первый период мощного фонтанирования скважины термальная вода разливалась широким фронтом; на площади ши-

Таблица 28

Состав железомышьяковых осадков Котла Налачевского месторождения

Компоненты и отношения						(в вес. %)						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
As ₂ O ₃	0,47	-	-	0,39	-	0,93	-	-	-	-	-	-
As ₂ O ₅	30,37	28,36	29,96	25,00	19,76	19,70	17,69	12,49	8,30	21,78	21,52	21,41
SiO ₂	4,51	4,68	3,02	3,76	-	7,62	-	8,10	-	3,42	3,62	13,14
TiO ₂	0,12	0,10	0,10	0,10	0,05	0,10	0,05	-	0,05	0,10	0,15	
Al ₂ O ₃	0,24	-	-	0,20	0,54	0,36	0,33	0,20	0,63	-	Нет	0,62
Fe ₂ O ₃	49,93	34,00	33,07	41,22	29,97	37,86	21,09	30,11	23,70	38,06	39,18	23,80
FeO	0,17	0,60	1,29	0,14	-	2,28	-	0,48	-	1,44	0,34	-
MnO	0,54	0,25	0,22	0,45	0,38	0,54	0,09	0,49	0,42	0,33	0,23	0,71
MgO	-	-	-	-	-	-	-	0,17	-	-	-	0,06
CaO	9,57	9,53	8,80	7,96	10,60	8,75	22,20	21,75	16,20	6,37	7,04	13,02
Na ₂ O	0,97	0,40	0,47	0,81	0,61	1,75	0,66	1,22	0,72	0,54	0,60	-
K ₂ O	0,29	0,48	0,51	0,24	0,32	0,38	0,26	0,36	0,40	0,36	0,30	-
P ₂ O ₅	0,29	0,18	0,19	0,24	0,11	0,16	0,09	0,18	0,08	0,22	0,20	-
CO ₂	2,46	0,46	0,66	2,05	8,75	4,65	21,00	11,50	-	1,39	1,30	3,42
C	-	2,53	1,35	-	-	-	-	-	-	2,5	2,68	-
S	0,07	-	-	0,06	-	0,17	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	-	8,10	14,52	6,64	27,65	6,78	15,38	4,66	-	15,00	13,36	14,66
H ₂ O ⁺	-	7,43	8,35	10,43								

Примечание. 1, 2, 3, 4 - данные Л.А. Комковой (1974); 5-12 - данные автора.

риной около ста метров образовались осадки. В дальнейшем при сокращении дебита скважины и локализации термального потока в узком русле основная площадь осадков перестала постоянно орошаться термальной водой; начался их метаморфизм. Карбонатные осадки окристаллизовывались и сохранялись, коллоидные железомышьяковые и особенно железистые осадки вымывались атмосферными водами, фильтрующимися через залежь. В стареющей залежи, даже недалеко от устья скважины, не обнаружены такие высокие концентрации окислов железа и мышьяка, как в свежешападающих осадках. Обогащенность самого верхнего тонкого слоя этой залежи окислами железа и мышьяка, вероятно, происходит при свежем намыве их во время весенних паводков; обогащенность ими подошвы залежи объясняется перемещением окислов из верхних частей залежи в нижние.

Поровые растворы, отжатые из горячих осадков на поверхности залежи, имеют состав, близкий к составу термальных вод над осадком. В более глубоких частях залежи поровые растворы несколько кислее свободных вод, в них увеличена концентрация гидрокарбонат-иона. Содержание металлов в поровых растворах близко к таковому в термальной воде, за исключением железа и цинка (в них содержится Zn до 3,7 мг/л вместо 0,24 мг/л); это находится в соответствии с повышенной растворимостью металлов в кислых средах.

Среди минералов осадков преобладающими и хорошо диагностированными являются кальцит, арагонит, скородит. Основная масса железомышьяковых осадков присутствует в виде аморфного вещества. Судя о дефиците карбоната по отношению к кальцию, часть кальция

Таблица 29

Состав рудных осадков, образовавшихся при излияе термальной воды из

налачевской скважины (в вес. %)

Компоненты и отношения	Вертикальный разрез залежи (в см)						Осадки на устье скважины					Осадки вдоль ручья, вытекающего из скважины		
	0-5	5-15	15-25	25-30	30-40	40-45	50	поверхность Земли			поверхность Земли			
As ₂ O ₃	8,3	2,37	2,85	1,84	17,69	2,9	0,1	27,83	22,03	25,96	28,36	30,63	8,65*	1,96*
SiO ₂	-	0,54	-	-	-	1,14	45,8	3,62	3,42	3,02	4,68	7,62	4,08*	0,48*
TiO ₂	0,05	0,05	Следы	0,05	0,05	Следы	0,7	0,15	0,10	0,10	0,10	0,10	-	0,10
Al ₂ O ₃	0,63	3,24	0,33	0,43	0,33	1,14	16,0	-	-	-	-	0,36	0,10	0,20
Fe ₂ O ₃	23,7	4,32	3,61	2,46	21,09	5,86	8,03	39,18	38,06	33,07	34,0	37,86	18,54	2,63
FeO								0,34	1,44	1,29	0,60	0,28	0,23	0,14
MnO	0,42	0,11	0,07	0,24	0,09	0,11	0,18	0,23	0,33	0,22	0,25	0,54	0,38	0,33
MgO	-	-	-	-	-	-	3,91	-	-	-	-	-	0,10	-
CaO	16,2	53,34	50,32	58,0	22,2	52,86	8,02	7,04	6,37	8,80	9,53	8,75	32,00	51,50
Na ₂ O	0,72	0,34	0,96	0,34	0,66	0,58	2,53	0,60	0,54	0,47	0,40	1,75	1,14	0,59
K ₂ O	0,40	0,1	0,1	0,1	0,26	0,1	1,07	0,30	0,36	0,54	0,48	0,38	0,28	0,10
H ₂ O ⁻	15,0	3,36	3,76	2,7	15,38	2,72		13,36	15,00	14,52		6,78	2,86	0,66
H ₂ O ⁺							2,73	9,48	8,57	8,35	5,53	10,69	4,98	2,20
CO ₂	20,0	31,9	31,0	32,0	21,0	33,2	8,36	1,30	0,30	0,66	0,46	4,65	27,00	39,50
P ₂ O ₅	0,08	-	-	-	0,09	-	0,26	0,20	0,22	0,19	0,18	0,16	0,09	0,05
Собщая	-	-	-	-	-	-	0,21	-	-	-	-	0,17	-	0,27
С	-	-	-	-	-	-	2,0	2,6	2,5	1,3	2,5	-	-	-
Fe ₂ O ₃ /As ₂ O ₃	2,8	1,8	1,3	1,3	1,2	2,0	80	1,4	1,2	1,3	1,2	1,3	2,1	1,3
(Fe ₂ O ₃ +As ₂ O ₃)/CaO	1,9	0,1	0,1	0,01	1,7	0,16	1,2	9,5	9,4	6,7	6,5	7,8	0,8	0,08
CaO/CO ₂	0,8	1,7	1,6	1,8	1,1	1,6	1,0	5,4	21,0	14,0	20,7	1,9	1,2	1,3

*Л.А. Комкова (1974).

находится в гидроокисной форме в соединениях с железом и мышьяком. Л.А. Комкова дополнительно определила марганцевый кальцит, гипс, опал и риверсайдит. С.Ф. Главатских и автор обнаружили реальгар и антимонит, образовавшиеся за счет сульфатредукции на обломках древесины, погруженных в железомышьяковый осадок и в термальную воду.

Околоключевые отложения, формирующиеся в области разгрузки Налачевской гидротермальной системы в течение 15-20 тыс. лет, представляют собой не крупное железомышьяковое гидроокисное месторождение.

СМЕШАННЫЕ ОСАДКИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД И КОМПЛЕКСНЫЙ ТИП РУДОПРояВЛЕНИЙ

В сложных условиях гидрогеологической обстановки и современной газогидротермальной деятельности одновременно формируются минеральные осадки различного состава и рудопроявления сложного сульфидно-сульфатно-гидроокисного типа. Однако при таком разнообразии минеральных осадков не затушевывается характерная для Камчатско-Курильского звена Тихоокеанского подвижного пояса их мышьяково-сурьяно-ртутная специализация.

Наиболее ярким примером современного газогидротермального комплексного минерало- и рудообразования является массив вулкана Менделеева на о. Кунашир. Менделеевский гидротермальный район включает мощную гидротермальную систему с разгрузкой перегретых хлоридных натриевых вод паужетско-вайракейского типа, проявленного здесь в месторождении Горячий Пляж. Состав термальных вод этого месторождения и минералообразование описаны в работах С.И. Набоко и С.Ф. Главатских, Е.К. Мархинина и И.Д. Стратула (1978), Е.А. Баскова и С.Н. Сурикова (1975) и др. и сходно с такими Паужетского месторождения, Долины Гейзеров, кальдеры Узон.

На выходах хлоридных натриевых вод отлагаются кремнистые осадки. У подножия массива Менделеева выходят горячие кислые хлоридно-сульфатные натриевые воды (Нижеменделеевские, Верхне- и Нижнедокторские источники). В их руслах отлагаются мощные осадки ярозита и лимонита, зараженных мышьяком и сурьмой. В привершинной части массива Менделеева, на так называемом сольфатарном поле, известно мышьяково-сурьмяно-ртутное сульфидное рудопроявление. В его пределах выходят сероводородные паровые струи и источники с кислой сульфатной конденсатной водой. У газопаровых струй и в руслах термальных источников отлагаются сера и пирит, зараженные мышьяком, сурьмой и ртутью.

До настоящего времени нет единого представления о генезисе столь разнообразных гидротермальных проявлений. Мы склонны признать, что перегретые хлоридные натриевые воды максимально отражают состав глубинных гидротерм. Они теряют газопаровую металлоносную составляющую при вскипании и дегазации в приповерхностной зоне разгрузки. Кислая рудоносная хлоридно-сульфатная натриевая термальная вода Нижеменделеевских и Докторских источников, а также сероводородные паровые струи на склоне массива вулкана Менделеева, по-видимому, являются дифференциатами коренного потока перегретых хлоридных натриевых гидротерм. Сходная обстановка дифференциации коренных хлоридных натриевых гидротерм, как было описано в главе II, свойственна Паужетской, Узонской, Долины Гейзеров гидротермальным системам. Во всех случаях сероводородные паровые струи и их конденсаты локализуются на склонах вулканических массивов; перегретые хлоридные натриевые воды разгружаются у их подножий. В отличие от них, в области разгрузки гидротермальной системы массива вулкана Менделеева свойственны высокодебитные кислые хлоридно-сульфатные натриевые горячие воды с обильными отложениями ярозитов и лимонитов, зараженных мышьяком и сурьмой.

Колчеданно-ртутное месторождение на массиве вулкана Менделеева

Рудопроявление локализовано на северо-восточном склоне массива вулкана Менделеева и достаточно полно изучено (Набоко, 1959; Озерова и др., 1973; Логинов, Русинов, 1967;

Лебедев, 1978). Оно обнажено на термальном поле с паровыми струями и кислыми сульфатными термальными водами. На площади около 2 км² туфы андезитового состава интенсивно изменены.

Рудная залежь залегает согласно с напластованием туфов и имеет пологое залегание, площадь залежи 330×130–250 м, мощность составляет несколько метров. Залежь имеет брекчиевидное сложение с массивным, вкрапленным и прожилково-вкрапленным типом руд.

Главными рудообразующими минералами во всех тектонических разновидностях залежи являются пирит и марказит. По содержанию ртути Н.А. Озерова считает колчеданную залежь небольшим по масштабу рудопроявлением с бедным оруденением. Киноварь наблюдается среди колчеданной залежи в пористых участках опализированных пород в виде густой вкрапленности, гнездовых скоплений и друзовых сростаний. Наиболее характерны для нее отложения в пустотах и трещинах. Среди других сульфидов определены: сфалерит в виде единичных зерен и мелкозернистых агрегатов, галенит в виде дендритных скелетов в порах, реальгар в игольчатых кристаллах, антимонит в редких мелких зернах, а также ковеллин и халькозин. В кварце было найдено единичное зерно самородного золота, а также мелкие скопления самородной меди (Озерова и др., 1971).

Большую роль в составе сульфидных руд играет сера, как равномерно рассеянная, так и сконцентрированная в жилках и гнездах, достигающих иногда значительных размеров. Кристаллическая сера продолжает отлагаться около паровых струй, а на дне термальных источников осаждаются сульфурит и сажистый пирит. Конденсат пара имеет реакцию, близкую к нейтральной, а вокруг паровых струй происходит интенсивное окисление серосодержащих компонентов и появляются кислые сульфатные растворы, участвующие в сернокислотном разложении пород.

Ртуть в повышенных количествах определяется в парах, их конденсатах и термальных водах и обогащает серу, отлагающуюся около выходов пара (Hg в сере составляет до $n \cdot 10^{-4}\%$). В осаждающихся гидратах алюминия и железа содержание ртути достигает $2,5 \cdot 10^{-3}\%$. Железо и, возможно, цинк и медь, видимо, извлекаются из вмещающих пород вторичными кислыми растворами; ртуть, мышьяк, сера привносятся газогидротермальными растворами (Озерова и др., 1973).

По последним данным Л.М. Лебедева представляется, что месторождение формируется в меняющейся обстановке. В его пределах существуют метасоматические руды, более поздние гидротермально осадочные сажистые и оолитовые руды и еще более молодое ртутное проявление, приуроченное к зонам тектонических нарушений. Колчеданная залежь расширена бурением до 2 км в северо-восточном направлении.

Рудоносные осадки кислых термальных вод массива вулкана Менделеева

Из кислых сульфатно-хлоридных натриевых и сульфатных термальных вод, широко развитых на склонах и у подножия массива Менделеева, происходит обильное осаждение осадков различного химического и минералогического состава. По химическому составу среди них выделяются кремнистые, глинисто-кремнистые, железистые, сульфатные, серные и сульфидные осадки; по существенным примесям выделяются осадки, обогащенные марганцем, мышьяком, фосфором, свинцом, барием. По минералогическому составу среди осадков различаются опаловые, ярозитовые, лимонитовые, серные, сульфидные. Большинство химических и минералогических разновидностей этих осадков может быть образовано одновременно. Дифференцированное осаждение их определяется изменением физико-химических параметров растворов (рН, Eh, T) по водотоку. В результате этого от истока термальных ручьев и рек вниз по течению возникает латеральная минералогическая и химическая зональность. Отчетливо она проявлена в Нижнеменделеевском, Верхне- и Нижнедокторских источниках массива Менделеева. Возле выходов глубинных термальных вод осаждаются кремнистые и кремнисто-глинистые осадки; дальше от истока, в виде протяженного и мощного плаща отлагаются ярозиты, а еще дальше — лимониты. Ниже приведено их описание.

Кремнисто-глинистые осадки образуются в истоках кислых вод. Мощный коллоидный белый осадок изучен на примере грифонов Верхне- и Нижнедокторских источников. Преобладающим компонентом таких осадков является кремнезем. Содержание SiO_2 достигает 93% и снижается до 23% по мере перехода в кремнисто-глинистые и кремнисто-железистые разности осадков. Чистые кремнистые осадки содержат малое количество воды: в осадках, обогащенных окислами железа и алюминия, содержание воды увеличивается до 14% (табл. 30). Особенностью кремнистых осадков кислых вод является обогащенность титаном (TiO_2 до 3%); это отличие их от кремнистых осадков перегретых хлоридных натриевых щелочных вод. Содержание окислов алюминия и железа варьирует в широких пределах (Al_2O_3 от 0,24 до 0,38%; Fe_2O от 0,59 до 53%). Возле выхода термальной воды в осадках определяется и закисное железо, которое свидетельствует о восстановительной среде гидротерм.

Щелочноземельные металлы составляют несущественную примесь, а значительные вариации Ca/Mg отношений, отличные от таковых в породах, свидетельствуют о их хемогенной природе. Подобным образом ведут себя щелочные металлы; содержание Na_2O и K_2O варьирует от 0,1 до 1% и от 0,07 до 2,5% соответственно. В осадках, более обогащенных щелочами, калий резко преобладает над натрием; в таких осадках одновременно наблюдается и повышенное содержание сульфата, т.е. примесь ярозита. Содержание марганца и мышьяка в кремнистых осадках у истоков термальных ручьев

невысокое, несмотря на то, что осадкообразующие растворы содержат их в достаточных концентрациях, и в удаленных осадках ярозитов и лимонитов составляют существенную примесь. В кремнистых осадках в повышенных концентрациях отмечались фосфор ($P_2O_5 = 0,16-0,9\%$), свинец, (до $0,5\%$) и барий (до $0,5\%$). Кроме того, для этого типа осадков также характерен большой набор таких элементов, как медь, цинк, олово, серебро и др.

Кремнистые осадки рентгеноаморфны и представляют собой водный гель кремнезема, близкий к опалу, с малым количеством воды. Кремнисто-глинистые осадки, в основной своей массе также рентгеноаморфны. Коллоидные смеси свободных кремнезема и глинозема, образовавшиеся при совместной коагуляции, относятся к аллофаноидам (mAl_2O_3 , nSi_2O_3 , pH_2O). Выделяются различные разновидности аллофаноидов. Во всех описываемых нами коллоидных осадках отношения $Al_2O_3/SiO_2/H_2O$ значительно варьируют, но характерно высокое содержание кремнезема ($Al_2O_3/SiO_2 = 1/3,5-5,6$). По составу они относятся к промежуточным разностям между опалом, обогащенным основаниями, и аллофаноидами с высоким содержанием кремнезема. В осадках в различных количествах присутствуют окислы железа; такие осадки могут быть отнесены к ферриаллофаноидам с различным отношением $SiO_2/Al_2O_3/Fe_2O_3$. Большинство осадков с высоким содержанием сульфата является сульфатными гиалоаллофаноидами. В литературе имеются указания, что переход аллофаноидов в минералы типа каолинита-галлуазита-монтмориллонита не происходит (Чухров, 1955). На термограммах наших кремнисто-глинистых осадков на выходах кислых сульфатно-хлоридных вод фиксируются термические остановки каолинита. Повышенная температура ($60^\circ C$), вероятно, способствует синтезу каолинита из гелей кремнезема и глинозема. Частицы Al_2O_3 и SiO_2 при обычных условиях в водной среде заряжены противоположно и могут вызвать взаимную коагуляцию.

Осадкообразующие растворы имеют сложный состав, кислую реакцию ($pH\ 3,6$). При содержании в растворе $Al^{+3} =$ и $> H_2SiO_3$ осаждается преимущественно кремнезем или осадок, в котором $Al_2O_3/SiO_2 = 1/3,5-5,6$, т.е. проявляется избирательное концентрирование в осадке кремния при преобладании в растворе алюминия. Осаждение кремнезема из растворов вызвано потерей CO_2 при выходе глубиной воды на поверхность. Гель кремнезема соосаждает глинозем, а также металлы, становясь рудоносным.

Ярозитовые осадки. Кремнистые осадки, сконцентрированные около устья термальных источников, переходят в ярозитовые осадки. Впервые они были описаны С.И. Набоко и Е.М. Фильковой (1966), а впоследствии рассмотрены А. Зотовым (1970). В нижнем течении руч. Докторского (Нижнедокторские источники) площадь 60×20 м покрыта плащом осадков ярозита, имеющего мощность $10-50$ см. На дне руч. Докторского, при впадении в него термальных вод, образованы плотные лимонито-ярозитовые плиты.

Таблица 30

Состав кремнистых и кремнисто-гидроокисных осадков кислых

Компоненты и отношения	Кремнистые					
SiO ₂	93,10	70,78	91,06	87,02	71,20	68,49
TiO ₂	-	0,24	1,93	2,95	1,49	2,15
Al ₂ O ₃	0,24	1,17	2,53	4,12	5,64	1,50
Fe ₂ O ₃	-	6,48	0,73	0,59	2,95	12,74
FeO	0,20	0,66	0,17	0,22	-	-
MnO	Следы	0,02	0,01	-	0,06	0,05
MgO	0,17	0,40	0,43	0,27	0,55	0,80
CaO	0,21	0,24	0,39	0,47	1,28	0,18
Na ₂ O	0,10	0,21	0,13	0,42	1,24	0,65
K ₂ O	0,07	1,17	0,48	0,18	0,43	1,70
H ₂ O ⁻	2,08	1,32	-	-	3,86	1,08
H ₂ O ⁺	2,83	11,01	1,16	2,10	7,79	4,62
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0,35	0,36
As ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
CO ₂	0,18	0,22	-	0,27	-	-
C	0,40	0,54	0,13	0,27	-	-
SO ₃	0,10	4,97	0,63	0,41	4,04	4,68
S	0,07	0,07	0,54	1,29	-	-
S (пиритная)	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	0,52	0,15	0,08	0,02
SiO ₂ /TiO ₂	-	295	47	29	48	32
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	388	60	36	21	13	46
Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	-	0,2	3,4	7	2	0,1
Fe ₂ O ₃ /FeO	-	10	4,3	3	-	-
CaO/MgO	1,2	0,6	1	1,7	2	0,2
Na ₂ O/K ₂ O	1,4	0,18	0,3	2,3	3	0,4

Примечание. В таблице использованы анализы из предыдущих работ автора и других исследователей.

термальных вод вулкана Менделеева, о. Кунашир (в вес. %)

Железо-кремнистые				Алюминий-кремнистые			
55,38	43,60	55,38	22,9	56,56	48,10	67,28	
1,24	2,00	1,24	0,88	1,01	-	1,36	
6,32	11,73	6,32	4,50	16,32	38,04	15,93	
17,69	13,82	17,68	52,95	6,56	-	-	
0,32	0,56	3,31	-	-	-	-	
-	0,03	-	0,14	0,01	-	0,07	
0,25	0,79	0,25	0,67	0,80	-	0,83	
0,60	-	0,60	1,62	1,19	-	1,22	
0,47	1,50	0,47	0,86	0,39	-	1,34	
2,50	1,66	2,50	0,21	0,15	-	0,46	
-	0,36	-	-	5,00	-	7,56	
6,21	6,64	6,21	2,48	7,62	13,77	2,36	
0,50	0,31	0,50	0,91	0,17	-	0,16	
-	-	-	11,73	-	-	0,07	
-	-	-	-	-	-	-	
2,42	-	2,42	-	-	-	0,19	
1,99	1,70	1,99	0,27	0,56	0,98	-	
1,71	-	1,71	-	-	-	1,02	
-	0,22	-	-	3,89	-	-	
0,01	0,14	0,01	0,07	0,06	-	0,07	
44	22	44	26	57	-	49	
9	4	9	5	3,4	1,2	4	
0,3	0,8	0,3	0,1	2,5	-	4	
55	25	9,3	-	-	-	-	
2,4	-	2,4	2,4	1,5	-	1,4	
0,2	0,9	0,2	4	2,6	-	3	

Таблица 31

Состав ярозита (в вес. %) в районе вулкана Менделеева

Компоненты и их отношения	Нижнедокторские источники				Нижнедокторские источники		Верхнедокторские источники		Нижнеменделеевские источники	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	2,54	3,66	3,04	14,06	15,02	1,27	8,80	4,20	14,80	19,10
TiO ₂	0,42	0,28	0,30	0,75	0,47	0,18	0,10	-	-	0,25
Al ₂ O ₃	4,33	3,35	3,09	2,21	5,64	0,82	0,88	0,30	1,08	3,11
Fe ₂ O ₃	58,13	40,89	54,85	39,34	36,67	44,43	40,16	42,90	37,28	33,38
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,53
MnO	-	0,03	0,02	0,11	0,06	-	-	-	-	-
MgO	-	0,33	0,13	2,13	0,58	-	0,75	-	-	1,12
CaO	0,84	0,18	0,73	1,10	1,95	-	0,20	-	0,04	0,24
Na ₂ O	0,31	0,54	0,27	0,54	1,08	0,56	0,50	0,21	3,17	0,49
K ₂ O	2,16	6,20	1,92	5,48	4,55	7,83	6,82	5,06	3,16	5,41
H ₂ O ⁻	6,27	1,27	11,70	11,04	1,87	-	0,37	0,22	12,45	0,60
H ₂ O ⁺	12,30	13,70	7,43	0,91	13,38	12,82	11,40	12,40		10,42
P ₂ O ₅	0,74	0,50	0,36	0,32	0,40	0,19	0,45	0,70	-	0,48
As ₂ O ₃	1,56	0,90	2,01	0,73	1,45	-	-	-	0,80	-
As ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	2,95	11,20	-	0,37
BaO	-	-	-	-	-	-	0,75	0,2	-	0,52
PbO	-	-	-	-	-	-	0,64	0,9	-	0,94
CO ₂	-	-	-	-	-	0,10	0,10	-	-	0,17
C	-	1,63	1,26	-	-	-	-	-	-	1,12
SO ₃	11,18	27,46	12,78	21,98	18,38	31,23	24,85	22,0	25,33	22,14
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,11
Cl	0,12	0,07	0,17	0,05	0,08	-	-	-	-	-
SiO ₂ /TiO ₂	6	13	10	19	32	7	88	-	-	76
Na ₂ O/K ₂ O	0,1	0,09	0,1	0,1	0,2	0,07	0,07	0,04	1,0	0,1
Fe ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	13,	12	18	18	6	54	4	143	34	10
CaO/MgO	-	0,5	6	0,5	3,0	-	0,3	-	-	0,2

Примечание. Пробы 1-5 - данные С.И. Набоко, Фильковой (1966); пробы 6-8, 10 - данные А.В. Зотова (1970); 9 - данные С.И. Набоко (1959).

В районе верхнего течения руч. Докторского, на склонах его бортов имеются многочисленные выходы термальных источников (Верхнедокторские), впадающих в руч. Докторский. Поверхность выходов и места разлива воды покрыта мощным слоем рыхлого осадка, уплотняющимся на некотором расстоянии от выхода термальной воды. В участках смешения термальных вод с водами руч. Докторского и значительно дальше по его течению дно ручья покрыто мощным панцирем ярозита.

В бортах руч. Кислого (берущего начало с сольфатарного поля вулкана Менделеева), ярозиты осаждаются из термальных вод Нижнеменделеевского источника. Площадь ярозита здесь покрывает крутой склон от самого истока термального ручья.

Наиболее чистые разности ярозитов в истоках термальных вод содержат всего около 2% других компонентов (табл. 31). Осложнение состава ярозитов в основном определяется примесью железа, избыточного по отношению к молекуле ярозита, вплоть до перехода ярозита в лимонитовые осадки. Собственно к ярозитовым можно отнести осадки, в которых содержание ярозита выше 50%. В таких осадках SiO_2 варьирует от 1,3 до 15%, Al_2O_3 — от 0,8 до 5,6% (рис. 6). Содержание CaO и MgO незначительное, при этом в осадках, обогащенных ярозитом $\text{MgO} > \text{CaO}$, в осадках, менее обогащенных ярозитом, — $\text{CaO} > \text{MgO}$. Широкие вариации отношения CaO/MgO говорят об их хемогенной природе. Содержание TiO_2 варьирует от 0,10 до 0,75% с резко отличным $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ в породе, что тоже свидетельствует о его преимущественно хемогенной природе. Концентрация TiO_2 в большей мере коррелирует с Al_2O_3 . Наиболее характерными элементами-примесями в ярозитах являются мышьяк (As_2O_5 больше 10%), барий (BaO до 1%), свинец (до 1%).

Сумма щелочных металлов варьирует от 1,5 до 8,5%, при этом содержание Na_2O более устойчивое, чем K_2O . Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ непостоянно, но всегда K_2O резко преобладает над Na_2O (рис. 8). В более чистых ярозитовых осадках содержание воды составляет около 13%. С уменьшением доли ярозита и соответственно увеличением гидратов железа количество воды повышается до 18% (табл. 31). Загрязнение ярозитов обусловлено различным количеством примесей лимонита, опала, каолинита, гипса, лейкоксена и скородита.

Фосфор изоморфно замещает SO_4^{2-} , свинец и барий замещают щелочные металлы (атомные количества свинца и бария в образцах примерно соответствуют атомному количеству фосфора) (Зотов, 1970). Наиболее высокая примесь свинца (до 3%) и бария (до 0,5%) отмечается в ярозитах, осаждающихся из наиболее кислых вод этой группы. В ярозитах присутствует до 3% Al_2O_3 . Ч.М. Кашкай в своих экспериментальных работах доказывает возможность существования при 100°C твердых растворов промежуточного состава в ряду алунит-ярозит.

Ярозитообразующий раствор кислый (pH 1,3–3,05), $T = 30\text{--}70^\circ\text{C}$, Eh + 430–+680 сульфатно-хлоридный натриевый, минерализация до

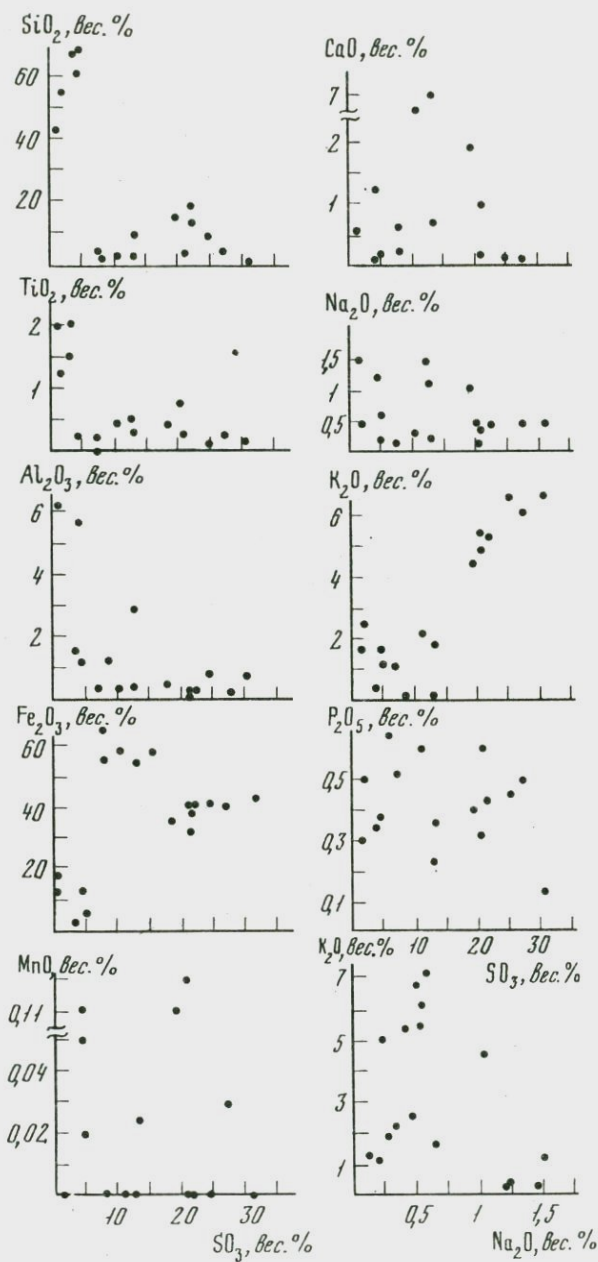


Рис. 6. Вариации содержаний компонентов в ярозитах в зависимости от количества SO_3

4 г/л. В растворе натрий резко преобладает над калием ($\text{Na}^+/\text{K}^+ = 10$); в ярозитах натрий всегда подчинен калию ($\text{Na}/\text{K} = 0,7-0,2$). В растворе кальций преобладает над магнием ($\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+} = 1-10$); в осадках, богатых ярозитом, магний преобладает над кальцием. Содержание железа в растворе варьирует, но в общем невелико; только в отдельных пробах достигает 100 мг/л. При выходе термальной воды на поверхность в ней определяется закисное железо, которое вниз по течению ручья исчезает и замещается окисным. Концентрация алюминия близка к концентрации железа; в ярозитах содержание Al_2O_3 невелико, т.е. происходит садка только ярозита. В растворе определяется марганец (до 10 мг/л), которым ярозиты обогащены локально. Раствор содержит H_2SiO_3 свыше 200 мг/л, и это определяет интенсивное осаждение аморфного кремнезема, постоянную примесь опала в ярозитах.

Существует представление о раздельном осаждении ярозита и лимонита (Зотов, 1970). На примере осадков массива вулкана Менделеева с использованием диаграммы рН-Eh утверждается, что при одинаковом окислительно-восстановительном потенциале (+620-650 мв) в менее кислой среде (рН 2,4) образуется лимонит, в более кислой (рН 2,2) - ярозит. Поля осаждения этих минералов на диаграмме разграничены линией, соответствующей рН 2,5. Различие в указанных рН столь незначительно, что не исключена возможность одновременного образования ярозита и лимонита. По нашим данным, они могут осаждаться совместно; в осадках Нижне-менделеевских источников ярозит и гидрогетит свежие и только в единичных образцах ярозит разъеден гидрогетитом. Из величин стандартной энергии реакций А.В. Зотов определил отношение активностей ионов Al^{3+} и Fe^{3+} в растворе, при которых алунит и ярозит находятся в равновесии; активность ионов алюминия должна быть при этом - два порядка выше, чем активность ионов трехвалентного железа. Поскольку в вулканических водах, осаждающих ярозит, Al^{3+} и Fe^{3+} присутствуют в близких количествах, постольку был сделан вывод, что благоприятной для образования алунита является восстановительная обстановка, когда железо в растворе находится в форме Fe^{2+} (Зотов, 1970).

По экспериментальным данным Ч.М. Кашкая, граница синтеза алунита и ярозита определяется в координатах рН-T- Σp . При низких температурах концентрация трехвалентных элементов в кислом растворе может быть существенной до определенного значения рН; алунит может осаждаться при рН < 5,3, ярозит - при рН < 3, что близко соответствует природным условиям.

Нами подчеркивается образование калийсодержащих осадков при преимущественном натриевом составе термальных вод. На ярозитных осадках массива вулкана Менделеева это проявлено особенно ярко. Калиевость ярозитов возрастала (от 2 до 7% K_2O) по мере охлаждения растворов от 60 до 40° в условиях увеличивающейся осадки ярозита вниз по течению ручьев. По экспериментальным данным, при понижении температуры от 80 до 25° растворимость

сульфата натрия увеличивается, а растворимость сульфата калия падает, что и определяет избирательность обогащения осадков калием. В опытах Ч.М. Кашкая по синтезу ярозита и алунита показана та же предпочтительность образования калиевой молекулы в случае преобладания в растворе натрия. С повышением температуры участие натрия в минералообразовании возрастает при неизменном содержании в растворе натрия и калия.

Ярозитовые осадки осаждаются из кислых обычно с высоким дебитом сульфатно-хлоридных термальных вод источников. Поэтому отложения осадков бывают значительными, иногда они имеют промышленный интерес, особенно в связи с содержанием в ярозитах ряда элементов-примесей.

Лимонитовые осадки. Данные минеральные осадки по течению термальных вод из ярозитовых переходят в лимонитовые. Мощным слоем лимониты бронируют дно ручьев и распространяются на значительные расстояния. Они имеют сложный состав. Содержание окислов железа варьирует от 51 до 68%. Наиболее существенными примесями являются SiO_2 (15%) и Al_2O_3 (4-7%). Примесь щелочных и щелочноземельных металлов несущественная, при постоянных отношениях $\text{CaO} > \text{MgO}$, $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$. Для них характерны повышенное содержание TiO_2 (до 0,6%), P_2O_5 (до 1%) и As_2O_3 (более 2%) (табл. 32, рис. 7) и присутствие закисного железа. Загрязнение другими элементами несущественное. При низком содержании SiO_2 и Al_2O_3 содержание P_2O_5 до 1%. В этом типе осадков особенно повышено содержание сульфата при низком содержании кальция. Железистые осадки в р. Лесная, принимающей кислые сульфатно-хлоридные воды термальных ручьев, имеют более сложный состав. Содержание окислов железа достигает 70%; в качестве существенной примеси присутствуют SiO_2 (до 18%) и Al_2O_3 (до 27%). В некоторых пробах осадков наблюдается повышенное содержание CaO (до 10%) и сульфата (до 13%) за счет примеси гипса. Содержание щелочей в них невысокое при $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$. Для всех железистых осадков кислых сульфатных и сульфатно-хлоридных термальных вод характерны повышенные содержания титана, фосфора, сульфата, мышьяка. Железистые осадки представляют собой обычно смесь лимонита-гидрогетита и гетита. Количество воды в свежевывавших гидратах железа соответствует содержанию ее в лимоните (13,2% H_2O) и часто выше. Согласно экспериментальным данным, под слоем воды, имеющей температуру ниже $42,5^\circ\text{C}$, красный коллоидный осадок водной окиси железа переходит в гидрогетит; при температуре $42,5-62,5^\circ\text{C}$ тот же самый осадок переходит в гетит; при более высокой температуре раствора - в гидрогематит (Чухров, 1955). Это находится в соответствии с минералогическим составом наших осадков.

Осаждение гидратов окиси железа контролируется степенью окисления растворов ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$). В глубинных хлоридно-сульфатных водах железо (по прямым определениям) находится в закисной форме и сохраняется в растворе. По экспериментальным данным, вы-

Таблица 32

Состав железистых осадков (вес.%)

Компоненты и отношения	О. Итуруп, Лимонитовый каскад							О. Кунашир, массив Менделеева								
								Нижнедокторские источники					Руч. Кислый		Р. Лес- ная	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
SiO ₂	0,36	0,36	0,38	1,22	1,93	2,52	1,61	4,12	5,44	5,94	8,70	15,26	8,53	6,39	18,10	
TiO ₂	-	0,20	Следы	0,20	0,07	0,07	0,06	0,28	0,55	0,63	0,24	0,55	0,36	-	0,59	
Al ₂ O ₃	0,55	0,44	0,55	0,55	2,36	0,27	1,29	4,91	4,42	3,11	5,13	7,21	3,02	3,32	27,54	
Fe ₂ O ₃	72,92	69,32	72,92	63,28	73,57	73,40	56,73	63,31	67,61	61,64	59,06	51,41	61,56	60,03	44,57	
FeO	4,06	0,43	4,06	0,28	0,28	0,14	10,75	-	-	-	-	-	2,82	-	-	
MnO	-	-	-	-	-	-	-	0,03	Следы	0,01	0,04	0,03	-	-	-	
MgO	0,14	0,17	0,14	0,17	0,14	0,22	0,23	-	0,02	-	0,18	0,32	0,05	-	1,16	
CaO	0,13	0,67	0,13	0,57	0,59	1,25	0,27	0,24	0,24	0,43	1,14	0,91	0,19	-	4,02	
Na ₂ O	0,09	0,13	0,09	0,08	0,12	0,11	1,48	0,16	0,19	0,34	0,35	0,60	0,11	0,10	0,80	
K ₂ O	0,15	1,31	0,15	0,18	0,06	0,60	0,23	0,20	-	0,15	0,10	0,31	0,15	-	0,00	
H ₂ O ⁻	24,82	4,72	24,82	10,58	5,77	4,64	71,51	11,13	11,23	8,00	11,70	7,40	52,97	-	-	
H ₂ O ⁺	13,29	12,27	13,29	13,74	11,39	10,81	16,89	10,65	5,85	12,89	8,13	11,57	14,13	17,36	-	
P ₂ O ₅	0,93	0,52	0,93	0,85	0,68	0,54	1,33	0,51	0,97	0,24	0,32	0,29	0,25	-	0,27	
As ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	1,13	-	0,10	1,87	2,32	-	-	-	
CO ₂	0,19	0,10	0,19	-	-	0,02	0,85	-	-	-	-	-	0,14	-	-	
C	1,50	0,46	1,50	0,89	0,22	0,09	0,6	0,41	3,23	2,99	0,55	0,41	0,7	-	-	
SO ₃	5,14	7,27	5,14	8,66	3,36	5,30	7,78	2,02	-	-	1,64	-	8,12	12,44	2,64	
S	-	1,04	-	0,81	0,17	0,44	-	1,09	0,98	1,61	1,10	0,98	1,15	-	-	
Cl	-	0,67	-	0,07	-	0,56	-	0,13	0,07	0,06	0,09	0,12	-	-	-	
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
SiO ₂ /TiO ₂	-	1,8	-	6,1	27,6	36,0	26,8	14,7	9,8	9,4	36,2	27,7	23,6	-	30,6	
Fe ₂ O ₃ +FeO/Al ₂ O ₃	140	158,5	139,9	115,5	31	272	52	12,9	15,3	19,8	11,5	7,1	21,3	18	1,6	
Fe ₂ O ₃ /FeO	17,9	161,2	17,9	226,0	263	524	5	-	-	-	-	-	21,8	-	-	
CaO/MgO	0,92	3,9	0,9	3,3	4	6	1	-	12	-	6	3	4	-	3	
Na ₂ O/K ₂ O	0,6	0,1	0,6	0,4	2	0,2	6	1	-	2	3	2	1	-	-	

Таблица 32 (окончание)

Компоненты и отношения	О. Кунашир, массив Менделеева			О. Ши- ашко- тан	О. Па- раму- шир, вулкан Вло- давца	Камчатка	
	Р. Лесная					южно- кам- баль- ные источ- ники	Р. Гей- зерная
	16	17	18				
SiO ₂	9,40	2,91	1,87	2,56	1,03	11,40	11,27
TiO ₂	0,52	0,71	0,33	0,25	0,08	0,42	0,28
Al ₂ O ₃	2,88	2,14	0,62	1,84	19,18	2,18	1,26
Fe ₂ O ₃	61,06	68,10	70,62	59,56	43,81	54,31	59,33
FeO	-	-	1,49	1,15	0,11	1,10	3,30
MnO	-	-	-	-	-	-	0,01
MgO	4,06	1,52	0,03	0,43	-	-	0,41
CaO	7,12	10,43	0,11	0,20	-	0,95	0,54
Na ₂ O	1,20	0,47	0,08	0,37	0,16	0,10	0,11
K ₂ O	0,30	0,00	0,13	0,24	0,08	0,04	0,07
H ₂ O ⁻	-	-	64,33	11,9	} 12,69	20,56	-
H ₂ O ⁺	-	-	13,87	12,17		9,04	12,42
P ₂ O ₅	0,24	0,38	0,32	-	0,45	0,28	2,36
As ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	0,43	-	3,28	0,17	0,22
C	-	-	1,80	-	-	-	2,66
SO ₃	12,66	12,72	8,20	10,01	8,95	-	5,52
S	-	-	0,30	-	-	-	0,06
Cl	-	-	-	-	0,018	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	10,41	-	-
SiO ₂ /TiO ₂	18,1	4,1	5,6	10,2	12,8	27,1	40,2
Fe ₂ O ₃ + FeO/Al ₂ O ₃	21,5	31,8	116	33	2	25	50
Fe ₂ O/FeO	-	-	47	52	398	49	18
CaO/MgO	2	7	4	0,5	-	-	1
Na ₂ O/K ₂ O	4	-	1	2	2	3	1

Примечание. 1-7 - данные К.К. Зеленова, 1974; 8-18 - данные С.И. Набоко; 19-20 данные Е.К. Мархинина, Д.С. Стратулы, 1977.

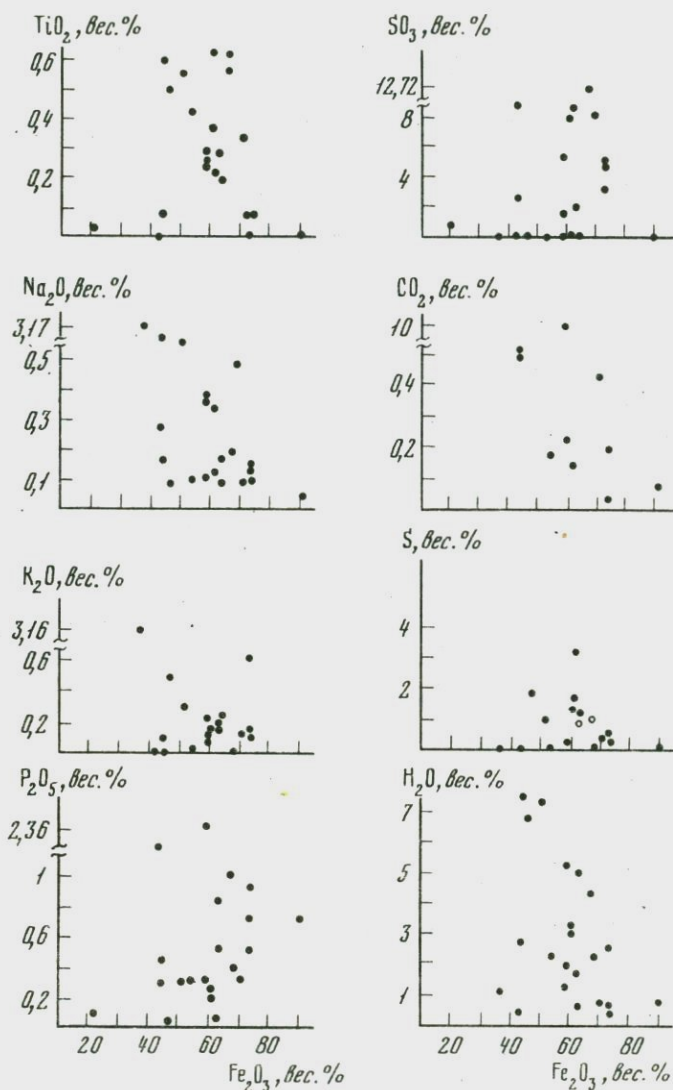


Рис. 7. Вариации содержаний компонентов в лимонитах в зависимости от количества Fe_2O_3

падение окиси железа происходит из хлоридных растворов при 4,6–5, а из сульфатных при pH около 2,2. В наших хлоридно-сульфатных термальных водах при их выходе на поверхность и окислении интенсивное осаждение окислов железа происходит уже при pH 2,5.

Железистые осадки относятся к наиболее распространенным и мощным на участках проявления не только термальных кислых сульф-

фатно-хлоридных, но и сульфатных и углекислых вод, а также холодных источников, окружающих их. Интерес к таким осадкам вызван образованием лимонитов, имеющих иногда промышленное значение. В Японии ряд гидротермально осадочных лимонитовых месторождений разрабатывается; этим вносится существенный вклад в добычу железных руд.

На Камчатке и особенно на Курильских островах проявления лимонитовых осадков многочисленны и относительно других гидротермальных осадков имеют существенные запасы. Наиболее перспективные проявления приурочены к южным островам Курильской гряды и аналогичны Японским месторождениям. На о. Итуруп, в проточных озерах кальдеры Богдана Хмельницкого в настоящее время формируется месторождение Лимонитовый каскад (Зеленов, 1972). Запасы месторождения ежедневно увеличиваются более чем на тонну. На вулкане Кунтоминар (о. Шиашкотан) в кратерной депрессии продолжается формирование лимонитового месторождения Красные озера (Мархинин, Стратула, 1977). Здесь горячие источники впадают в холодный ручей. Температура воды в ручье при выходе из кратерной депрессии составляет 20°C; pH воды 2,5; минерализация 1,6 г/л при дебите 30 л/с. При впадении таких вод в озера происходит интенсивное осаждение гидратов окислов железа; они покрывают борта и дно котловины значительным слоем.

На сольфатарных полях ряда вулканов из высачивающихся сульфатных вод с pH 2,5—3 при окислении железа образуются обильные шлейфы бурых окислов железа. Однако более кислые термальные воды определяют миграцию железа из областей сольфатарных полей; интенсивное осаждение лимонитов происходит лишь в некотором удалении от них при уменьшении кислотности растворов. Благоприятными являются условия смещения кислых вод с пресными водами холодных озер и ручьев. Поэтому максимальные скопления лимонитов образуются на дне водоемов и рек при впадении в них кислых сульфатных и сульфатно-хлоридных вод.

Наиболее богатые железом осадки образуются из кислых сульфатных вод, стекающих с сольфатарных полей вулканов — участков кислотного выщелачивания пород. Содержание окислов железа в них достигает 77% (около 90% лимонита). Осадки из менее кислых и близнеутральных вод, сопровождающих другие химические типы осадков (Долина Гейзеров, Камбальные, Шапинские источники), содержат около 6% окислов железа при сохранении части железа в закисной форме. Они обогащены кремнеземом (до 20%) и другими окислами. В лимонитах нижнешапинских и налачевских наблюдается существенная примесь CaO, CO₂, Al₂O₃, P₂O₅. В лимонитах Долины Гейзеров около 2% P₂O₅. На старых полях гидротермально измененных пород, содержащих сульфиды железа, происходит их интенсивная лимонитизация; лимонитовые осадки образуются из холодных грунтовых вод. Е.Д. Петряченко, А.А. Авдеевнина и Р.Н. Романова (1977) предлагают использовать микрокомпонентный состав ли-

монитов, выпадающих из грунтовых вод, в качестве поискового критерия на скрытое рудопроявление.

Таким образом, современные рудопроявления Тихоокеанского подвижного пояса относятся к типичным близповерхностным образованиям гидротермально осадочного и гидротермально метасоматического типа.

Выходы гидротерм, и соответственно рудная минерализация приурочены к разломным зонам и зонам разрыхления пород в кальдерах, вулканотектонических депрессиях. Зоны разлома унаследуют положение расколов фундамента.

Характерной особенностью такого близповерхностного рудопроявления является одновременное развитие множества минералов: рудных — лимонита, аурипигмента, скородита, реалгара, антимонита, метастибнита, киновари, метациннабарита, пирита, марказита, редко галенита, сфалерита, самородных ртути, меди, золота, серебра и сопровождающих их нерудных — опала, хальцедона, тридимита, кварца, каолинита, галлуазита, монтмориллонита, цеолитов, адуляра, флюорита, кальцита, барита, алунита.

Не менее характерным является четкое проявление в рудном горизонте вертикальной и латеральной зональности.

Гидротермальное изменение пород, сопровождающее рудопроявление, выражается в низко- и среднетемпературной пропилитизации; оруденение тяготеет к приповерхностной зоне опалитов и аргиллитов.

ГЛАВА IV
**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМ
И ПРОДУКТОВ ИХ РЕАКЦИЙ**

Геохимические особенности всего гидротермального процесса могут быть оценены только при одновременном анализе поведения металлов в термальных водах, минеральных осадках термальных вод и в измененных ими породах. Резко различные термодинамические условия генерации металлоносных гидротерм в пределах активных вулканов и гидротермальных систем, вариации кислотности-щелочности у вновь образованных термальных вод влияют на растворимость металлов и соответственно на нахождение металлов в растворе или на переход металлов в твердую фазу. Это должно учитываться при оценке металлоносности гидротерм различного генезиса и при определении источника металлов в гидротермах.

**МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ КОНДЕНСАТНЫХ ВОД ВУЛКАНОВ
НА МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ АКТИВНОСТИ**

В многочисленных работах, особенно в тех, где рассматриваются вопросы генезиса гидротермальных рудных месторождений, широко привлекаются данные по содержанию металлов в вулканических газах и минеральных возгонах. Мы используем лишь новые данные по металлоносности магматических газов и их конденсатов Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг., полученные И.А. Меняйловым с соавторами (Меняйлов и др., 1976, 1977) (табл. 33).

Магматическая вода, сконденсированная из магматических газов, выделяющихся из базальтового расплава при температуре 1020°C, первично ультракислая (рН 0,43-0,64), имеет высокую минерализацию, преимущественно галоидный состав. Концентрации хлора и фтора в ней высокие, Cl/F отношение равно 20. Среди породообразующих элементов на первом месте находятся щелочные металлы: отношение Na/K близко к единице. Щелочноземельные элементы им подчинены $(Na + K)/(Ca + Mg) \sim 10$. Железомарганцево-титановый модуль $(Fe + Mn)/Ti = 34$; $Al/Ti = 2,6$; $B/Cl = 0,0005$, $Cl/Br = 1800$. Мы приводим те отношения элементов, которые широко используются для определения генезиса подземных вод и в то же время могут служить эталоном для определения доли эндогенной составляющей гидротерм, но безусловно при учете условий их генерации.

Таблица 33

Сравнительная характеристика металлоносности различных типов растворов (в мг/л)

Компоненты и параметры	Магматические газы, конденсаты		Гидротермальная система
	Толбачик	Эбеко	Хлоридные нат- риевые пе- регретые воды разных месторож- дений
1	2	3	4
NH ₄	-	1,05	0,7
Li	-	0,1	6,1
B	26	6,4	390
F	2500 (HF)	11,2	3,0
Na	160	326	1000
Mg	9	178	19
Al	36	611	-
Si	-	416	400
P	-	3,9	26
SO ₄	600 (SO ₂)	8224	80
Cl	52000 (HCl)	18354	1600
K	130	156	90
Ca	20	421	60
Ti	1,4	4,28	-
V	-	0,5	0,64
Cr	0,02	0,225	0,32
Mn	0,24	19	4,5
Fe	47	384	-
Co	0,014	-	0,07
Ni	0,26	-	0,1
Cu	4,7	0,35	0,083
Zn	7,7	1,78	0,073
As	19	0,32	30,0
Br	29	-	3,5
Rb	0,062	0,055	0,59
Sr	-	2,6	0,36
Mo	-	0,119	0,014
Ag	0,016	0,004	0,03
Cd	0,40	-	0,16
Sn	0,11	-	0,047
Sb	11	-	0,7
Cs	0,030	0,03	0,47
Ba	-	2,2	0,29

Таблица 33 (окончание)

1	2	3	4
Au	0,0035	0,0016	-
Hg	0,0015·10 ⁻³	-	0,005
Pb	0,45	0,97	0,078
M, г/л	>10	>10	3-4
T°, C	1130	>100	>100°
pH	<1	0,44-1,76	6-8

Примечание. Для Толбачика дан состав магматического газа с учетом его конденсата в мг/1000 л (Меняйлов, Никитина и др., 1977); для вулкана Эбеко взяты максимальные значения из разных работ (Басков, Суриков, 1976; Голева, 1977; Никитина, 1977; Храмова, 1974). Для перегретых хлоридных натриевых вод максимальные значения взяты из многочисленных анализов; прочерк - не определялись.

Концентрация халькофильных элементов высокая, особенно меди и цинка; свинец им уступает. Отношения $Cu/Zn/Pb = 1/1, 6/0, 1$. Характерно отношение золота к серебру ($Au/Ag = 0,2$). Неожиданно для нас оказались значительными содержания мышьяка и сурьмы при отношении $As/Sb \sim 1,8$. Минеральные возгоны только частично отразили состав летучих, они резко обогащены медью, в них широко развиты медные галоидные, окисные и сульфатные минералы. На высокотемпературном интервале минералообразования мышьяк и сурьма преимущественно улетучивались и заражали атмосферные воды.

Из мантийного базальта, перемещенного с большой скоростью на поверхность Земли и, вероятно, минимально потерявшего летучие, в парах воды и галоидных кислот металлы интенсивно мигрировали. По данным И.А. Меняйлова, Л.П. Никитиной и др. (1977) на фоне потери расплавом 90% воды и хлора терялись - 30% Sb, 20% As и, в несколько меньших количествах, другие металлы. В магматической конденсатной воде сконцентрировался широкий спектр металлов, свойственных рудным месторождениям не только базальтовых магм, но и гранитоидных. Геохимическую специализацию магматических вод определил не только исходный состав магмы, но и степень летучести металлов в парах низкой плотности.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ГИДРОТЕРМ НА ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СТАДИИ АКТИВНОСТИ ВУЛКАНОВ

Наиболее полно эту металлоносность можно рассмотреть на примере вулкана Эбеко. В его термальных водах в самых высоких концентрациях определяется цинк. В сульфатно-хлоридных водах исто-

ков р. Юрьевой (при $M = 13,98$ г/л и $pH 1,26$) определено 1,78 мг/л Zn (Меняйлов, Никитина, 1974); в водах Горячего озера (при $M = 5$ г/л и $pH 1,5$) — 0,72 мг/л Zn (Басков, Суриков, 1975); в водах Западного сульфатарного поля (при $M = 0,7$ г/л и $pH 2,55$) — 0,4 мг/л Zn . Содержание этого элемента находится в прямой зависимости от минерализации воды и ее кислотности. При пересчете концентрации цинка на общую минерализацию это составляет $n \cdot 10^{-2}\%$, т.е. на порядок выше, чем в водах гидротермальных систем. Содержание свинца в термальных водах Эбеко, так же как и в конденсатах газа Толбачика, уступает цинку. В солянокислотных водах Северо-Восточного фумарольного поля (при $M = 17,3$ г/л и $pH 0,82$) определено 0,075 мг/л Pb (Басков, Суриков, 1975), в сульфатных (при $M = 3,5$ г/л и $pH 2,55$) — 0,035 мг/л Pb . Самое высокое содержание свинца для вулкана Эбеко составляет около 0,97 мг/л при $M = 14$ г/л и $pH 1,23$ (Меняйлов, Никитина, 1974). Содержание меди уступает содержанию и цинка, и свинца. В сульфатных водах Горячего озера (при $M = 4$ г/л и $pH 1,5$) — 0,1 мг/л Cu ; Железистого источника (при $M = 2$ г/л и $pH 2,55$) — 0,05 мг/л Cu ; Западного фумарольного поля ($M = 0,8$ г/л, $pH 2,5$) — 0,35 мг/л Cu (Басков, Суриков, 1975). Высокие концентрации меди, до 5 мг/л, определены (Никитина, Меняйлов, 1974) в конденсате фумарольного газа (T газа составляет $320^{\circ}C$, $pH 1,17$). Конденсат, кроме меди, содержит цинк (4,8 мг/л) и свинец (12 мг/л). В высокоминерализованных солянокислотных водах вулкана Эбеко (при $M = 23,9$ г/л, $pH 0,37$) определено 0,119 мг/л Mo (Басков, Суриков, 1975); в сульфатных водах (при $M = 1,3$ г/л, $pH 3,4$) — 0,001–0,004 мг/л Ag ; в сульфатно-хлоридных (при $M = 21$ г/л и $pH 0,65$) — 0,0016 мг/л Au (Голева, 1970). Дополнительно в кислых высокоминерализованных солянокислотных водах (при $M = 17,3$ –18,8 г/л и $pH 0,82$ –0,64) определено (в мг/л): 2–2,6 Sr , 2,2 Ba , 19 Mn , 0,225 Cr , 0,5 V , 0,75 Zr (Басков, Суриков, 1975). При сравнительно высокой металлонности термальных вод вулкана Эбеко содержание мышьяка в них низкое. Даже в высокоминерализованных сульфатно-хлоридных водах (при $M = 17,3$ г/л, $pH 0,82$) всего 0,262 мг/л As , в сульфатных (при $M = 6,2$ г/л и $pH 1,5$) 0,021 мг/л As . При пересчете на минерализацию это составит всего $n \cdot 10^{-3}\%$ (рис. 8).

Особого внимания заслуживает увеличение концентрации как мышьяка, так и бора, фтора и фосфора, определенных в термальных водах вулкана Эбеко перед его извержением в 1963 г. (Храмова, 1974). По этим данным, а также по характеру металлонности и некоторых отношений элементов (Na/K ; Cl/F и др.) термальные воды вулкана Эбеко сходны с конденсатными водами базальтового расплава вулкана Толбачик. Видимо, и термодинамические условия отделения летучих в недрах вулкана Эбеко близки; это говорит о возможном близповерхностном положении верхней части магматической колонны Эбеко.

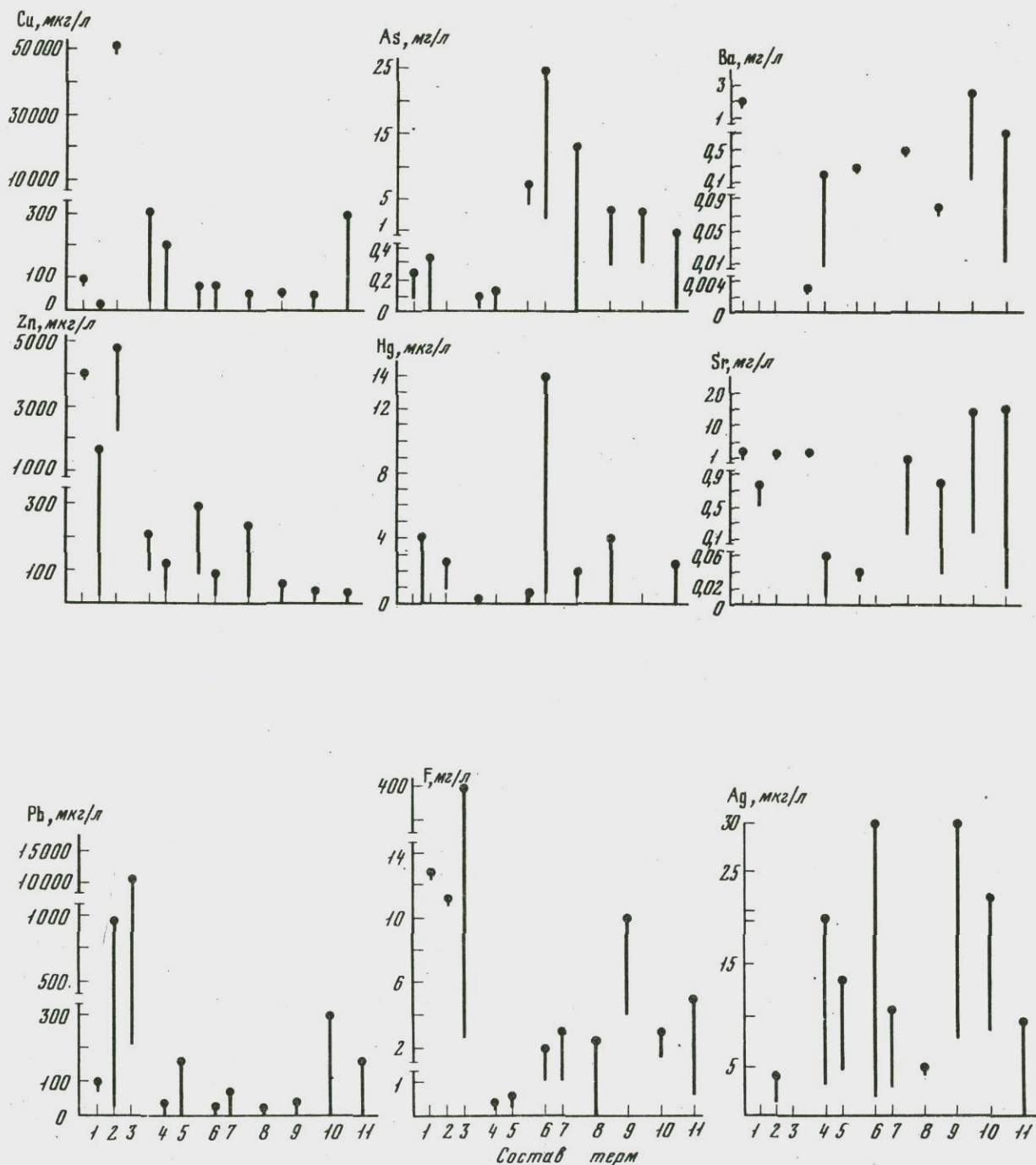


Рис. 8. Содержание различных элементов в термальных водах и конденсатах Камчатки и Курильских островов

1, 2 - термы вулкана Эбеко: 1 - Cl-H состава, 2 - SO₄-H состава; 3 - конденсаты фумарольных газов Эбеко; 4 - конденсаты гидротермального пара HCO₃-NH₄-Na состава; 5 - конденсатные воды SO₄-NH₄-Na состава; 6, 7 - перегретые воды Cl-Na состава: 6 - паужетского типа, 7 - узонского типа; 8 - горячие воды Cl-Na состава; 9 - перегретые воды сложного состава; 10, 11 - горячие и теплые воды: 10 - HCO₃-SO₄-Cl-Na состава, 11 - SO₄-Cl-HCO₃-Na состава

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Металлоносность термальных вод гидротермальных систем существенно отличается от таковой магматических конденсатных вод. Для термальных вод характерны повышенные концентрации бора, мышьяка, сурьмы, ртути, лития, цезия, рубидия, германия, а для некоторых химических типов вод — также марганца и стронция. Не менее характерной их особенностью является почти повсеместная низкая концентрация меди, цинка, свинца и других халькофильных элементов (табл. 34).

Наиболее ярко такая геохимическая специализация проявляется в молодых (последледниковых) месторождениях перегретых хлоридных натриевых вод, которые, по нашим представлениям, максимально отражают состав эндогенного флюида. При этом самые высокие концентрации перечисленных металлов свойственны тем месторождениям, где коренная струя поднимается по субвертикальным разломным зонам (кальдера Узон, Верхнекиреунские источники), и заниженные — по водам месторождений аналогичного состава с наведенным термальным потоком (Паужетское, Долина Гейзеров, Горячий Пляж). Среди первой группы месторождений воды Узона более металлоносны в сравнении с Верхнекиреунскими, возможно, вследствие того, что они локализируются в Восточной зоне активного вулканизма и соответственно интенсивного тепломассопотока, в то время как Верхнекиреунские — в зоне угасшего вулканизма. Содержание мышьяка в коренной струе термальных вод Узона достигает 30 мг/л, в Верхнекиреунских составляет не более 10 мг/л; в водах месторождений второй группы — с наведенным термальным потоком — на Паужетке мышьяка содержится до 7,5 мг/л, в Долине Гейзеров — до 4 мг/л.

По сурьме мы имеем мало данных, однако, так же как и для мышьяка, в кальдере Узон и Верхнекиреунских источниках содержание ее повышено — около 0,7 мг/л; в водах наведенного термального потока — 0,285 мг/л. Концентрация бора высокая и коррелируется с концентрацией хлора (Трухин, Шувалов, 1978; Набоко, 1974). Для перегретых хлоридных натриевых вод характерно достаточно высокое содержание фтора (1,5–3,0 мг/л) при отношении хлора к фтору около 1000; брома (2,5–3,5 мг/л) при отношении хлора к бромю около 500, приближающегося к постоянному.

Неоднократно отмечалось, что для перегретых хлоридных натриевых вод областей активного вулканизма мира характерны высокие содержания редких щелочных металлов со специфичным, характерным только для них отношением $Li/Cs/Rb = 100:9:8$. Г.И. Арсанова (1974) показала, что подобное отношение не встречается в природных водах выщелачивания и не возникает в растворе при гидротермальном перерождении пород с фоновым их содержанием; она делает вывод об эндогенном происхождении редких щелочей. Содерж-

жание германия повышенное (12–15 мгк/л). Для перегретых хлоридных натриевых вод характерно серебро (от 3 до 30 мгк/л), а судя по осадкам из вод, и золото. На фоне повышенных концентраций перечисленных выше элементов содержание других – низкое; так, максимальные содержания (в мгк/л): цинка – всего 90, свинца 80, меди – 83, т.е. на два–три порядка ниже, чем содержание мышьяка.

В дериватах перегретых хлоридных натриевых вод, имеющих усложненный состав, а также широкие вариации кислотности–щелочности и минерализации, металлогенность иная. Им свойственны элементы, характерные как для перегретых хлоридных натриевых, так и для кислых вод. Дериваты хлоридных натриевых вод Горячего Пляжа представлены кислыми хлоридно–сульфатными натриевыми (Нижнеменделеевские, Верхне– и Нижнедокторские) и сульфатными водами (Верхнеменделеевские и другие сульфатарные поля). В первых (при $M = 1,85–2,3$ и $pH 3,7$) содержание мышьяка достигает 0,52–1,25 мг/л и имеет тот же порядок, что и содержания в коренной хлоридной натриевой воде Горячего Пляжа. В них также отмечаются высокие концентрации цинка (4,5–10 мг/л). Содержание свинца уступает цинку и составляет 0,135–0,420 мг/л; концентрация меди низкая – 0,001–0,018 мг/л. В коренных хлоридных натриевых водах Горячего Пляжа порядок распределения этих металлов по их концентрации сохраняется: цинка больше, чем свинца, больше, чем меди, но содержания металлов снижены ($Zn - 0,03–0,1$; $Pb - 0,04$; $Cu - 0,005$ мг/л).

Сходный характер распределения металлов между коренной хлоридной натриевой водой и ее окисленными дифференциатами имеет место на Паужетке, а также в кальдере Узон: в дериватах понижено содержание мышьяка и сурьмы и повышено – цинка. Конденсаты гидротермального пара вулканических массивов Большого Семьячика и Кошелева имеют низкую минерализацию, содержат мышьяк, сурьму, редкие щелочи, бор тоже в пониженных концентрациях при относительно высоких содержаниях (в мг/л) до 0,5 Cu , 0,2 Zn , 0,16 Pb . По содержанию мышьяка, сурьмы, бора, редких щелочей горячие хлоридные натриевые углекислые воды типа Налачевой гидротермальной системы соответствуют перегретым хлоридным натриевым водам паужетско–вайракейского типа.

Для всех остальных химических типов вод Центральной зоны потухшего вулканизма также характерна зараженность As , Sb , B , Li , Cs , Rb , но эти элементы находятся в водах в сравнительно более низких концентрациях при сохранении тех же содержаний Cu , Zn , Pb . Ранее (Арсанова, 1973; Набоко, 1974; Трухин, Шувалов, 1979) были показаны прямые корреляционные зависимости содержания бора, лития, рубидия, мышьяка в термальных водах Камчатки от содержания в них хлоридной натриевой компоненты. Мы объясняем это первичной специализацией на эти металлы глубинного эндогенного хлоридного натриевого флюида. Содержание других металлов и особенно цинка, зависит в основном от pH растворов. Кислые

воды обогащались цинком, выщелоченным из породы. Наряду с этим в силу повышенной летучести цинка в парах воды (по сравнению с летучестью других халькофильных металлов) конденсатные воды, и особенно их окисленные разности, тоже содержали высокие концентрации этого металла.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ОСАДКОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Примечательно, что всем химическим типам минеральных осадков вод, имеющих различный состав, разные кислотность-щелочность и температуру, так же как и самим термальным водам гидротермальных систем, свойственна зараженность мышьяком. Мышьяк определяется в повышенных концентрациях (вплоть до нескольких процентов) в травертинах, гейзеритах и сульфидах как из перегретых и горячих хлоридных натриевых вод с образованием самостоятельных минералов (реальгара, аурипигмента, скородита), так и из кислых хлоридно-сульфатных вод (с образованием скородита). Мышьяк сопровождается сурьмой (до 0,5%) и ртутью. Одновременно в количествах, выше кларка и фона, обнаруживается бериллий, особенно он характерен для гейзеритов, ярозитов и железистых осадков кислых хлоридно-сульфатных натриевых вод. Наиболее высокие концентрации титана (до 2%) встречены в коллоидных кремнистых осадках кислых вод. Марганец обогащает травертины (до нескольких процентов) и железистые осадки вплоть до появления марганцево-карбонатных и марганцево-железистых осадков. Наибольшие концентрации стронция (несколько процентов) характерны для травертинов и железистых осадков близнейтральных вод, а бария (до нескольких процентов) — для ярозитов и железистых осадков кислых вод. Кремнистые осадки кислых вод по сравнению с другими обогащены также иттрием, иттербием и индием. Оловом, молибденом, цинком, свинцом заражены все осадки, причем оловом — наиболее интенсивно заражены кремнисто-карбонатные осадки щелочных термальных вод; свинцом — кремнистые осадки, лимониты и ярозиты кислых хлоридно-сульфатных вод. В пониженных концентрациях (в основном ниже кларка и фона) в осадках находятся ванадий, хром, цирконий, никель и кобальт. Специализация осадков на металлы в первую очередь контролируется составом, кислотностью-щелочностью термальных вод. Кроме постоянной специализации всех химических типов осадков на железо, мышьяк, сурьму и ртуть, для каждого из них характерны специфические компоненты (табл. 35, рис. 9, 10), присутствующие в термальных водах в низких концентрациях. В силу вступают химические свойства элементов и способность осадков к адсорбции. Наиболее металлоносными с широкой гаммой металлов являются гидроокисные осадки, наименее — карбонатные. Это особенно ярко проявилось в налачевских осадках, описанных выше.

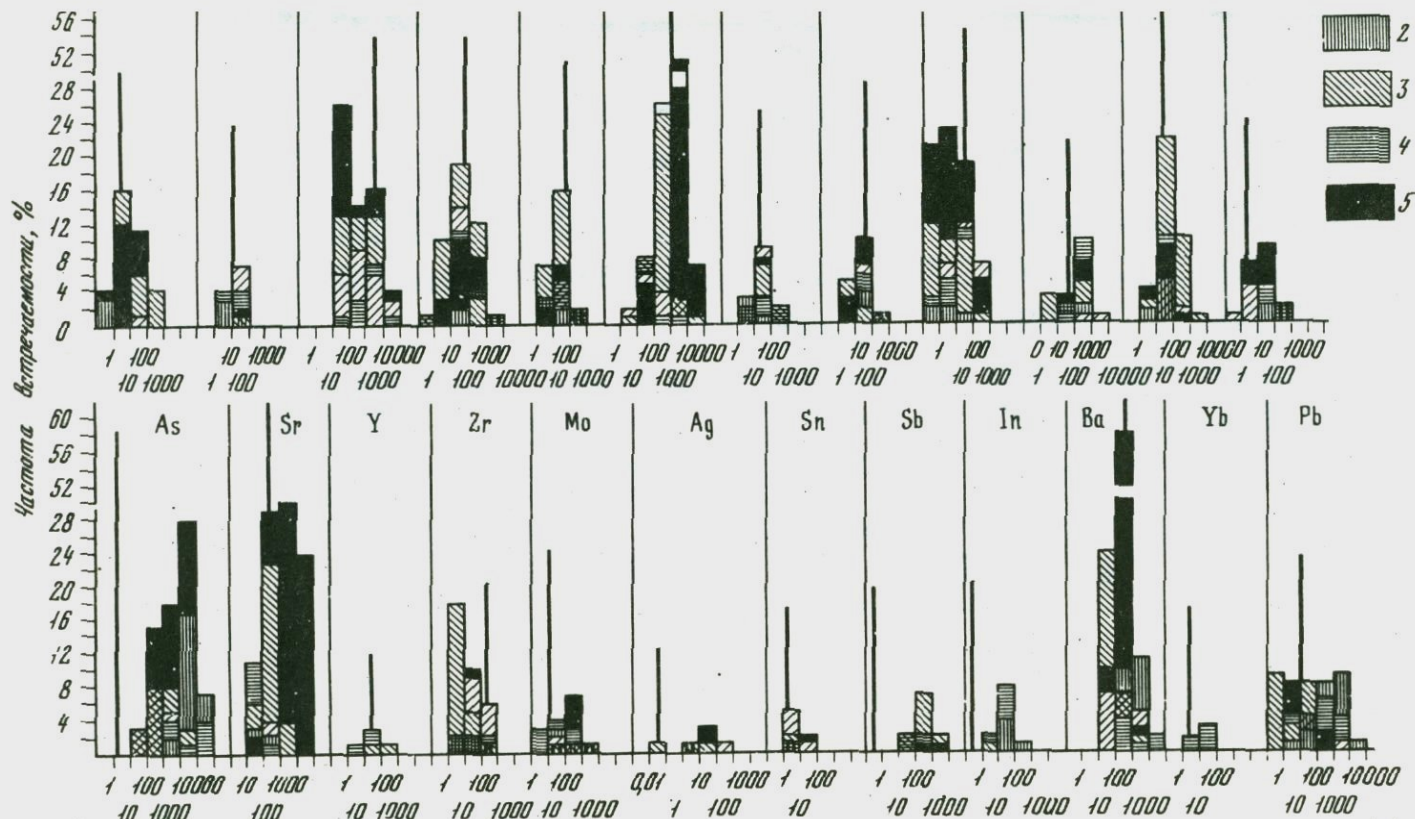


Рис. 9. Распределение элементов в осадках различных химических типов: 1 - сера; 2 - ярозиты; 3 - гейзериты; 4 - лимониты; 5 - травертины. Вертикальной линией показан кларк

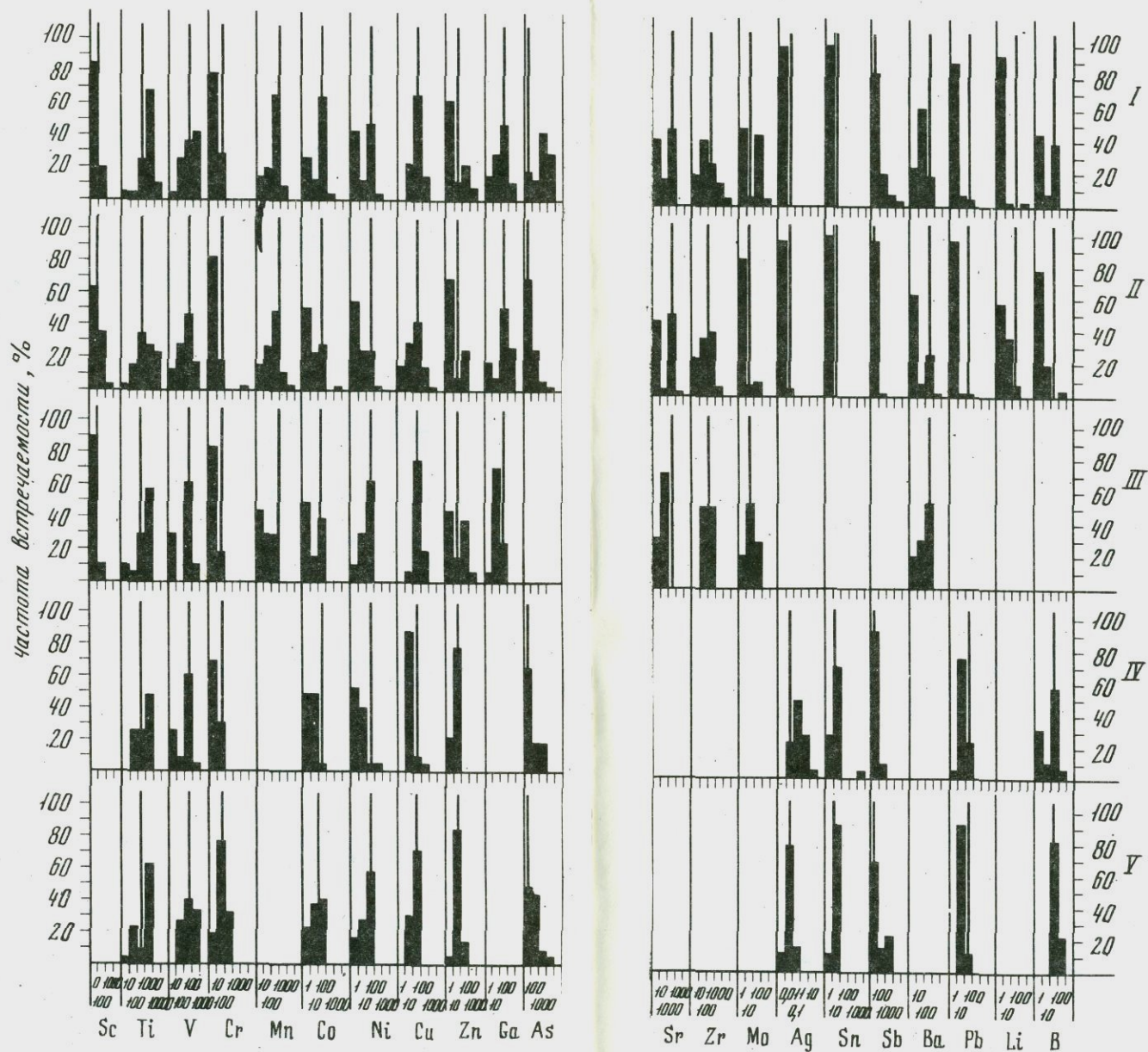


Рис. 10. Содержание элементов в минеральных осадках термальных вод
 I - Узон, осадок; II - Узон, рудный горизонт; III-V - источники:

III - Большого Семячика, IV - Апалельские, V - Киреунские. Вертикальной линией показан кларк

Таблица 35

Элементы в осадках из термальных вод (в г/т)

Эле- менты	Травертин	Гейзерит	Гель SiO ₂ из кислых вод	Лимониты из кислых вод	Fe осадки из вод различного состава	Сульфиды	Ярозит из кислых вод	Сера
	от - до	от - до	от - до	от - до	от - до	от - до	от - до	от - до
Be	1-50	3-500	1-2	-	10-30	-	-	100
Sc	50	10	100-500	10	-	-	10	10-50
Ti	10-10000	10-4000	10000	19-1300	10-1000	-	-	10-1000
V	3-1000	1-250	50-200	1-1000	10-60	-	50-200	15-200
Cr	20-150	10-100	10-100	10-100	100	-	10-50	10-30
Mn	8-1000	2-80000	1000	10-1000	10-10000	-	-	10-300
Co	10-30	10-200	50	10-100	10-200	40-60	10	30-300
Ni	10-15	3-60	10-20	10-100	10-200	10	10-50	10
Cu	12-250	0,3-100	10-20	1-20	10-200	1-100	1-10	2-300
Zn	100-200	4-500	100-200	100-500	10-100	30-10000	100-500	30-1000
Ga	10-300	3-1000	10-50	10-40	10-100	3-30	10-20	10-250
Ge	10-300	-	-	50-100	10-30	4	10-50	1-4
As	100-10000	100-50000	-	300-18000	3000-10000	3000-30000	500-30000	10-1800
Sr	100-10000	10-6000	100	100	100-6000	100-300	10-100	200-300
Y	-	30-100	10	10-80	10-60	20	-	-
Zr	30-60	3-140	20-200	10-300	200	100	10-20	13-300
Mo	3-10	7-75	1-2	1-20	10	1-30	5-50	6-100
Ag	1-2	0,014-10	1-2	-	-	3-30	-	100
Sn	30-60	10	10-20	10	10	30	-	10
Sb	200-1000	20-2000	200	100-280	30-100	100-1000	-	-
Ba	50-2000	10-1000	200-5000	100-10000	100-600	-	100-1000	-
Ib	-	-	10	10	10	-	-	13-1000
Pb	10-300	3-80	10-5000	10-5000	10	100	-	30-1000
In	-	-	10-50	10-20	-	-	10-100	-

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

К настоящему времени накопился обширный аналитический материал по содержанию металлов в гидротермально измененных породах различных гидротермальных систем. Бурение на термальную воду и пар позволило опробовать на металлы керн геотермальных скважин с глубин более 1 км. Содержание металлов в измененных породах сравнивалось с фоном для пород Камчатки и кларком. Фоновые содержания большей части элементов близки к кларкам, и только для бериллия, скандия, рубидия и стронция они почти на порядок ниже. Фон для Камчатки был взят из работ М.А. Фаворской и Л.Л. Леоновой. Был использован кларк А.П. Виноградова для пород, состоящих из двух частей кислых и одной части — основных; толща, вскрытая скважинами, имеет сложное строение, в ней преобладают кислые вулканиты, существенную примесь составляют средние и основные вулканиты. В табл. 36 приведены максимальные и минимальные значения содержаний элементов в гидротермально измененных породах. По данным табл. 36 составлены графики. Поскольку в содержаниях элементов наблюдается очень большой разброс значений, то для составления графиков и гистограмм был выбран логарифмический масштаб. При рассмотрении табл. 35 и 36 и графиков бросаются в глаза значительные вариации содержания почти всех элементов, которые значительно выше вариации кларка и фона свежих пород различного состава. Это указывает на интенсивное перемещение элементов при реакциях термальна вода — порода. При неоднородности состава исходных пород и вторичного гидротермального минералообразования в недрах различных гидротермальных систем в поведении элементов больше сходства, чем различия. В интервале глубин до 1 км вариации в содержаниях выражаются (в г/т): 6–100 Li, 0,3–30 Be, 10–80 Sc, 10–200 Ni и Co, 10–400 Cu, 10–1000 Zn, 100–3000 Sr, 300–5000 Ba, 3–10 Mo, 1–10 Ag, 1–80 Sn, 1–300 Pb, 10–900 Rb и т.д. Для всех месторождений значения выдержаны на уровне кларка и сдвинуты в область заниженных значений меди, цинка, никеля, циркония, свинца, бария и бора. Максимум встречаемости величин смещен в сторону повышенных значений для бериллия, скандия, висмута, серебра, золота, сурьмы, стронция, цезия. Максимум встречаемости совпадает с кларком при широком разбросе значений у лития, галлия, рубидия, кобальта, молибдена, олова (рис. 11). При этом на всех месторождениях сходно ведут себя скандий, галлий, молибден, олово. В месторождениях перегретых вод это распространяется и на литий, серебро, медь, стронций. В то же время для таких месторождений, как Паужетское, если сравнивать его с Больше-Банным месторождением, максимум встречаемости бора сдвинут в сторону меньших, а цинка, свинца, меди, никеля, кобальта — больших значений. Для Больше-Банного месторождения по сравнению с Паратунским месторождением галлий, молибден, олово и барий ведут себя сходно, наблюдается сдвиг в

Таблица 36

Элементы в гидротермально измененных породах различных гидротермальных систем (в г/т)

Элемент	Паужет- ской (167)	Паратун- ской (110)	Горячего Пляжа (52)	Больша- Банной (220)	Налачевской (15)
	от - до	от - до	от - до	от - до	от - до
Li	6-100	10-30	-	13-74	-
Be	10	0,3-10	1-3	1-30	2-5
B	1-22	0,5-18	1-10	8-27	-
Sc	10-60	2-400	10-80	3-20	-
Ti	200-3500	7000	-	30-30000	2000-20000
V	20-1100	10-500	30-600	1-50	300-1000
Cr	10-100	-	1-100	1-300	20-1000
Co	10-200	-	10-40	1-50	10-80
Ni	10-200	-	6-80	1-50	10-80
Cu	10-100	10-400	1-80	1-200	80
Zn	10-1000	10-300	100	10-600	100
Ga	10-300	10-500	10-30	10-70	20-50
Ge	-	1-50	-	-	-
Rb	10-160	10-40	-	50-900	-
Sr	100-250	-	100-200	100-3000	100
Y	10-30	-	10-30	10-50	-
Zr	10-1000	30-500	10-30	10-70	10-80
Mo	5-10	3-8	-	3-10	2
Ag	1-10	-	-	-	-
Sn	10	1-80	-	1	-
Ba	-	300-5000	300-800	5000	200-800
Yb	1-14	-	1-10	10	-
Pb	1-200	1-300	10	1-7	50
Bi	-	1-5	10	-	-
Cs	7-23	-	-	-	-
Sb	2,6-10	-	3-19	-	-

Примечание. По As, Hg определения не проведены.

сторону больших значений, для содержаний лития, рубидия, бора, т.е. для тех элементов, которые свойственны перегретым водам.

На графике (рис. 12), составленном по данным нейтронно-активационного анализа образцов месторождений Паужетского и Горячего пляжа (областей разгрузки перегретых хлоридных натриевых вод), видно, что резкий сдвиг содержаний в сторону выше кларка отмечается для сурьмы. Серебро и золото в метасоматитах Горячего Пляжа имеют максимум встречаемости почти на уровне фона и кларка, но с отклонением в сторону больших (на два порядка) значений.

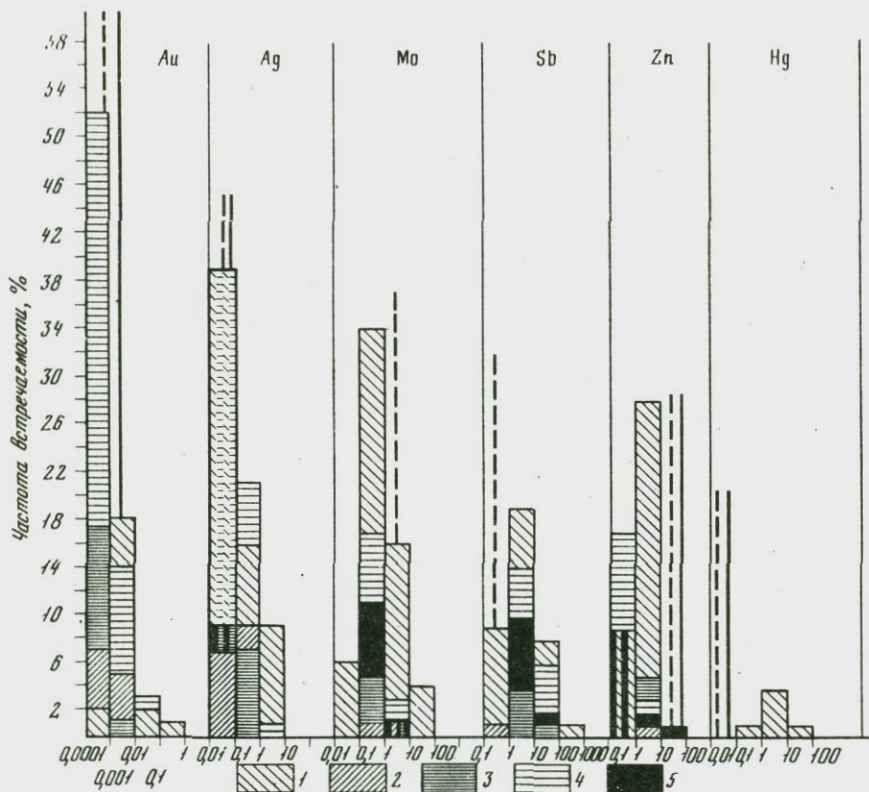


Рис. 12. Содержание элементов в гидротермально измененных породах месторождений Камчатки и Курильских островов (по данным нейтронно-активационного анализа)

1 - Узон; 2 - Бурлящий; 3 - Долина Гейзеров; 4 - Горячий Пляж; 5 - Паужетка. Остальные усл. обозначения те же, что и на рис. 11

На рис. 13 отражены парные зависимости металлов. Прямая корреляция отмечается только в случае кобальта-никеля. На диаграмме четко выступают поля Большого Семьячика (повышенные значения) и Долины Гейзеров (пониженные значения). Это, вероятно, отражает состав исходных вулканитов - основных для Большого Семьячика и кислых для Долины Гейзеров. В паре свинец - цинк отмечаются три поля: Большого Семьячика - низкие содержания свинца при широких вариациях содержания цинка; Долины Гейзеров - широкие вариации содержания свинца при незначительных вариациях содержания цинка, Паратунского месторождения - высокие концентрации и свинца, и цинка. Состав исходных пород несущественно влияет на вариации отношений этих элементов, значение имеет характер растворов.

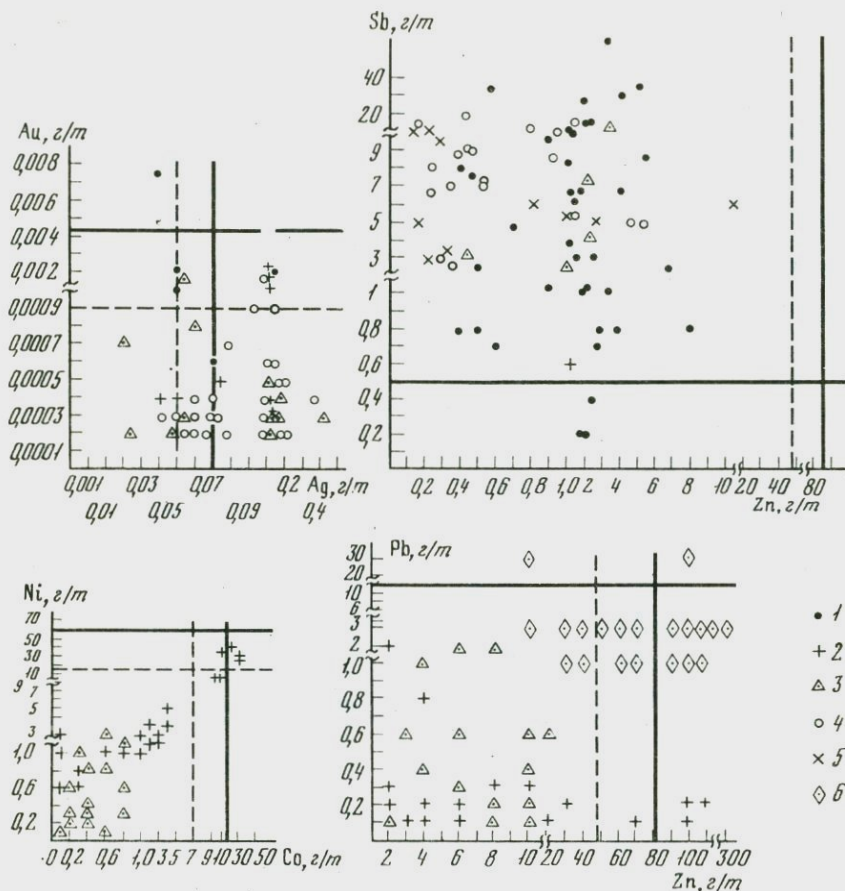


Рис. 13. Парные зависимости металлов в различных месторождениях

1 - Узон; 2 - Бурлящий; 3 - Долина Гейзеров; 4 - Горячий Пляж; 5 - Паужетка; 6 - Паратунка. Остальные усл. обозначения те же, что и на рис. 11

Гидротермально измененные базальты, андезиты-дациты и их туфы, относящиеся к фациям пропилитов (включающих цеолитовую, адуляровую, аргиллизитовую), в интервале разведанных глубин 0-1400 м на всех геотермальных месторождениях преимущественно первично безрудные. В отличие от фаций пропилитов, в фациях кислотного выщелачивания привнос-вынос металлов проявлен более ярко. Для сравнения приведены статистически обработанные данные приближенного количественного анализа измененных пород "сульфатных" полей Кошелевского и Камбального вулканических массивов, экстрезии горы Белой и Западного термального поля в кальде-

Таблица 37

Элементы в породах, претерпевших кислотное выщелачивание (в г/т)

Элементы	Вулкан Кошелева (210)		Камбальный хребет (10)		Гора Белая (16)		Кальдера Узон		Вулкан Шивелуч (26)	
	от - до	%	от - до	%	от - до	%	от - до	%	от - до	%
Li	100	1,4	-	-	-	-	-	-	-	-
Be	10	2	80	10	2-3	12	-	-	-	-
Sc	10-50	42	50	30	50	18	-	-	-	-
Ti	90-8000	97	50-15000	80	100-10000	100	100-1000	100	100-1000	100
V	10-1000	86	3-1000	50	3-350	100	1-130	73	1-130	73
Cr	80	0,5	10-100	40	10-60	37	1-60	65	1-60	65
Mn	10-100	86	5-10000	100	4,5-200	87	1-1000	92	1-1000	92
Co	10-60	6	10-200	50	10-20	12	2,5-35	19	2,5-35	19
Ni	10-1000	44	10-200	70	40-50	12	1-35	26	1-35	26
Cu	10-900	70	3-300	100	1-45	87	3-1000	100	3-1000	100
Zn	-	-	100-1000	90	300-5000	25	-	-	-	-
Ga	10-100	65	10-80	50	30-600	87	1-30	57	1-30	57
Ge	-	-	10	30	-	-	-	-	-	-
Sr	100-400	27	100-400	60	200-4000	56	100-650	57	100-650	57
Y	10-20	6	-	-	10-40	50	-	-	-	-
Zr	10-100	95	40-150	30	50-350	93	100-400	84	100-400	84
Mo	5-100	38	3	30	10	12	-	-	-	-
Ag	1-20	10	3	10	-	-	-	-	-	-
Sn	5-17	8	100	10	30	43	-	-	-	-
Ba	-	-	50-1000	60	700-3000	86	50-1100	84	50-1100	84
Yb	10-20	6	-	-	-	-	-	-	-	-
Hg	1-12	8	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	1-100	53	-	-	-	-	10-50	18	10-50	18
Bi	10-20	0,9	-	-	100-800	87	-	-	-	-

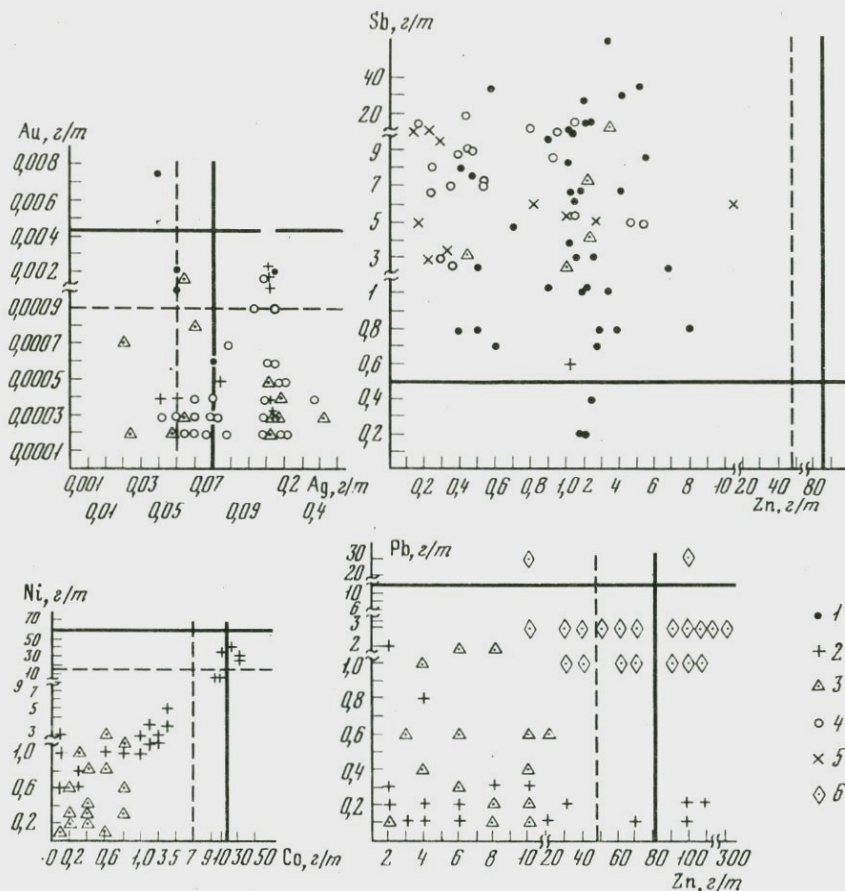


Рис. 13. Парные зависимости металлов в различных месторождениях

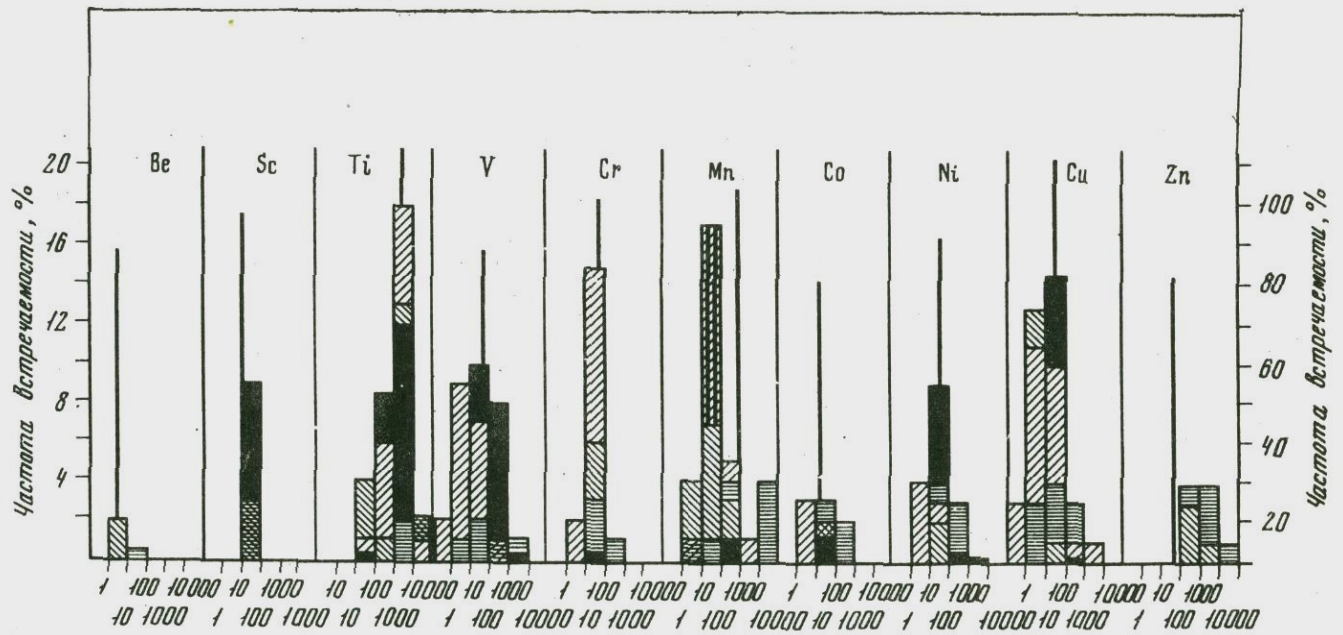
1 - Узон; 2 - Бурлящий; 3 - Долина Гейзеров; 4 - Горячий Пляж; 5 - Паужетка; 6 - Паратунка. Остальные усл. обозначения те же, что и на рис. 11

Гидротермально измененные базальты, андезиты-дациты и их туфы, относящиеся к фациям пропилитов (включающих цеолитовую, адуляровую, аргиллизитовую), в интервале разведанных глубин 0-1400 м на всех геотермальных месторождениях преимущественно первично безрудные. В отличие от фаций пропилитов, в фациях кислотного выщелачивания привнос-вынос металлов проявлен более ярко. Для сравнения приведены статистически обработанные данные приближенного количественного анализа измененных пород "сульфатных" полей Кошелевского и Камбального вулканических массивов, экстрезии горы Белой и Западного термального поля в кальде-

Таблица 37

Элементы в породах, претерпевших кислотное выщелачивание (в г/т)

Элементы	Вулкан Кошелева (210)		Камбальный хребет (10)		Гора Белая (16)		Кальдера Узон		Вулкан Шивелуч (26)	
	от - до	%	от - до	%	от - до	%	от - до	%	от - до	%
Li	100	1,4	-	-	-	-	-	-	-	-
Be	10	2	80	10	2-3	12	-	-	-	-
Sc	10-50	42	50	30	50	18	-	-	-	-
Ti	90-8000	97	50-15000	80	100-10000	100	100-1000	100	100-1000	100
V	10-1000	86	3-1000	50	3-350	100	1-130	73	1-130	73
Cr	80	0,5	10-100	40	10-60	37	1-60	65	1-60	65
Mn	10-100	86	5-10000	100	4,5-200	87	1-1000	92	1-1000	92
Co	10-60	6	10-200	50	10-20	12	2,5-35	19	2,5-35	19
Ni	10-1000	44	10-200	70	40-50	12	1-35	26	1-35	26
Cu	10-900	70	3-300	100	1-45	87	3-1000	100	3-1000	100
Zn	-	-	100-1000	90	300-5000	25	-	-	-	-
Ga	10-100	65	10-80	50	30-600	87	1-30	57	1-30	57
Ge	-	-	10	30	-	-	-	-	-	-
Sr	100-400	27	100-400	60	200-4000	56	100-650	57	100-650	57
Y	10-20	6	-	-	10-40	50	-	-	-	-
Zr	10-100	95	40-150	30	50-350	93	100-400	84	100-400	84
Mo	5-100	38	3	30	10	12	-	-	-	-
Ag	1-20	10	3	10	-	-	-	-	-	-
Sn	5-17	8	100	10	30	43	-	-	-	-
Ba	-	-	50-1000	60	700-3000	86	50-1100	84	50-1100	84
Yb	10-20	6	-	-	-	-	-	-	-	-
Hg	1-12	8	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	1-100	53	-	-	-	-	10-50	18	10-50	18
Bi	10-20	0,9	-	-	100-800	87	-	-	-	-



11. Зак. 1490

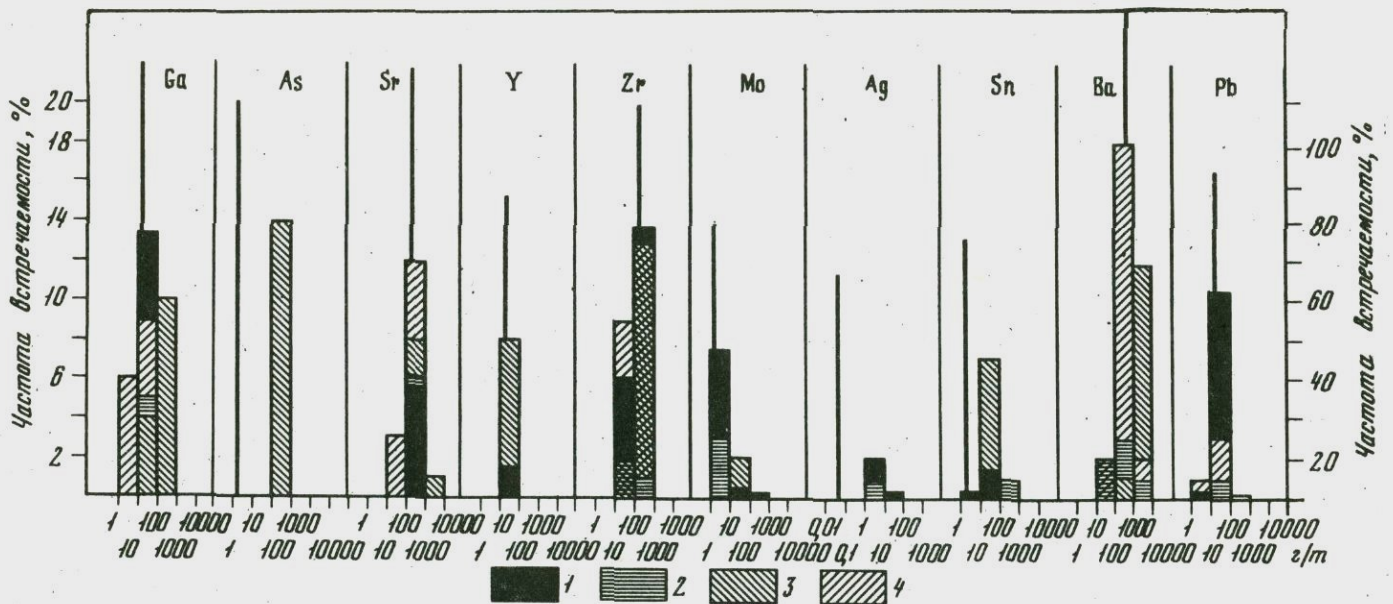


Рис. 14. Содержание металлов в породах, подвергшихся кислотному выщелачиванию

На левых ординатах отложена частота встречаемости для вулканов Шивелуч, Камбальный, Узон, гора Белая; на правых ординатах отложена частота встречаемости для вулкана Кошелева. 1 - Шивелуч; 2 - Камбальный; 3 - Узон, гора Белая; 4 - Кошелева. Вертикальной линией показан кларк

ре Узон. Все перечисленные поля развития кислых вод (и кислотного выщелачивания пород), как мы считаем, связаны с процессами дифференциации глубинных хлоридных натриевых гидротерм, разгружающихся на более низких отметках. Для сравнения приводится металлоносность обеленных пород активного вулкана Шивелуч. Во всех случаях растворы, взаимодействующие с породами, были серно-кислотные (табл. 37, рис. 14).

Под воздействием паров и кислых конденсатов на активном вулкане Шивелуч преобладает вынос из пород халькофильных элементов. Концентрации металлов в обеленных породах в основном становятся ниже кларковых: это относится к Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Ga, Sr, Zr, Pb, и только содержание Cu на порядок выше кларкового. Следовательно, основная масса пород фаций кислотного выщелачивания на аппарате активного вулкана в момент ее формирования неметаллоносна.

Иная картина наблюдается для обеленных пород областей разгрузки гидротермальных систем в местах конденсации гидротермального пара. Это хорошо прослежено на примере термальных вод Камбального и Кошелевского вулканических массивов, где предположительно гидротермальный пар отделился из глубинных перегретых хлоридных натриевых вод. В обоих случаях наблюдается привнос в обеленные породы металлов; содержание металлов составляет (в г/т): для Камбального хребта 100 Zn, 100-1000 Cu, 1-10 Ag, 10-100 Sn, до 1 Hg. В опалитах и гидротермальных глинах Камбального массива по сравнению с таковыми Кошелевского Cu, Zn, Sn, а также Co и Ni находятся в более высоких концентрациях. Это отражено и минералогически. В измененных породах камбальных термальных полей обнаруживаются галенит, сфалерит, реальгар, антимонит, киноварь. Марганец на кошелевских термальных полях выщелочен, на полях камбальных выщелочен и переотложен; последнее подтверждается находками в измененных породах родохрозита и марганцевого кальцита (Огородова, 1974). В количествах, близких кларковым и выше кларковых, определены Zn, Sr, Ba.

Таким образом, на фоновой металлоносности пропилитов сопровождающие их фации кислотного метасоматоза обогащены металлами.

Процесс взаимодействия "термальная вода - порода", происходящий в недрах гидротермальных систем (особенно ниже зоны парообразования), судя по тенденции сохранения исходного химического состава породы, не должен влиять на состав фильтрующихся из глубины гидротерм. Наоборот, в зонах вторичного окисления растворов в кислой среде происходит интенсивное выщелачивание элементов из пород, что не может не влиять на металлоносность вторичных кислых термальных вод.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТАЛЛОВ МЕЖДУ РАСТВОРОМ, ОСАДНОМ И МЕТАСОМАТИТОМ

Наиболее ярко перераспределение элементов между термальной водой и твердой фазой выступает при рассмотрении примеров поведения конкретных металлов.

Редкие щелочные металлы относятся к элементам-индикаторам генезиса термальных вод областей активного вулканизма. С этих позиций геохимия редких щелочей рассмотрена в работе Г.И. Арсановой (1974). Доказывается, что высокие концентрации редких щелочей, особенно лития и цезия, свидетельствуют, что они не выщелочены из пород, а присущи эндогенному флюиду, определяющему состав термальных вод областей активного вулканизма. Наиболее высокие содержания редких щелочей с характерным отношением $Li/Rb/Cs = 100/9/8$ присущи хлоридным натриевым водам. В области разгрузки гидротерм происходит перераспределение редких щелочей между жидкой, паровой и твердой фазами. В паровую фазу переходит незначительная доля редких щелочей, и соответственно конденсатные воды содержат их в тысячных и сотых долях мг/л. Частично редкие щелочи в этой зоне переходят из раствора в породу при ее гидротермальной переработке. В окисленные сульфатные воды, наоборот, добавляется цезий за счет избирательного выщелачивания его из породы. Содержания редких щелочей во вторичных термальных водах, окружающих область разгрузки коренной термальной воды, падает в результате разбавления подземными и грунтовыми водами. Подвижность редких щелочей в термальных водах в общем высокая, при этом в близнеитральных $Li > Rb > Cs$, а в кислых $Cs > Rb > Li$.

Иные содержания и отношения редких щелочей наблюдаются в магматических газах и их конденсатах — высокие содержания рубидия и цезия. В конденсате вулкана Толбачика содержится (в мг/л): 0,78 Rb, 0,38 Cs (Меняйлов и др., 1977). По данным Г.И. Арсановой (1974), в конденсатных кислых (pH 1,5) водах вулкана Эбеко среднее содержание в мг/л Li 0,05; Rb 0,07; Cs 0,003; $Li/Rb/Cs = 1/1,4/0,06$. Такие содержания редких щелочей отмечены и в кислых водах Верхнеюрьевских источников вулкана Эбеко (pH 1, T=85°C, M = 14 г/л). В воде рубидия больше, чем лития и цезия: $Li/Rb/Cs = 1/3,3/0,1$. Г.И. Арсанова склонна считать, что редкие щелочи поступали в кислые воды кратерных озер из пород, но не исключает и проникновение этих редких щелочей с вулканическими газами. Необходимо обратить внимание на почти постоянное преобладание рубидия в конденсатных водах активных вулканов (в том числе в водах базальтового расплава Толбачика); это, видимо, отражает высокую летучесть рубидия в парах галоидных кислот. В то же время, при вскипании термальных вод в областях разгрузки гидротермальных систем содержание рубидия в гидротермальном паре ниже, чем цезия и лития. По данным Г.И. Арсановой (1974), в конденсате пара паужетских перегретых хлоридных нат-

риевых вод Li 0,005, Rb 0,0008, Cs 0,0039; в конденсате пара перегретых хлоридных натриевых вод Горячего Пляжа Li 0,0031, Rb 0,0009, Cs 0,0024. Поведение редких щелочей в термальных и конденсатных водах областей разгрузки гидротермальных систем и активных вулканов еще раз подтверждает геохимические особенности, обусловленные, по-видимому, глубиной генерации исходного эндогенного флюида и магматического газа активных вулканов.

Поведение редких щелочей при реакциях "термальная вода - порода" рассмотрены нами на примере геотермальных скважин при массовом опробовании керна.

Как известно, среди современных пропилитов, развитых в недрах гидротермальных систем, широким распространением пользуются кварц-адуляровые и кварц-гидрослюдистые метасоматиты. Адуляризация проявлена в недрах гидротермальных систем Вайракей, Вайотапу, Стимбот, Солтон-Си, в Йеллоустонском парке, а на Камчатке - на Паужетском месторождении (Набоко и др., 1965), на Больше-Банном месторождении (Тружин, Петрова, 1976), в кальдере Узон (Главатских, 1974), в Долине Гейзеров, на термальных полях вулканов Бурлящего и Центрального Семьячика, на Горячем Пляже (Курильские острова).

Содержание окиси калия в кварц-адуляровых метасоматитах возрастает от 10% вместо 1-2% в свежих породах. На примере Паужетского месторождения мы видим, что увеличение калия в метасоматитах часто сопровождается уменьшением натрия. Минералогически это выражено в образовании скелетных кристаллов адуляра в пустотах выщелачивания плагиоклаза. Иногда привнос в породу калия не сопровождается выносом из нее натрия. Тогда адуляр образован в поровых и трещинных пространствах.

Поведение лития и рубидия сходно с поведением калия. На рис. 15 видно, что в керне измененных пород по скважинам Р-1 и К-20 Паужетского месторождения распределение натрия, калия, лития и рубидия неравномерно, но подчиняется определенной закономерности. На глубине в пропилитах содержание натрия, калия, лития и рубидия отклоняется от кларка незначительно, т.е. выщелачивания этих элементов из пород термальными водами в общем не происходит. Однако в определенном интервале глубин наблюдается неуклонное увеличение калия, лития и рубидия при одновременном уменьшении натрия. Это - зона образования кварц-адуляровых метасоматитов. Интервал глубин, соответствующий привносу в породы калия, лития, рубидия и выносу из пород натрия, в разных скважинах не совпадает. В скв. К-20 до глубины 100 м распространяются плотные пепловые туфы андезито-дацита - относительный водопупор. В интервале 100-360 м распространены хорошо проницаемые псифитовые туфы андезито-дацита - водоносный горизонт. Увеличение содержания калия, лития, рубидия и уменьшение натрия начинается с глубины 180 м, т.е. в водоносном горизонте. Увеличение неуклонно растет до глубины 100 м; температура параллельно

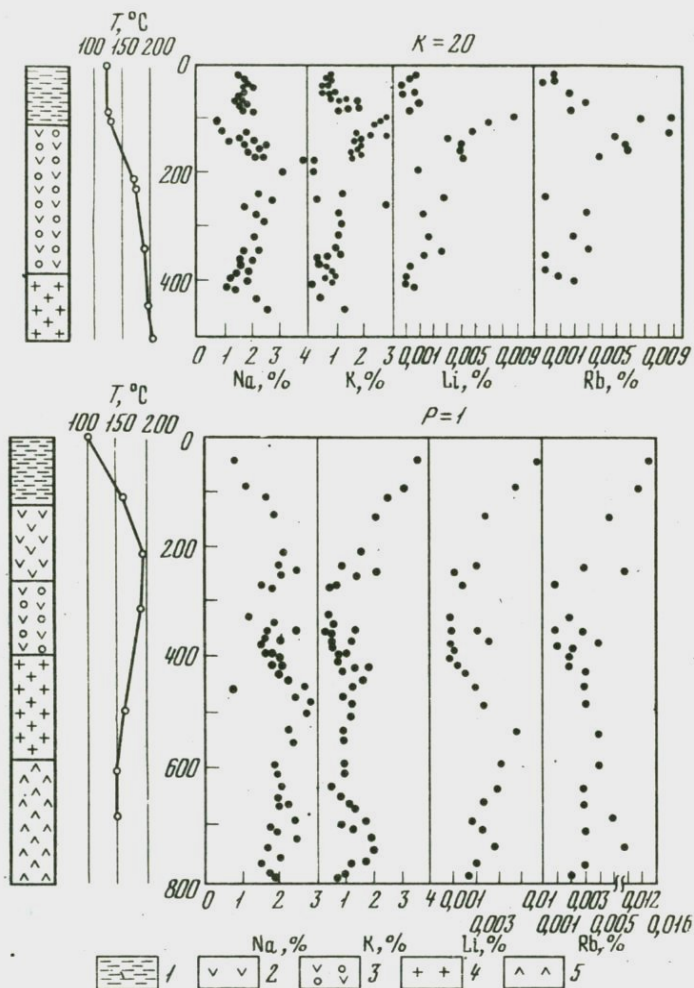


Рис. 15. Вариации содержания различных металлов с глубиной в гидротермально измененных породах из скважин Паужетки

1-4 - туфы андезито-дацита: 1 - пепловые, 2, 3 - псефитовые, 4 - спекшиеся; 5 - агломератовые туфы андезито-базальта

снижается. В кровле водоносного горизонта (под плохо проницаемыми пепловыми туфами) содержание калия, лития и рубидия максимально. В лежащих выше слабоизмененных пепловых туфах (водоупор) содержание их снова низкое. В скважине P-1 увеличение содержания калия, лития и рубидия и уменьшение содержания натрия начинаются с глубины 250 м; то же наблюдается в центральной части водоносного горизонта псефитовых туфов и продолжается почти до поверхности Земли. Эта скважина пробурена в участке выхода тер-

Таблица 38

Содержание щелочных металлов (вес. %) и их отношения, в г/г

ротермально измененных породах Паужетского месторождения

№ скважины; глубина, м	Na	K	Li	Rb	ротермально измененных породах Паужетского месторождения					
					Na/K	Na/Li	Na/Rb	K/Li	K/Rb	Li/Rb
Скважина 1:										
40	0,82	3,83	0,010	0,016	0,21	82	51	383	240	0,6
80	1,37	3,17	0,0038	0,012	0,43	360	114	834	263	0,3
143	1,91	2,5	0,005	-	0,9	382	382	856	430	0,5
230	1,97	0,99	0,0022	0,003	1,98	895	656	450	330	0,7
240	2,46	2,14	0,0016	0,006	1,1	1537	410	1337	356	0,3
260	1,54	0,48	0,0016	0,001	3,2	962	1540	300	480	1,6
380	1,62	1,04	0,00085	0,002	1,5	1905	810	1223	520	0,4
357	1,62	0,31	0,00093	0,001	5,2	1742	1620	333	310	0,9
390	1,76	0,78	0,00070	0,002	2,3	2514	880	1114	390	0,3
325	0,86	0,45	0,00074	0,002	1,9	1162	430	608	225	0,4
350	2,60	1,38	0,0027	0,003	1,9	963	866	511	460	0,9
360	2,15	1,30	0,0032	0,004	1,6	672	537	406	325	0,8
375	1,52	0,53	0,00082	0,001	2,9	1854	1520	646	530	0,8
418,5	1,70	1,81	0,0014	0,002	0,9	1214	850	1292	905	0,7
425	2,02	0,92	0,0016	0,003	2,2	1262	673	575	307	0,5
450	2,68	1,16	0,0022	0,003	2,3	1218	893	527	387	0,7
480	2,80	1,16	0,0025	0,003	2,4	1120	933	464	387	0,8
530	2,34	0,98	0,0039	0,004	2,4	600	585	251	245	0,9
590	1,80	0,96	0,0033	0,004	1,9	545	450	290	240	0,8
630	2,09	0,48	0,0028	0,0028	4,4	746	746	171	172	1,0
660	2,01	1,17	0,0024	0,003	1,5	837	670	487	390	0,8
690	2,66	1,77	0,0018	0,005	1,5	1477	532	983	354	0,4
710	1,84	1,33	0,0024	0,003	1,4	766	613	554	443	0,8
740	1,69	2,04	0,0027	0,006	0,8	625	281	755	340	0,45
770	1,54	1,25	0,0020	0,003	1,2	770	513	625	417	0,7
800	1,78	0,83	0,0017	0,002	2,0	1047	890	488	415	0,8
Скважина К-20										
24	1,65	0,90	0,0019	0,002	1,83	868	825	474	450	0,9
31	1,85	0,83	0,0015	0,002	2,2	1233	925	553	415	0,7
47	2,05	0,68	0,00083	0,001	3,0	2555	2050	850	630	0,8
60	1,59	1,07	0,0010	0,003	1,5	1070	530	107	360	0,3
65	1,70	0,86	0,00066	0,003	2,0	1303	570	1303	287	0,2
65	1,56	1,54	0,0018	0,003	1,0	833	520	855	513	0,6
75	1,66	1,86	0,0022	0,004	0,9	755	415	841	765	0,5
79	1,71	1,55	0,0017	0,003	1,1	1000	570	912	517	0,6
105	0,82	3,22	0,0093	0,011	0,26	88	75	346	300	0,9
120	0,91	2,44	0,0073	0,008	0,37	111	114	334	305	0,9

Таблица 38 (окончание)

№ скважины; глубина, м	Na	K	Li	Rb	Na/K	Na/Li	Na/Rb	K/Li	K/Rb	Li/Rb
132	1,64	2,35	0,0061	0,010	0,70	270	164	385	235	0,6
145	2,02	1,86	0,0041	0,006	1,1	500	337	454	310	0,7
153	2,50	1,90	0,0052	0,007	1,31	500	357	365	271	0,7
163	1,91	1,73	0,0052	0,007	1,1	400	274	333	247	0,7
175	2,41	1,75	0,0053	0,005	1,3	455	482	370	350	1,1
205	3,70	0,24	0,0020	-	15,4	1850	-	120	-	-
258	2,70	0,40	0,0039	0,001	6,7	700	2700	102	400	3,9
277	2,12	1,08	0,0023	0,004	2,0	922	527	469	343	0,6
325	2,15	1,03	0,0024	0,003	2,0	896	717	430	343	0,8
351	2,20	1,11	0,0036	0,004	2,0	611	550	308	277	0,9
363	1,58	0,36	0,0023	0,001	4,4	687	1580	156	360	2,3
378	1,72	0,73	0,0012	0,001	0,35	1433	1720	608	730	1,2
394	1,33	0,79	0,00094	0,002	1,70	1415	665	840	395	0,5
409	1,19	0,78	0,0014	0,003	1,5	850	397	557	260	0,5
320	2,24	0,54	0,0016	-	4,15	1400	-	340	-	-

Примечание. Определено методом пламенной фотометрии.

мальной воды на поверхность, т.е. в трещиноватой зоне. Скважина К-20 пробурена в удалении от зоны естественной разгрузки термальных вод, где пепловые туфы (водоупор) имеют большую мощность и не раздроблены. Образование кварц-адуляровых метасоматитов совпадает с зоной вскипания, дегазации и ошелачивания растворов. Это подтверждается увеличением содержания калия (также лития и рубидия) и уменьшением содержания натрия параллельно со снижением температуры и увеличением щелочности растворов (табл. 38).

Понижение температуры растворов вызвано парообразованием, которое сопровождается дегазацией, включающей отделение углекислого газа. Потеря углекислоты и приводит к ошелачиванию растворов. По прямым замерам в скважинах Паужетского месторождения ниже зоны парообразования температура достигает 200°C, при этом раствор имеет слабокислую реакцию (pH 5-6). В зоне парообразования температура воды постепенно снижается до 100°C, pH поднимается до 8.

В условиях изменения параметров (кислотности - щелочности и температуры растворов) поведение калия и натрия различное в зависимости от их химических свойств. Калий по сравнению с натрием имеет более основные свойства, т.е. более высокую электроположительность и более низкую энергию ионизации. При повышении щелочности растворов должно происходить замещение более слабых оснований более сильными, т.е. замещение натрия на калий. Это

хорошо согласуется с неуклонным повышением содержания калия и понижением содержания натрия в метасоматитах в интервале увеличения щелочности растворов.

О характере зависимости в поведении щелочных металлов при реакциях "термальная вода - порода" можно судить по их парным коэффициентам корреляции (рис. 16). По данным анализов критическое значение коэффициента корреляции при $q^{-1} = 55$ составляет $c = 0,27$. Для лития-калия, рубидия-калия и лития-рубидия полученные коэффициенты корреляции выше критических ($Rb-K:q^{-1} = 0,60$, $Li-K:q^{-1} = 0,44$), существует прямая линейная зависимость между ними, причем наилучшая она для калия-рубидия.

Для натрия-калия и рубидия-натрия значение коэффициента корреляции менее, чем значение критического ($Na-K:q^{-1} = 0,04$; $Na-Rb:q^{-1} = 0,16$), т.е. нет линейной зависимости между натрием и калием, рубидием и натрием.

Между литием и натрием намечается приближенная линейная зависимость ($q^{-1} = 0,36$), которая, вероятно, отражает первичную линейную зависимость между ними в свежих породах. Эта линейная зависимость мало изменилась в зоне застойного режима поровых растворов ниже зоны парообразования.

Таким образом, щелочные металлы являются показателем физико-химических параметров растворов и геохимических барьеров в недрах гидротермальных систем. При реакциях "раствор-порода" в

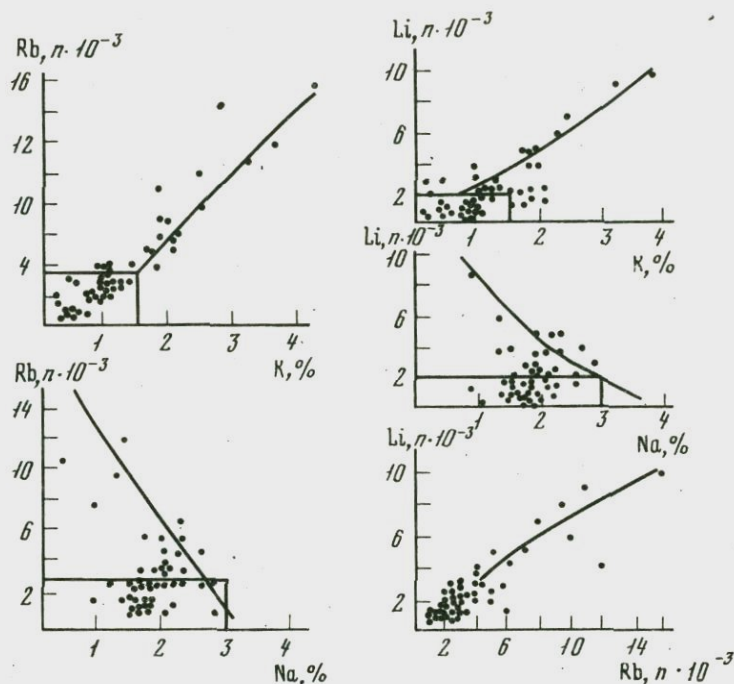


Рис. 16. Парные зависимости металлов в гидротермально измененных породах

В прямоугольниках находятся кларковые содержания

породу избирательно переходят из термальных вод калий, литий и рубидий. Цезий при образовании адуляра, монтмориллонита и гидрослюда в условиях господствующих при этом температур (около 200°C) не активен. Рубидий имеет склонность входить в решетку адуляра, что и находится в соответствии с увеличением содержания рубидия в наших кварц-адуляровых метасоматитах и с прямой корреляции рубидия с калием. Литий по своим химическим свойствам должен входить в структуру монтмориллонита и гидрослюда, замещая магний. Действительно, в кернах гидротермально измененных пород Паужетского месторождения встречается слюдястый минерал, обогащенный литием и плеохроирующий в фиолетовых тонах. В кернах геотермальных скважин Вайракей обнаружена литиевая слюда — лепидолит. Однако в рассматриваемой нами обогащенной литием зоне в разрезе Паужетского месторождения гидрослюда и монтмориллонит в общем редки, и литий коррелируется с калием и рубидием (см. рис. 16); вероятно, оба они связаны с адуляром. Как видно из анализов (см. табл. 38), в гидротермально измененных породах по сравнению со свежими породами среди редких щелочей наблюдается наиболее существенное увеличение содержания лития, что отра-

жает относительно повышенную в водах концентрацию этого элемента по сравнению с концентрацией рубидия. Такой зависимости не могло бы быть, если бы литий выщелачивался растворами из породы.

В зоне парообразования, бесспорно, калий, литий и рубидий переходят из термальной воды в породу при ее гидротермальной переработке; натрий при этом мигрирует из породы в термальную воду. Содержание натрия в кварц-адуляровых метасоматитах снижается до 0,2% вместо 2-4% в исходной свежей породе. По цезию у нас данных мало, однако Г.И. Арсанова (1974) отмечает, что цезий в отличие от лития и рубидия ведет себя так же как натрий: переходит в термальную воду из породы в зоне парообразования. Однако такие, хотя и интенсивные, перераспределения щелочных элементов при взаимодействии "раствор-порода" не должны существенным образом изменить состав термальных вод. Как было отмечено, по всему разрезу в метасоматитах ниже зоны парообразования содержание всех щелочных элементов устойчивое и соответствует содержанию их в свежей породе, т.е. эти элементы не выщелачиваются из пород. А зона парообразования с характерным для нее перераспределением щелочных элементов очень ограничена; длительность контакта "вода-порода" исчисляется десятками тысяч лет (устанавливается равновесие), дебит термальных вод сотнями литров в секунду, поэтому влияние пород на состав гидротерм минимально.

Таким образом, поведение щелочных металлов с большой очевидностью подтверждает связь этих металлов с генерацией самих гидротерм.

Мышьяк, сурьма, ртуть. В современном пневматолито-гидротермальном процессе контрастно ведут себя As, Sb, Hg и Cu, Zn, Pb. Из описания конкретных месторождений термальных вод, минеральных осадков и рудопроявлений следует, что ведущими рудными минералами в современном гидротермальном процессе являются скородит, аурипигмент, реальгар, антимонит, циннабарит, киноварь, самородная ртуть. Химический состав термальных вод и продуктов их реакций подтверждает специализацию гидротермального процесса на мышьяк, сурьму и ртуть. В термальных водах повсеместно определяется мышьяк. Максимальная концентрация мышьяка фиксируется в перегретых водах: узонских, апапельских, киреунских и налачевских горячих хлоридных натриевых водах; она снижается в других химических типах термальных вод, но всегда мышьяк определяется как ведущий элемент (см. табл. 34). Мышьяк хорошо мигрирует в различных геохимических средах (рис. 17), особенно в восстановительной. Именно это позволило Г.А. Голевой отнести мышьяк к основным элементам-индикаторам скрытого оруденения. В недрах гидротермальных систем, ниже зоны предельного давления, углекислота и сероводород находятся в растворенном состоянии, что благоприятствует сохранению мышьяковистых соединений в щелочных - слабо кислых гидротермах в виде растворимых тиоарсенитов и тио-

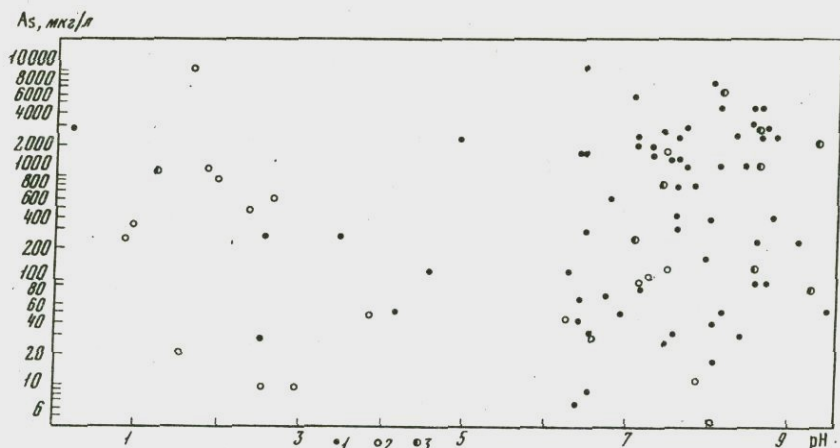


Рис. 17. Зависимость содержания мышьяка в водах от pH
1 - Камчатка; 2 - Курильские острова; 3 - зарубежные месторождения

арсенатов (Голева, 1974). Формы переноса мышьяка и условия осаждения сульфидов мышьяка на примере кальдеры Узон рассмотрены Г.А. Карповым и А.А. Павловым (1976), А.В. Зотовым и др. (1978), а нами выше было описано мышьяково-сурьмяное рудопроявление. Ведущая роль мышьяка в современном гидротермальном процессе очевидна.

Сурьма, так же как мышьяк, отчетливо выступает ведущим элементом в современном рудообразовании (антимонит и метастибнит). Максимальные концентрации сурьмы в водах и осадках вод коррелируются с мышьяком. Наибольшее содержание сурьмы, как и мышьяка, определено также в водах и осадках вод кальдеры Узона и Апапельских и Киреунских источников. Однако максимальные концентрации сурьмы не выше 0,7 мг/л, т.е. в 50 раз меньше, чем мышьяка. В осадках термальных вод обычно сурьма также подчинена мышьяку, кроме Киреунских источников, где в отдельных пробах гейзеритов сурьма преобладает над мышьяком.

В табл. 39 (см. вкл.) приведены нейтронно-активационные анализы образцов метасоматитов и осадков Паужетского месторождения, кальдеры Узон и Долины Гейзеров. В гравелитах рудного горизонта кальдеры Узон определено около 500 г/т Sb. В валовых пробах других осадков и гидротермально измененных пород содержание сурьмы не выше 30-45 г/т и все же выше кларка.

Благодаря летучести ртути при высоких температурах вокруг термоаномалий возникает рассеивание ртути. В то же время сами термальные воды в областях тектоно-магматической активности содержат низкие концентрации ртути. Это объясняется слабой растворимостью ее соединений и высокой способностью сорбироваться глинистыми минералами и гидроокислами металлов.

Таблица 34

Компоненты в термальных водах месторождений Камчатки

Компоненты и параметры	Перегретые хлоридные натровые						Конденсатные				Перегретые воды сложного состава			Горячие и теплые воды сложного состава					
	1. Паужетское	2-3. Кальдера Узон		4. Долина Гейзеров	5. Большое Киреунское	6. Малое Киреунское	7. Камбальное	8. Верхнеушешевское	9, 10. Нижнеушешевское		11. Большое-Банное	12. Верхне-апальские	13. Нижне-апальские	14. Двухурочные	15. Краеведческие	16. Таловые	17. Шайбные	18. Налачевские	19. Тымлаговские
		основные воды	сопровождающие воды						в скважине	на поверхности									
F, мг/л	1,4	1,5	0,28	2,0	3,0	2,0	1,0	0,6	-	0,20	10,0	6,0	4	0,8	2,4	1,3	1,2	-	4,0
Br	3,7	3,5	-	2,5	3,5	1,5	0,3	2,0	-	-	0,8	2,0	1,3	2,7	10,5	6,5	7,7	7,8	-
J	0,8	-	-	1,2	0,40	-	-	-	-	-	-	0,4	-	0,4	2,7	1,8	0,9	-	-
Li	3,45	6,11	0,037	3,15	2,6	0,55	-	-	-	-	1,63	1,2	1,2	0,60	6,0	3,7	3,3	5,15	0,03
Rb	0,23	0,59	0,027	0,40	0,21	0,04	-	0,02	-	0,02	0,08	0,06	0,10	0,02	0,57	0,3	0,13	0,46	-
Cs	0,37	0,47	0,004	0,37	0,22	0,02	-	-	-	0,175	0,17	0,15	0,007	0,71	0,26	0,115	0,71	-	
Ba	0,029	0,13	-	0,035	-	-	0,002	0,21	0,003	0,012	-	0,084	0,084	-	-	0,50	-	-	0,03
Sr	0,037	0,36	-	0,25	Следы	Следы	-	0,06	-	0,012	-	0,45	0,84	0,06	-	-	-	1,64	3,0
As	7,5	25,0	0,34	1,7	10,0	1,5	0,08	0,15	0,01	0,04	0,5	3,0	3,0	3,25	3,08	3,80	0,41	13,50	0,02
Sb	0,285	0,7	-	0,035	0,70	0,006	-	-	-	3	-	0,84	0,05	-	-	-	-	0,225	-
H ₃ BO ₃	233	390	1,5	127	158	143	2,1	223	25	-	32	138	77	105	507	331	324	479	5,6
P	-	26	-	-	0,3	-	-	-	-	-	0,25	0,15	0,15	0,07	-	-	-	-	-
V	0,64	-	-	-	-	-	-	0,086	-	0,012	-	0,01	0,84	-	-	-	-	-	0,03
Cr	0,320	-	-	-	-	-	0,02	0,207	0,003	0,012	-	0,10	0,084	0,065	-	-	-	-	-
Mn	0,04	0,2	-	-	4,50	-	0,20	1,2	0,04	0,03-0,40	0,06	0,16	0,08	0,14	-	50,0	-	-	0,90
Hg, мкг/л	0,4	50	Следы	-	-	-	-	-	-	-	-	0,025	4	-	-	-	-	-	2,40
Cu	32	14	10	1,9	83	61	20	207	310	12	-	56	63	52	-	-	-	-	30
Zn	-	30	20	70	90	35	200	83	186	122	5	58	39	350	-	-	-	-	2-6,3
Pb	29	8	3-5	0,9	78	59	20	166	3	0,4	40	24	10	16	-	-	-	-	30
Cd	-	16	9	-	6	17	-	-	3	-	-	79	3	11	-	-	-	-	1-17
Sn	30	-	-	47	-	-	1	6	3	-	-	-	3	-	-	-	-	-	2-17
Ag	30	11	10	0,12	3	1	20	14	3	5	8	30	20	4	-	-	-	-	36
Mo	29	14	-	-	140	90	-	1	0,4	-	20	35	28	70	-	-	-	-	5
Co	22	70	-	30	-	-	-	13	2	0,2-12	-	-	-	-	-	-	-	-	1350
Ni	64	100	-	-	-	-	20	14	3	12	-	84	84	-	-	-	-	-	360
W	64	2	-	-	30	-	-	-	-	-	7-16	80	60	5	-	-	-	-	45
Ge	14	15	1,2	-	12	-	-	-	3	-	2	8	84	8	-	-	-	-	27
T°, C	109-148	70-95	24-70	100	78-100	36-77	73-98	41-88	174	91	90-146	94-97	46-78	38-75(до90)	45-58	27-32	18	42-74	30-47,5
pH	6,9-8,5	5,0-8,0	2,0-2,5	7,3-8,98	7,0-7,99	3,4-7,6	3-6,3	4,1-4,7	6,5	4,6	6,9-8,1	8,2-8,5	7,1-7,7	6,7-7,5	6,1-6,2	6,5-6,7	6,4	6,3-8,0	6,1-6,7
M, г/л	2,8-3,7	2,1-3,8	0,8-3,0	1,5-2,2	1,1-1,92	0,81-2,4	0,1-1,5	0,97-2,07	0,91-1,22	1,22	0,65-1,30	1,2-1,7	1,4-1,8	2,1-2,6	6,5-7,5	6,0-6,2	6,0	1,13-4,50	1,0-4,6

Таблица 34 (окончание)

Компоненты	Горячие и теплые воды сложного состава																	
	20. Дранкинские	21. Ру-саковские	22. Кунь-Маньчужские	23. Оксинские	24. Анавайские	25. Быстринские	26. Эсовские	27. Нижнешапкинские	28. Сторожевские	29. Пушинские	30. Малкинские	31. Начинские	32. Верхнепаратунские	33. Среднепаратунские	34. Нижнепаратунские	35. Курьинские	36. Озерновские	37. Сивучинские
F, мг/л	2,0	2,5	0,6	3,0	2,5	2,0	2,0	-	-	-	3,6	2,0	3,5	2,0	4,0	0,8	2,5	5,0
Br	-	0,5	0,60	1,3	1,6	2,27	1,3	1,9	5,0	3,0	2,0	0,55	-	0,11	0,7	-	0,8	0,8
J	-	0,5	-	-	-	0,80	-	-	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	1,5	1,0	0,15	1,0	0,12	0,17	0,06	0,62	3,2	3,15	0,12	0,24	0,53	0,23	0,31	0,09	0,24	1,85
Rb	-	-	0,05	-	-	-	0,012	0,08	0,67	0,16	0,032	0,058	0,008	0,023	0,029	0,01	0,03	0,44
Cs	-	-	0,03	-	-	-	0,005	0,023	0,30	0,84	0,020	0,047	0,004	0,008	-	0,005	-	0,12
Ba	-	0,1	-	1,74	0,078	-	0,048	0,204	2,70	-	0,70	-	-	-	-	0,01	0,012	0,02
Sr	15,2	3,0	-	1,74	0,62	0,70	0,12	2,04	2,2	15,0	2,5	-	-	-	-	0,05	0,57	0,02
As	0,04	-	-	3,0	0,12	0,5	0,30	Много	3,0	0,03	0,10	0,5	2,0	1,35	0,08	0,05	0,57	0,02
Sb	-	-	-	-	-	0,44	-	-	-	-	-	-	-	1,0	0,40	0,10	0,10	0,15
H ₃ BO ₃	5,6	5,6	5,6	96	13	79	9	394	181	284	28	26	32	45	45	6,2	56	236
P	-	-	0,30	0,01	0,07	0,01	-	0,40	-	-	0,06	-	-	-	-	-	-	0,03
V	-	0,10	0,01	-	-	0,05	-	2,70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
Cr	-	-	1,74	0,09	0,14	0,13	-	2,70	0,07	-	-	-	-	-	-	0,53	-	0,01
Mn	0,01	0,30	0,08	0,06	0,14	0,17	0,16	0,4	0,50	1,5-2,5	-	0,02	0,10	-	0,06	0,01	0,02	
Hg, мкг/л	50	300	-	59	45	7,2	68	17	45	-	3-14	5	Следы	3	0,5	50	12	19
Cu	-	-	400	39	-	36	-	-	-	30	23	25	15	20	25	23	-	-
Zn	-	-	40	20	3	4,8	86	3,4	303	21	3-11,6	10	6	0,1	17	-	72	11
Pb	-	-	4	-	-	-	-	-	6	7	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	1,5	2,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	38	-	-	-	-	22,5	-	-	-	-	5	-	2	4	57	-
Ag	-	-	28	20	20	100	6	2	-	-	16-30	30	16	9	10	4,8	-	
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9	20	16	8	12	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	16	-	5	7	11	
Ni	-	-	90	-	-	-	204	270	-	-	-	-	14	-	70	72	11	
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	24	72	-	14	5	12	-	
Ge	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	2	4	8	15	
T°, C	55-61	51-64	18-78	44-58,5	52-69	41-42	52	28	29	42	80-110	77-79,4	55-75	70-82	42-85	36-38	81-84	59
pH	6,6-7,5	5,3-7,3	3,8-7,52	7-8,2	8,1-8,6	7,9-8,7	8,5-8,96	6,9-7,8	6,9-8,7	6,7-7,36	7,7-9,4	7,0-8,4	6,0-8,15	6,8-8,8	6,8-8,5	7,1	7,5-8,3	6,2
M, г/л	1,0-1,5	0,5-1,5	0,7-2,5	2,2-3,1	1,3-1,5	2,3-2,4	0,8-1,1	3,4	2,5-4,5	6,1-6,7	0,5-0,7	1,19-1,20	1,0-1,9	1-1,6	1,4-3,5	0,7-0,75	0,9-1,3	1,89

Формула химического состава воды:

- $\frac{Cl_{95}}{(Na+K)_{95}}$; 2. $\frac{Cl_{96}SO_4}{(Na+K)_{94}}$; 3. $\frac{(HSO_4+SO_4)_{100}}{NH_4^{78}Al_{18}H_5}$; 4. $\frac{Cl_{186}SO_4}{(Na+K)_{92}Ca_6}$; 5. $\frac{Cl_{182}SO_4}{(Na+K)_{92}Ca_6}$; 6. $\frac{Cl_{160}SO_4}{(Na+K)_{66}Ca_{30}}$; 7. $\frac{HCO_3^{91}SO_4}{NH_4^{43}Na_{41}Mg_{10}}$; 8. $\frac{SO_4^{100}}{NH_4^{53}Na_{29}Mg_{13}}$; 9. $\frac{HCO_3^{41}SO_4}{NH_4^{55}Na_{27}Mg_{10}}$; 10. $\frac{SO_4^{99}}{NH_4^{53}(Na+K)_{37}}$; 11. $\frac{SO_4^{56}HCO_3^{24}Cl_{20}}{(Na+K)_{91}Ca_7}$; 12. $\frac{SO_4^{55}Cl_{25}HCO_3^{19}}{(Na+K)_{93}Ca_5}$; 13. $\frac{SO_4^{42}HCO_3^{36}Cl_{22}}{(Na+K)_{89}Ca_{10}}$; 14. $\frac{Cl_{149}SO_4}{(Na+K)_{83}Ca_{15}}$; 15. $\frac{Cl_{178}SO_4}{Na_70Ca_{29}Mg_2}$; 16. $\frac{Cl_{164}SO_4^{28}HCO_3^8}{(Na+K)_{60}Ca_{35}}$; 17. $\frac{Cl_{164}SO_4^{27}HCO_3^9}{(Na+K)_{50}Ca_{42}Mg_7}$; 18. $\frac{Cl_{172}HCO_3^{14}SO_4^{14}}{Na_{76}Ca_{18}Mg_5}$; 19. $\frac{SO_4^{52}HCO_3^{44}Cl_{14}}{Na_{80}Ca_{18}Mg_2}$; 20. $\frac{SO_4^{90}Cl_{17}HCO_3^3}{Ca_{57}Na_{39}Mg_4}$; 21. $\frac{SO_4^{78}Cl_{13}HCO_3^9}{Na_{61}Ca_{32}Mg_4}$; 22. $\frac{SO_4^{82}Cl_{18}}{Na_{59}Ca_{33}Mg_6}$; 23. $\frac{HCO_3^{52}SO_4^{32}Cl_{16}}{Na_{92}Ca_{4}Mg_3}$; 24. $\frac{SO_4^{74}Cl_{23}}{Na_{62}Ca_{36}}$; 25. $\frac{SO_4^{53}Cl_{15}}{(Na+K)_{66}Ca_{32}}$; 26. $\frac{SO_4^{81}Cl_{14}}{(Na+K)_{69}Ca_{30}}$; 27. $\frac{HCO_3^{80}Cl_{20}}{Mg_{46}Na_{40}Ca_{13}}$; 28. $\frac{Cl_{152}HCO_3^{44}SO_4^4}{(Na+K)_{70}Mg_{17}Ca_{10}}$; 29. $\frac{Cl_{149}HCO_3^{42}SO_4^9}{(Na+K)_{84}Ca_{10}Mg_4}$; 30. $\frac{Cl_{136}SO_4^{33}HCO_3^2}{(Na+K)_{96}Ca_3}$; 31. $\frac{SO_4^{59}Cl_{13}HCO_3^7}{(Na+K)_{88}Ca_{10}}$; 32. $\frac{SO_4^{74}Cl_{22}HCO_3^4}{(Na+K)_{84}Ca_{14}}$; 33. $\frac{SO_4^{87}Cl_{10}HCO_3^3}{(Na+K)_{69}Ca_{29}}$; 34. $\frac{SO_4^{71}Cl_{27}}{(Na+K)_{65}Ca_{30}}$; 35. $\frac{HCO_3^{54}SO_4^{25}Cl_{21}}{(Na+K)$

Геохимия ртути наиболее полно изучена благодаря работам В.А. Саукова, Н.Х. Айдиньян, Н.А. Озеровой, Г.А. Голевой и др. Еще В.А. Сауков отмечал, что отложения киновари происходят из гидротермальных растворов, в которых ртуть находилась в виде комплексной растворимой соли Na_2HgS_2 . Ртуть определяется во всех химических типах термальных вод областей активного вулканизма и мигрирует в средах широкого диапазона pH и ионного состава. Согласно расчетам, проведенным Г.А. Голевой (1977), ртуть в кислых сульфатных водах мигрирует в виде двухвалентных катионов, в гидрокарбонатных слабоминерализованных щелочных водах — в виде гидроокисей, в хлоридно-гидрокарбонатных и хлоридных натриевых щелочных водах, главным образом в хлоридных комплексах. В щелочных водах при наличии сероводорода должны образовываться тиосульфатные соединения ртути, в виде которых, по-видимому, ртуть и мигрирует в областях разгрузки узонской и других гидротермальных систем.

Благодаря работам Н.А. Озеровой, геохимия ртути в областях активного вулканизма Камчатки получила широкое освещение. Самые высокие концентрации ртути определены в кислых конденсатах Мутновского вулкана (0,072 мг/кг при температуре газа 500°C). В конденсатах fumarольных газов вулканов Безымянный, Шивелуч, Авача ртуть составляет 0,001–0,006 мг/кг. Близкое содержание ртути — (около 0,002 мг/кг) определено в конденсатах магматических газов базальтового расплава Толбачика (Меняйлов, Никитина и др., 1977). В близонейтральных термальных водах областей разгрузки гидротермальных систем содержание ртути невысоко. В Апапельских термальных водах, где интенсивно осаждаются киноварь и метациннабарит, содержание ртути составляет 0,004 мг/л. В перегретых хлоридных натриевых водах кальдеры Узон (на участке образования мышьяково-сурьмяно-ртутных минералов) содержится 0,012 мг/л Hg, в начальных горячих хлоридных натриевых водах — 0,002 мг/л Hg. В сходных термальных водах Тамагава (Япония) содержится 0,01 мг/л Hg, Нагава — 0,0032 мг/л Hg, Сульфур-Бенк (Новая Зеландия) — 0,02 мг/л Hg.

Несмотря на низкие концентрации ртути в термальных водах, в осадках термальных вод и гидротермально измененных породах происходит ее концентрирование вплоть до образования рудных минералов — киновари, метациннабарита, самородной ртути. В табл. 40 приведены данные по содержанию ртути в осадках и метасоматитах некоторых месторождений.

Повышенные концентрации ртути определяются в кальдере Узон. В валовых пробах рудной мышьяково-сурьмяной сульфидной залежи определено 1300 г/т ртути. В пирите, осаждающемся из сероводородных хлоридных натриевых вод, определено до 500 г/т Hg, а в пирите, осаждающемся из кислой сульфатной воды, ниже и составляет 100 г/т Hg. Еще ниже концентрации ртути в кремнисто-глинистых осадках горячих и теплых вод сложного состава периферии термоаномалии кальдеры Узон (максимально 30 г/т, в среднем —

Таблица 40

Содержание ртути в осадках термальных вод и в гидротермально измененных породах (в вес. %)

Месторождение	Характеристика образца, место взятия	Содержание Hg
Кальдера Узон	Реальгар Ц.т.п.	0,0002
	Реальгаровый прослой Хло- ридное озеро	0,0100
	Рудный горизонт Ц.т.п.	0,0880
	То же	0,0040
	"	0,0100
	"	0,0019
	Реальгаровая корочка в гри- фоне В.т.п.	0,0440
	То же	0,0460
	"	0,1300
	Сульфиды в гидротермальной глине (шлих), 4-е озеро	0,0150
	То же	0,0500
	Рудный горизонт (шлих)	0,0230
	То же	0,0120
	"	0,1000
Среднее по рудной залежи		0,0380
Осадки из тер- мальных вод		
3	Кремнисто-глинистый на дне оз. Ольхового	0,0007
2	То же на дне ручья	0,0005
200	Пиритный, там же	0,0001
	Пиритный осадок Ц.т.п.	0,0007
	Пленка сульфидов Ц.т.п.	0,0010
	То же	0,0001
	Пиритовый осадок, Ольховое озеро	0,0030
	То же, 3.т.п.	0,0001
	Кремнисто-пиритный осадок Ц.т.п.	0,0010
	Шлих, Ц.т.п.	0,0001
	Шлих из гидротермально измененных пород Ц.т.п.	0,0005
	Сульфиды со дна грифона	0,0300
	Тростникового источника	
	Корка сульфидов 3.ф.п. (кис- лое Озеро)	0,0100

Таблица 40 (продолжение)

Месторождение	Характеристика образца, место взятия	Содержание Hg
Среднее по осадкам		0,0036
Гидротермально измененные породы	Аргиллизированные породы, Ц.т.п., 0,7 м	0,0010
	То же, 1,0 м	0,0005
	" 2,3 м	0,0020
	" 2,6 м	0,0080
	" 4,4 м	0,00003
	" 6,2 м	0,0003
	" 6,8 м	0,00003
	" 7,0 м	0,00003
	Аргиллизированные породы Ц.т.п., скв. 1,2 м	0,0008
	То же, 2,5 м	0,0030
	Аргиллизированные породы, скв. 1, 1,5 м	0,0040
	То же, 1,6 м	0,0050
	" скв. 5, 5,1 м	0,0010
	То же, 2,6 м	0,0003
	" 2,8 м	0,0002
	" 4,4 м	0,0001
	" скв. 8, 5,2	0,0007
" скв. 9, 4,0	0,0001	
Кварц-адуляровое изменение, Центральное озеро	0,0020	
Окремненная порода, Хлоридное озеро	0,0001	
Окварцованная порода, Центральное озеро	0,00003	
Среднее по гидротермально измененным породам		0,0014
Верхние Киреунские источники		
27-1	Гейзерит	0,0005
27-2	То же	0,0005
27-5	"	0,00005
27-6	"	0,0001
Верхние Апапельские источники		
143-1	Минеральные корочки, дно грифона	0,1

Таблица 40 (окончание)

Месторождение	Характеристика образца, место взятия	Содержание
143-4	Минеральные корочки, дно грифона	0,01
143-5	То же	0,005
144-1	Минеральные корочки, карниз над грифоном	0,0007
	То же 2,8 м	0,00008
	" 2,9 м	0,0004
	" 3,3 м	0,0001
144-6	Минеральные корочки, над грифоном	0,03
144-7	То же	0,1
145-2	Кварциты, пролежавшие в воде	0,001
145-5	То же	0,0005
145-6	"	0,07
145-7	"	0,001
Вулкан Бурлящий		
7-10	Гидротермально изменен-	0,001
69	ный андезито-базальт	
59/69	То же	0,001
Налачевские исто-		
точники		
66	Травертин	0,00002
58	То же	0,00002
5/2	"	0,000003
5/3	"	0,00002
65	"	0,00001
68	"	0,000015
500	Гидротермально изменен-	0,000005
	ный гранодиорит (50-	
	150 м)	
501	То же	0,000008
502	"	0,000002
504	"	0,000006
510	"	0,000006

Примечание. Ц.т.п. - Центральное термальное поле, В.т.п. -
Восточное термальное поле; З.т.п. - Западное термальное поле.
Анализировано Н.А. Озеровой.

9 г/т Hg). В аргиллизированных гравелитах в пределах рудной залежи содержание ртути с глубиной (в интервале 0–9 м) падает до 1 г/т, но в отдельных участках остается повышенным (до 200 г/т); это подтверждает гнездовой характер рудопроявления на глубине. В общем содержание ртути в аргиллизированных породах термоаномалии кальдеры Узон выше кларка на 1–3 порядка, в минеральных осадках, особенно обогащенных пиритом, на 2–4 порядка, в рудном горизонте на 2–6 порядков.

Ближние содержания ртути определяются в осадках Апапельских источников. При этом в валовых пробах осадков и пород, пролежавших в воде грифонов, содержание ее ниже, чем во внешней корочке породы карниза, нависающего над кипящей водой; видимо, ртуть мигрирует в парах воды.

В гейзерах Верхнекиреунских источников, обогащенных мышьяком и сурьмой, содержание ртути не выше 5 г/т. Ближние содержания ртути определены в аргиллизированном андезито-базальте около паровых струй конденсатных вод вулкана Бурлящего. Еще более низкие содержания ртути (до 0,2 г/т) определены в гравертинах, осаждающихся из Налачевских горячих хлоридных натриевых вод; в пропилитизированных гранодиоритах керны скважин содержание ртути еще на порядок ниже – до 0,08 г/т, близко к кларку.

В общем для ртути характерны низкие концентрации в термальных водах, концентрирование в минеральных осадках непосредственно на выходах термальных вод и широкий ареол рассеяния ртути в продуктах реакций термальных вод – породы вокруг выходов коренной гидротермальной струи.

Золото и серебро делают мышьяково-сурьяно-ртутное рудопроявление специфическим. В последние годы появились новые данные по содержанию этих металлов в постмагматическом процессе. Конденсаты летучих базальтового расплава Большого трещинного Толбачинского извержения (1975–1976 гг.) содержали золота до 0,05 мг/кг (Меняйлов и др., 1977). Серебро подчинено золоту. Золото и серебро переносились в парах воды и галоидных кислот и сохранились в солянокислом конденсате с pH 0,43–0,6 (в конденсате $\text{Cl}^-/\text{F}^-/\text{SO}_4^{2-}$ 1/0,1/0,08).

В естественных и искусственных кислых галоидных конденсатных водах вулкана Эбеко, сходных по составу с конденсатами газов из базальтового расплава Толбачика, поведение золота и серебра аналогичное, но содержание их на порядок ниже.

Сохранению в растворах серебра благоприятствует высокая активность хлор-ионов, с которыми серебро может образовывать растворимый комплекс AgCl_4^- .

В термальных водах областей разгрузки гидротермальных систем золото и серебро находятся в низких концентрациях. В новозеландских перегретых сульфидно-хлоридных водах $\text{Ag} = 0,0001$ – $0,002$ ч.н.м., $\text{Au} = 0,0004$ – $0,001$ ч.н.м.; $\text{Au}/\text{Ag} = 1$. В термальных водах Камчатки они находятся в таких же концентрациях ($\text{Ag} = 0,0003$ – $0,015$ мг/л):

Значительно больше данных по содержанию золота и серебра мы имеем для минеральных осадков и гидротермально измененных пород. Образцы пород отобраны С.И. Набоко, С.Ф. Главатских и Г.А. Карповым. Анализы произведены нейтронно-активационным методом (табл. 41).

При рассмотрении анализов на Ag и Au (см. табл. 39) резко выделяются два типа продуктов реакций "термальная вода - порода" и осадков термальных вод. Для первых характерно несколько повышенное содержание Au и Ag; для вторых содержание Au и Ag не выше кларка. Повышенные концентрации Au и Ag свойственны кремнистым осадкам термальных вод и метасоматитам гидротермальных систем, где на выходе термальных вод происходит формирование мышьяково-сурьмяно-ртутного сульфидного рудопроявления. Для них же характерно высокое золото-серебряное отношение ($Au/Ag \sim 1/1$). Повышенные концентрации и высокое золото-серебряное отношение свойственны самим мышьяково-сурьмяно-ртутным сульфидным осадком, аргиллизитам, вмещающим их, и кварц-адуляровым метасоматитам. В других химических типах осадков и в метасоматитах, в удалении от основной зоны разгрузки хлоридных натриевых гидротерм, содержание золота и серебра падает, а золото-серебряное отношение уменьшается до кларкового значения. Следовательно, в окружении сульфидной залежи и в самой залежи происходит большее концентрирование золота по сравнению с серебром.

Как видно из табл. 41, золото-серебряное отношение в осадках термальных вод часто приближается к таковому в самих термальных водах. При реакции термальная вода - порода и при хемогенном осадкообразовании унаследуются золото-серебряное отношение рудообразующего раствора.

На Паужетском месторождении в Долине Гейзеров, на вулкане Бурлящем, на Горячем Пляже концентрирование золота и серебра не наблюдается. В областях разгрузки этих гидротермальных систем не происходит и мышьяково-сурьмяно-ртутного сульфидного рудообразования. Во всех фациях метасоматитов содержание золота и серебра приближается к кларковому, а золото-серебряное отношение варьирует в широких пределах.

Медь, цинк и свинец, как нами уже было сказано, не типичны для современного рудопроявления в областях разгрузки гидротермальных систем. Наоборот, высокие концентрации этих элементов установлены в конденсатах магматических газов Большого трещинного Толбачинского извержения. Сохранение их в растворе было определено галоидным составом и ультракислой средой (рН 0,43-0,6) конденсата. Высокие концентрации этих металлов характерны и для конденсатных вод вулкана Эбеко (см. табл. 33). Во всех случаях содержание свинца уступает содержанию и цинка, и меди.

В отличие от конденсатов магматических газов, содержание меди, цинка и свинца в термальных водах областей разгрузки гидротермальных систем низкое - не выше 100 мкг/л. В то же вре-

Таблица 41

Золото-серебряное отношение в термальных водах, осадках термальных вод и метасоматитах Камчатки

Район	Характер образований	Ag-Au от - до	Ag/Au (среднее)
Кальдера Узон	Термальная вода	0,4-1	0,8
	Рудный осадок	-	1
	Кварц-адуляровый метасоматит по дациту	-	1
	Аргиллизированная порода по дациту	1-45	5
Верхнекиреунские источники	Термальная вода	40	-
	Гейзерит	0,4-5,3	2,2
	Кремнистый ил	0,3-5,3	4,1
	Аргиллизированная порода по андезитобазальту	0,2-0,9	0,75
Верхнеапальские источники	Термальная вода	5,0	-
	Сульфидно-кремнистый осадок и аргиллизированная порода по дациту	0,2-1,6	0,7
	Вторичные кварциты (древние), пролежавшие в воде	0,2-57,1	8,2
Нижнеапальские источники	Гейзерит	1,4-23,5	12,5
Долина Гейзеров	Аргиллизированная порода по дациту Цеолитизированная порода по дациту	75-1400	375
Паужетское месторождение	Пропилитизированная порода по дациту и андезито-базальту	-	110
Горячий пляж	Пропилитизированная порода по андезито-базальту (0-200 м)	200-850	374
	То же по дациту (200-600 м)	166-925	362
	То же по андезиту (600-800 м)	59-340	178
Вулкан Бурлящий	Аргиллизированная порода по андезито-базальту (0-10 м)	25-470	153

мя в конденсатах пара, сопровождающих разгрузку гидротермальных систем, концентрация этих металлов повышается. Это объясняется избирательным переходом металлов из раствора в гидротермальный пар при подземном вскипании гидротерм. Повышение концентрации меди, цинка и свинца отмечаются и в окисленных (сульфатных) дериватах перегретых хлоридных натриевых вод (выщелачивание из пород).

Сходство в обогащенности медью, цинком и свинцом конденсатных вод гидротермальных систем с обогащенностью этими элементами конденсатов магматических газов обусловлено в большей степени не условиями генерации растворов, а их кислой средой.

Особенности миграции некоторых халькофильных элементов в подземных водах достаточно хорошо изучены А.П. Перельманом, В.В. Шербиной, Г.А. Голевой и другими исследователями. Показано, что поведение металлов, особенно с переменной валентностью, определяется различной устойчивостью соединений этих металлов в зависимости от pH и Eh среды. Они интенсивно мигрируют в окислительной обстановке, в кислых растворах и более инертны в восстановительной обстановке и водах с близонейтральной реакцией. Одновременно на перераспределение металлов между жидкой и твердой фазами оказывает влияние различная способность металлов образовывать нерастворимые соединения и сорбироваться породами.

Сульфатные соединения цинка имеют очень высокую растворимость. Известно, что в зонах окисления цинкосодержащих месторождений концентрация цинка в водах достигает $n \cdot 10^3$ мг/л. В близонейтральных водах скорость растворения цинковых минералов понижается. Еще менее благоприятной средой для миграции цинка являются щелочные карбонатные воды (Голева, 1977). Это находится в соответствии с содержанием цинка в термальных водах Камчатки (рис. 18). В кислых сульфатных водах содержание цинка максимально высокое: в сульфатных водах Черного озера Центрального Семейчика содержится до 0,8 мг/л Zn. В окисленных сульфатных дериватах перегретых хлоридных натриевых вод содержание цинка достигает 0,7 мг/л, в то время как в коренных водах оно не выше 0,1 мг/л.

В осадках таких термальных вод и в гидротермально измененных породах содержание цинка, как правило, ниже кларка и фона, и только в единичных пробах рудного горизонта кальдеры Узон определено до 0,5% Zn. В киреунских гейзеритах и гидротермальных глинах содержание цинка хотя и несколько повышено (до 690 г/т, табл. 39), но все же уступает содержанию мышьяка и сурьмы. То же наблюдается в апальских гейзеритах и в измененных породах: содержание цинка не выше 80 г/т и резко подчинено содержанию мышьяка и сурьмы.

В большинстве случаев содержание цинка в твердых продуктах реакций находится на уровне кларка или ниже него.

Медь, так же как и цинк, присутствует в высоких концентрациях в кислых и ультракислых искусственных и естественных конден-

Zn, мкг/л

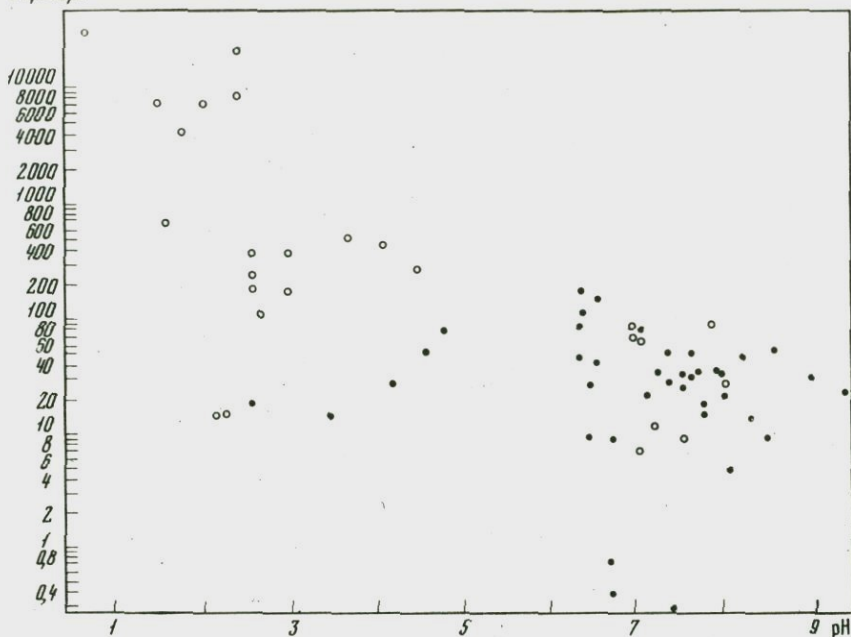


Рис. 18. Зависимость содержания цинка в водах от pH
Усл. обозначения те же, что и на рис. 17

сатах газов, а также в кислых сульфатных водах, сопровождающих разгрузку гидротермальных систем. Содержание меди в коренных термальных водах гидротермальных систем низкое (не выше 0,08 мг/л). Низкие концентрации меди в осадках и гидротермально измененных породах (см. табл. 39) определяются низкой концентрацией меди в самом растворе. Согласно экспериментам, медь при малых количествах в водах (50–100 мкг/л) не выпадает в осадок и не сорбируется породами в широком диапазоне pH (Голева, 1977). По нашим определениям (см. табл. 39), содержание меди в минеральных осадках и метасоматитах месторождений термальных вод Паужетского, кальдеры Узон, Долины Гейзеров как и других, не выше кларка. В то же время в метасоматитах недр гидротермальных систем и в гравелитах кальдеры Узон на выходах термальных вод обнаруживается самородная медь; известна способность меди восстанавливаться до самородной при низких значениях Eh.

Концентрация свинца в термальных водах резко уступает концентрациям и меди, и цинка. В ультракислых конденсатных растворах содержится 0,57 мг/л Pb. Сохранение его в растворе обуславливают галоидный состав и ультракислая среда. В кислых сульфатнохлоридных натриевых водах при pH 3,7 содержание свинца не выше 0,5 мг/л (рис. 19). В отличие от меди и цинка, свинец бо-

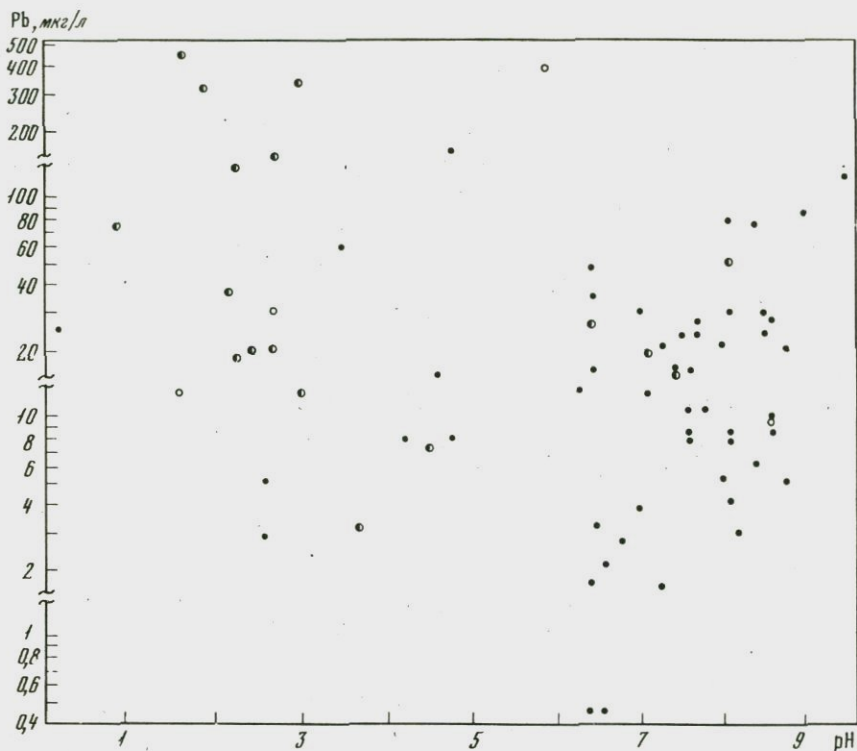


Рис. 19. Зависимость содержания свинца в водах от pH
Усл. обозначения те же, что и на рис. 17

лее энергично переходит в осадок с сульфатами и гидроокислами. В ярозитах и лимонитах кислых вод вулкана Менделеева содержится до 0,5% Pb. В перегретых хлоридных натриевых слабокислых слабощелочных водах с сероводородом концентрация свинца составляет более 0,16 мг/л. Свинец, как и другие металлы, мог мигрировать в виде устойчивых тиосульфатных комплексных соединений. В силу своих свойств свинец более интенсивно переходит в твердые продукты реакций, протяженность ореолов рассеяния свинца невелика (Голева, 1977). В термальных водах Камчатки он находится в близких с медью и цинком концентрациях, однако в минеральных осадках свинец становится преобладающим.

Железо, титан и марганец. Поведение железа, марганца и титана в пневматолито-гидротермальном процессе приобрело в последнее время особый интерес в связи с использованием железо-марганец-титанового модуля как критерия наличия в осадках океана эксгальционного материала. Согласно данным Н.М. Страхова (1976), модуль свежих пород $(Fe+Mn)/Ti$ составляет от 10 до 20, и донные осадки без эксгальционного влияния имеют тот же модуль, от

7 до 17. Отклонения от 25 в сторону больших значений Н.М. Страхов считает достоверным показателем эксгальционного влияния на осадкообразование. Высокие модули устанавливаются на Срединных хребтах в северной части Атлантического океана, Южной Атлантике, в Индийском океане. В юго-восточной части Тихого океана модуль растет от периферии к центральной части. Эксгальционный материал, по Н.М. Страхову, составляет 60-90%, т.е. это область эксгальционной осадочной формации. Высокий, более 1000, модуль свойствен рудным осадкам рифтовой зоны Красного моря. Таким образом, как показывает Н.М. Страхов, высокие значения железомарганец-титанового модуля локализованы на Срединноокеанических хребтах и в рифтовых зонах, а в Тихом океане - в активной части океанического дна, прилегающей к Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Эти области характеризуются повышенным тепловым потоком, идущим со дна, своеобразными железомарганцевыми осадками, богатыми микроэлементами, и тектонической активностью, сопровождаемой поступлением в океан веществ из глубины коры или из верхней мантии Земли. На всей остальной площади пелагических океанических илов характерны неизменные величины модуля (10 ± 5), свойственные водоемам, лишенным всяких проявлений вулканизма. Отсчет от нормального железомарганец-титанового модуля ведется от модуля свежих вулканических пород, в том числе пород Курильской вулканической дуги (Страхов, 1976). Однако известно, что в областях наземного и подводного вулканизма на значительных площадях широко развиты процессы гидротермального перерождения пород, которые при сносе в океан должны сопровождать осадконакопление на дне океанов и определять железомарганец-титановый модуль. С этих позиций интерес представляют величины модуля современных гидротермально измененных пород Камчатско-Курильской вулканической дуги, а так же вулканических эксгальций, термальных вод и их минеральных осадков. В табл. 42 мы приводим значения модуля для всех фаций измененных пород термоаномалий в недрах гидротермальных систем Камчатки.

Как видно из этой таблицы, пропилитизированные андезиты-базальты и андезиты имеют железомарганец-титановый модуль, равный до 1 до 13 (из 50 в одном случае модуль достигает 40).

Кварц-адуляровые метасоматиты тех же гидротермальных систем имеют близкий и более высокий модуль (от 2 до 20). Сходный модуль имеют аргиллизированные и цеолитизированные породы. Модуль гидротермальных глин, сопровождающих области разгрузки гидротермальных систем, варьируют в тех же пределах (2-19).

Как мы видим, площадная пропилитизация, сопровождаемая щелочными метасоматитами, аргиллизитами и гидротермальными глинами имеет железомарганец-титановый модуль, свойственный свежим вулканикам, поэтому поступление их в океан вместе с свежими вулканиками не изменяет $Fe+Mn/Ti$ модуль, свойственный осадкам без эксгальционного влияния.

Таблица 42

(Fe+Mn)/Ti в современных метасоматитах

Место- рождение	Профили- тизиро- ванные (метасо- матиты)	Щелочные метасо- матиты	Гидро- термаль- ные гли- ны и ми- нераль- ные гря- зи	Опал-каоли- нит-алуни- товые метасо- матиты (кислотное выщелачива- ние)	Пневмато- литовые метасо- матиты
1	2	3	4	5	6
Паужет- ская и Камбаль- ный вул- каничес- кий массив	$\frac{4-13}{9(6)}$	$\frac{5-20}{12(7)}$	$\frac{8-19}{13(5)}$	3,6	-
Кошелев- ский вул- канический массив	-	-	2-10 7(3)	1,1	-
Кальдера Узон	$\frac{5-13}{9(9)}$	-	$\frac{1-10}{6(9)}$	$\frac{1-3}{2(6)}$	-
Долина Гейзеров	$\frac{4-8}{5(4)}$	5	-	-	-
Больше- Банное	$\frac{10-40}{25}$	$\frac{2-19}{7(28)}$	-	-	-
Горячий пляж и вул- кан Мен- делеева	$\frac{6-10}{9(18)}$	$\frac{6-11}{9(21)}$	-	$\frac{0,1-0,2}{0,18(2)}$	-
Киреун- ское	-	-	8-8 8(4)	-	-
Эссо	$\frac{5-8}{7(2)}$	-	-	-	-
Вулкан Бурлящий, и вулкан Централь- ный Семя- чик	-	-	-	$\frac{0,18-0,38}{0,28(2)}$	-

Таблица 42 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Вулкан Зими́на	-	-	-	$\frac{3-4,2}{3,6(2)}$	-
Вулкан Эбе́ко	-	-	$\frac{2-6}{(3)}$	$\frac{0,8-4}{2(8)}$	-
Вулкан Безымя́н- ный	-	-	-	-	$\frac{10-30}{19(6)}$

Примечание. В числителе от - до, в знаменателе - среднее, в скобках - количество анализов. Так же построены табл. 43-46.

На термальных полях вулканических массивов с кислыми и ультракислыми конденсатами магматических газов и гидротермального пара, в выщелоченных под их воздействием породах опал-алунит-каолинитового состава Fe+Mn/Ti модуль резко понижен - 0,1-4 (см. табл. 41). Это и понятно: железо и марганец выщелачиваются, а титан вместе с кремнием, как более инертные, обогащают измененную породу. В гидротермальных глинах тех же полей активных вулканов значение модуля приближается к аналогичному значению его для метасоматитов гидротермальных систем (3-19).

Итак, пропилиты и сопровождающие их метасоматические фации, имеющие массовое развитие на островных дугах, поступая при разрушении в океанические осадки, в общем не увеличивают железо-марганец-титановый модуль, свойственный осадкам, состоящим из частиц свежих вулканитов. Породы кислотного выщелачивания, особенно широко развитые на вулканах, находящихся на гидротермальной стадии активности островных дуг, при разрушении их и сносе в океан резко понизят в океанических осадках величину модуля.

Наиболее важными данными в плане рассматриваемого вопроса должен быть железо-марганец-титановый модуль в эксгальциях активных вулканов и в термальных водах областей активного вулканизма. К сожалению, эти данные весьма ограничены, так как отсутствуют определения титана. Однако именно эксгальции и гидротермы, имеющие близкий состав с наземными эксгальциями и гидротермами, могут просачиваться по разломным зонам дна океана и добавки их взвесей в донные осадки действительно могут изменить в них железо-марганец-титановый модуль.

По единичным данным состава магматических эксгальций Большого трещинного Толбачинского извержения (табл. 43) видим, что для них модуль имеет несколько повышенное значение (34).

Наиболее полные сведения мы имеем по кислым хлоридно-сульфатным водам активного вулкана Эбеко, имеющим рН до < 1, Т до

Таблица 43

(Fe+Mn)/Ti в конденсатах вулканических газов и термальных водах

Месторождение	Объект	(Fe+Mn)/Ti	Литературный источник
Вулкан Толбачик (Большое трещинное Толбачинское извержение)	Конденсат магматического газа	34	И.А. Меняйлов, Л.П. Никитина и др., 1978
Вулкан Эбеко, руч. Лагерный	Естественные конденсаты магматического газа	$\frac{70-1097}{415(11)}$	Л.П. Никитина, 1978
Вулкан Эбеко, р. Юрьева	То же	$\frac{428-1350}{900(11)}$	То же
Вулкан Эбеко, Северо-Восточное фумарольное поле	"	$\frac{37-1021}{220(17)}$	"
Вулкан Эбеко, Горячее озеро	"	$\frac{60-294}{170(12)}$	"
Менделеевский источник	Термальная вода	420	В.В. Иванов, 1965
Арима (Япония)	То же	80	То же
Ля-Бурбуль (Франция)	"	103	"

100°C, M — до 20 г/л. Железомарганец-титановый модуль в них высокий и варьирует от 37 до 1000. На вулкане Менделеева модуль кислых вод тоже высок (420). Взвеси термальных вод р. Юрьевой и Охотского моря, образующиеся при впадении этой реки, имеют сходный модуль (от 70 до 1200) (табл. 43).

В высокодебитных водах гидротермальных систем областей активного вулканизма данные по титану, как правило, отсутствуют. Однако о влиянии поступления таких вод на железомарганец-титановый модуль осадков на дне океана могут свидетельствовать минеральные осадки термальных вод на суше.

Разнообразие химических типов термальных вод в областях активного вулканизма определяет возникновение различных химических типов минеральных осадков с широкими вариациями в них железомарганец-титанового модуля (табл. 44). В кремнистых осадках перега-

Таблица 44

(Fe+Mn)/Ti в минеральных осадках термальных вод. Осадки близнеитральных хлоридных натриевых вод (более сложного состава)

Месторождение	Гейзериты	Травертины	Лимониты	Лимонито-скородиты
Паужетское	1,5	-	79	-
Кальдера Узон	$\frac{2,4-13}{8(2)}$	-	-	-
Долина Гейзеров	$\frac{1,6-55}{30(11)}$	45	139	-
Киреунское	$\frac{6-16}{11(2)}$	-	-	-
Горячий пляж	90	-	-	-
Больше-Банное	$\frac{5-64}{35(2)}$	-	-	-
Апательское	52	-	-	-
Налачевское	-	$\frac{68-213}{160(10)}$	-	$\frac{209-382}{210(10)}$
Шагинское	-	18	-	-

ретьх хлоридных натриевых вод величина модуля составляет от 1,5 до 65; в карбонатных осадках горячих углекислых хлоридных натриевых вод модуль варьирует от 18 до 213. Самый высокий модуль отмечается в железистых и железомышьяковых осадках углекислых хлоридных натриевых вод и составляет 209-382. Термальные воды такого типа характеризуются широким развитием, высоким дебитом, значительной минерализацией (до 5 г/л) и обильным минералообразованием. При выходе по разломам дна океана именно такого типа гидротерм осаднение взвесей из них должно резко повысить железомарганец-титановый модуль донных осадков океана.

Точно так же осадки кислых хлоридно-сульфатных и сульфатных термальных вод активных вулканов в основном имеют высокий модуль (табл. 45). Среди них только кремнистые осадки, в общем-то не обильные, имеют низкий модуль. Сульфатные, кремнисто-глинистые и железистые осадки имеют повышенный модуль (до 1200). Особо повышенный модуль свойствен минеральным взвесям кислых речек вулкана Эбеко.

Таблица 45

(Fe+Mn)/Ti в осадках кислых хлоридно-сульфатных натриевых и сульфатных вод

Месторождение	Кремнистые	Кремнисто-глинистые	Ярозитовые	Лимонитовые
Вулкан Менделеева	<u>0,2-19</u> 5(4)	<u>3,5-11,8</u> 6,4(5)	<u>31-234</u> 100(8)	<u>55-132</u> 87(10)
Вулкан Итуруп	-	-	-	<u>186-785</u> 481(5)
Вулкан Эбеко, р. Юрьева	-	<u>70-1200</u> 412(4)	-	-
Вулкан Эбеко, руч. Лагерный	-	<u>21-33</u> 27(2)	-	-
Шлейф Охотского моря	-	<u>104-878</u> 500(5)	-	-

Повышенный железомарганец-титановый модуль имеют также осадки Красного моря. Так, осадки вблизи впадины Атлантис II имеют модуль 6,2-558, в среднем 115. Осадки в самой впадине Атлантис II имеют максимальный модуль 124-1334. Обращает на себя внимание также высокий модуль на седловине, разделяющей впадину Атлантис II и Дискавери (117-1396, в среднем 717).

Таким образом, на основании рассмотренных данных по геохимии гидротерм и осадков термальных вод областей наземного активного вулканизма следует сказать, что повышенный железомарганец-титановый модуль, отмеченный Н.М. Страховым в осадках определенных участков дна океана, может действительно определяться влиянием эндогенного флюида или гидротермальных потоков, восходящих по разломным зонам дна океана. Одновременно на повышение модуля будут влиять поступления с вулканических дуг с термальными водами взвеси* термальных вод. Снос с суши частиц гидротермально измененных пород либо не изменит модуль, либо понизит его величину.

Судя по высокому дебиту наземных гидротерм, обильному образованию минеральных взвесей из них с высоким железомарганец-титановым модулем, наиболее благоприятными для повышения модуля океанических осадков будут восходящие по разломам на дне океана углекислые хлоридные натриевые, кислые хлоридно-сульфатные натриевые гидротермы и непосредственно эксгаляции подкорового базальта (типа Толбачика).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вопросы об источнике вещества гидротермальных рудных месторождений, о природе гидротермального процесса, условиях фиксации рудного вещества являются наиболее дискуссионными. Изучение с этих позиций современного гидротермального процесса, очевидно, должно способствовать их решению.

Мы кратко рассмотрели поведение только некоторых элементов в термальных водах – осадках – метасоматитах областей активного вулканизма. Редкие щелочи в общем не переходят из породы в растворы при их взаимодействии. Больше того, на интервале вскипания и дегазации гидротерм калий, литий, рубидий и цезий переходят из раствора в породу. В термальных водах продолжают сохраняться высокие концентрации щелочных металлов.

Вторая группа элементов – мышьяк, сурьма и ртуть – ведут себя сходно с редкими щелочами. Содержание этих элементов в метасоматитах до глубины 1,5 км сохраняется на уровне кларка и фона, т.е. в среде, близкой к нейтральной, не происходит их массового выщелачивания растворами. Наоборот, как мы показали, большая часть этих элементов находится в метасоматитах в количествах выше кларка. На верхнем геохимическом барьере – изменения pH и Eh среды – происходит массовое осаждение из растворов As, Sb, Hg в виде сульфидных или гидроокисных соединений с возникновением эмбрионального рудопроявления. Одновременно в термальных водах продолжают сохраняться высокие концентрации мышьяка и сурьмы; эти элементы мигрируют в растворах и в благоприятных условиях могут снова концентрироваться в твердых продуктах гидротермального процесса.

Все сказанное относится и к золоту, и к серебру. Содержание их в метасоматитах и осадках термальных вод областей разгрузки гидротермальных систем тоже находится на уровне (и выше) кларка. В определенных условиях Au и Ag обогащают метасоматиты и осадки: их значительные концентрации наблюдаются в кварц-адулярных метасоматитах, фиксирующих зону вскипания и дегазации гидротерм и в мышьяково-сурьмяно-ртутном рудопроявлении. Золото-серебряное отношение при этом отчасти унаследует от гидротерм и близко к таковому в конденсатах магматического газа. Резервы хлора, серы, фтора в магматических газах и гидротермах, как показано многими исследованиями, неисчерпаемо велики. Таким образом, имеется основание говорить, что K, Li, Cs, Rb, As, Sb,

Hg, Au, Ag, а также В, F, Cl, S не выщелачиваются из пород в областях разгрузки гидротермальных систем. Наоборот, гидротермы являются источником этих элементов, заражают ими метасоматиты и создают рудопроявления. Перечисленные металлы остаются в термальных водах в достаточных концентрациях и выносятся с полей гидротермальных процессов, являясь резервом для рудообразования в иных более благоприятных средах. Специфические отношения Li/Cs/Rb; Au/Ag; As/Sb/Hg; B/Cl; F/Cl коррелиция их с натриево-калиевой хлоридной составляющей гидротерм свидетельствуют о совпадении места и условий их глубинной (подкоровой) генерации и едином пути миграции.

Что касается Cu, Zn, Pb, находящихся в термальных водах областей разгрузки гидротермальных систем в низких концентрациях, отражающих отчасти их низкую растворимость в таких геохимических средах, то связь их с генерацией гидротерм остается неясной. Однако очевидно, что в условиях возникновения вторичных кислых сульфатных термальных вод, вокруг коренной гидротермальной струи происходят интенсивные процессы выщелачивания этих металлов из пород и переотложение. В силу вступают законы гидрохимии зоны гипергенеза и формирования вторичных ореолов рассеяния, подобно тем, которые возникают вокруг рудных месторождений. Вторичные процессы не затухивают первичную геохимическую специализацию гидротерм Тихоокеанского подвижного пояса на В, F, As, Sb, Hg, Au, Ag, Li, Cs, Rb, K, отличающуюся от таковой конденсатов магматических газов активных вулканов. Такая специфика является следствием различной глубинности генерации флюида.

В недрах гидротермальных систем, очевидно, существуют пять термодинамических зон минералообразования: 1) абиссальная – эндогенного флюида, недоступна для прямых определений; 2) гипабиссальная – конденсации эндогенного флюида и смешения с подземными водами, существования умеренно кислых гидротерм; 3) субвулканическая – вскипания и дегазации растворов, существования щелочных гидротерм и гидротермального пара; 4) приповерхностная – конденсации гидротермального пара, существования близнейтральных растворов, наконец, 5) поверхностная зона окисления и формирования кислых термальных вод.

На поверхности, в разломных зонах, могут проявиться субгидротермы, термальные воды и гидротермальный пар. Рудоотложение должно происходить на трех барьерах – внедрения эндогенного флюида в подземные воды, вскипания и дегазации гидротерм на уровне конденсации и окисления гидротермального пара.

Открытие одновременных гидротермальных мышьяково-сурьмяно-ртутного с золотом и серебром рудообразования и нефтеобразования в области разгрузки гидротермальной системы кальдеры Узон, известных так же и в других областях Тихоокеанского подвижного пояса, выдвигает проблему изучения нефтеносности рудопроявлений и рудоносности нефтяных месторождений, условий одновременных генерации и миграции в гидротермах рудных элементов и углеводородов.

Приуроченность современных гидротермальных процессов областей активного вулканизма к зонам разломов еще раз подтверждает ведущую роль тектоники в генерации и локализации рудных и нефтяных месторождений.

Различная метасоматическая специализация магматических конденсатных вод активных вулканов и термальных растворов гидротермальных систем способствует одновременному формированию и соответственно локализации в верхнем структурном этаже рудопроявлений различного профиля.

Определение современного гидротермального рудообразования как эндогенного приповерхностного с мантийным источником питания снимает необходимость выделения такого типа гидротермальных месторождений в класс вулканогенных, противопоставляя их плутогенным.

Характер рудопроявлений в областях разгрузки гидротермальных систем в приповерхностной обстановке имеет довольно часто гидротермально осадочный характер. Такой тип рудопроявлений должен иметь определенное значение в классе эпитермальных месторождений.

В условиях открытых гидротермальных систем и активного магматизма с областей их проявления в термальных потоках мигрируют большие массы металлов, которые при поступлении в водные бассейны должны обогащать донные осадки. В связи с этим перспективными на металлы могут быть отложения прибрежного шельфа, особенно на участках палео и современных термальных потоков, впадающих в моря и океаны.

Для суждений о генезисе термальных вод, океанических осадков и оценки роли в их образовании эндогенных эманаций используются соотношения элементов, в том числе алюминия и титана, для объяснения генезиса бокситов; железа и марганца к титану для объяснения генезиса железомарганцевых конкреций на дне океана; хлора к бром, бора к хлору и редких щелочей для объяснения генезиса термальных вод и т.д. Однако необходимо иметь в виду, что эти отношения в вулканических газах, термальных водах, осадках этих вод, гидротермально измененных породах в областях тектоно-магматической активности варьируют в широких пределах и необходимы как более массовые и достоверные сведения, так и оценка геологических данных и динамики процессов.

Мы уверены, что характеристики гидротерм гидротермального минерало- и рудообразования в областях активного вулканизма далеки от предельных. Дополнительные результаты, которые могут быть получены на новых геологических, термодинамических, физико-химических и геохимических материалах, будут способствовать дальнейшему развитию проблемы в части определения роли верхней мантии в генерации рудоносного флюида и углеводов, и роли земной коры с ее подземными водами - в рудоотложении. Безусловно, термальные воды областей тектоно-магматической активности выступают как индикаторы процессов в верхней мантии и земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. - В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 118-128.
- Аверьев В.В., Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Вулканизм и гидротермы Узон-Семячикского геотермального района на Камчатке. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 207-211.
- Аверьев В.В., Вакин Е.А. Термальные поля вулканического массива Большой Семячик. - Бюл. вулканол. станций. М.: Наука, 1966, № 42, с. 3-16.
- Аверьев В.В., Сугрובה Н.Г. Естественные термоявления на Паужетском месторождении. - В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 31-42.
- Айдинян Н.Х., Озерова Н.А., Унанова О.Г. Ртуть в современных гидротермах. - В кн.: Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М., 1970, с. 9-48.
- Арсанова Г.И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. Новосибирск: Наука, 1974. 110 с.
- Арсанова Г.И. К вопросу о происхождении перегретых хлоридных натриевых вод молодых вулканических областей. - В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 24-32.
- Басков Е.А., Суриков С.П. Гидротермы Тихоокеанического сегмента Земли. М.: Недра, 1975. 170 с.
- Белевцев Я.Н. Источники рудного вещества при метаморфогенном рудообразовании. - В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений (тезисы докладов). Москва, 1974, с. 17-20.
- Белоусов В.И., Сугрбов В.М. Геологическая и гидрогеотермическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки. - В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: 1976, с. 5-23.
- Белоусов В.И., Сугрбов В.М., Сугрובה Н.Г. Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы. - В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 23-58.
- Бескровный Н.С., Набоко С.И., Главатских С.Ф., Лебедев Б.А. Углеводы в кальдере Узон. - В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 206-210.
- Борисенко В.И. Некоторые условия миграции алюминия, железа и титана в поствулканическом и гидротермальных процессах. - Литология и полезные ископ., 1967, № 4, с. 67-75.
- Брайцева О.А., Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н. Геологическое строение Узонско-Гейзерной депрессии. - В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 10-32.

- Брайцева О.С., Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н. и др. Узонско-Семячинский вулканический район. - В кн.: Вулканы и гидротермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 139-193.
- Вакин А.Е. Гидротермы вулканического массива Большой Семячик. - В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 212-237.
- Вакин Е.А., Дегусар Э.Б., Серезников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелевского вулканического массива. - В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 58-85.
- Вакин Е.А., Поляк Б.Г., Сугробов В.М. Основные проблемы геотермии вулканических областей. - В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. М.: Наука, 1969, с. 197-202.
- Василевский М.М. Вулканизм, пропилизация и оруденение. М.: Недра, 1973, 277 с.
- Василевский М.М. Вулканогенные рудные пояса и центры. - В кн.: Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977, с. 86-95.
- Василевский М.М., Стефанов Ю.М., Широков Б.И. и др. Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки. Проблема рудной специализации этапов тектоно-магматического развития складчатых областей. - В кн.: Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977, с. 9-14.
- Василевский М.М., Тарасенко Т.В. и др. Вулканы, как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров. - В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 167-175.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов. - Геохимия, 1962, № 7, с. 555-571.
- Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 212 с.
- Власов Г.М. Геологические аспекты проблемы геотермии. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 201-207.
- Воробьев О.Г., Голева Г.А., Кононов В.И., Стырикович Б.В. Условия формирования и закономерности распространения основных типов подземных вод. Гидрогеология СССР. Т. XXIX. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1972, с. 196-226.
- Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971. 360 с.
- Вэй-Дю-Инь, Сауков А.А. Физико-химические соображения о генезисе сурьмяных месторождений. - Геохимия, 1961, № 3, с. 480-485.
- Главатских С.Ф. Распределение фаций гидротермально измененных пород. - В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.; Недра, 1974, с. 117-162.
- Голубев В.С., Карпов Г.А., Павлов А.Л. Динамика рудообразования на подвижном геохимическом барьере. - В кн.: Кинетика и динамика геохимических процессов. М., 1976, вып. 2, с. 22-39.
- Голева Г.А. Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. М.: Недра, 1968, 292 с.
- Голева Г.А. Металлоносность гидротермальных областей активного вулканизма. - В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 77-81.
- Голева Г.А. Гидрогеохимия рудных элементов. М.: Недра, 1977. 213 с.
- Заварзин Г.А., Васильев Л.В., Трыкова В.В. Об участии микроорганизмов в поствулканических процессах. - Изв. АН СССР. Сер. биол., 1967, № 4, с. 605-611.

- Зеленов К.К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1974. 243 с.
- Зотов А.В. Ярозит в осадках термальных вод о. Кунашир. - В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971, с. 165-186.
- Зотов А.В., Волченкова В.А., Котова З.Ю., Миронова Г.Д. Физико-химические условия современного образования сульфидов мышьяка в кальдере Узон на Камчатке. - В кн.: Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1978.
- Иванов В.В. О происхождении и классификации современных гидротерм. - Геохимия, 1960, № 5, с. 443-450.
- Иванов В.В. Классификация подземных вод. М.: Недра, 1965.
- Каталог действующих вулканов СССР. - Бюл. вулканол. станций, 1957, № 25, 128.
- Карпов Г.А. Экспериментальные исследования минералообразования в гидротермальных скважинах. М.: Наука, 1976. 170 с.
- Карпов Г.А., Парлов А.А. Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. 87 с.
- Кирсанова Т.П. Гидротермы Киреунской долины в Срединном хребте Камчатки. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 239-246.
- Ковалев Г.Н., Комкова Л.А., Масуренков Ю.П. О связи между некоторыми физико-химическими параметрами Налачевских гидротерм. - Бюл. вулканол. станций, 1969, № 45, с. 39-47.
- Колпакова Н.Н. О формах существования сурьмы (III) в сульфидных растворах. - В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М.: 1971, с. 197-210.
- Комкова Л.А. Зональность осадков Налачевских термальных вод. - В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974.
- Кононов В.И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М.: Наука, 1965. 146 с.
- Ланда Э.А. Об историко-геологическом направлении в учении о метасоматизме. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975, с. 7-20.
- Лебедев Л.М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965. 311 с.
- Лебедев Л.М. Современные рудообразующие растворы. М.: Недра, 1975. 260 с.
- Леонова Л.Л. Геохимическая характеристика основных и кислых вулканитов Узонско-Гейзерной депрессии. - В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 51-60.
- Логинов В.П., Русинов В.Л. Серноколчеданная залежь среди вулканогенных толщ четвертичного возраста вулкана Менделеева на Кунашире. - В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1967.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М.: Наука, 1967. 253 с.
- Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977.
- Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Геодинамика, рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Наука, 1977.
- Мельник Ю.П., Дроздовская А.А., Воробьева К.А. Физико-химический анализ условий выноса, миграции и отложения железа в современных вулканических областях. - В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 119-126.

- Меняйлов И.А., Никитина Л.П. Цинк и свинец в газах и водах вулкана Эбеко и Паужетского месторождения. - В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 103-111.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Гусева В.В., Шапарь В.Н. Результаты отбора и анализа вулканических газов на Толбачинском трещинном извержении в 1975 г. - Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 440-442.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. и др. Химизм и металлоносность магматических газов Новых Толбачинских вулканов в 1976. - Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 2, с. 450-454.
- Набоко С.И. Вулкан Кошелева и его состояние летом 1953 г. - Бюл. вулканол. станции, 1954, № 23, с. 3-24.
- Набоко С.И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. - Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1959. 304 с.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 168 с.
- Набоко С.И. Химические типы вулканических вод. - В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы. Новосибирск: Наука, 1974₁, с. 8-13.
- Набоко С.И. Металлоносность кальдеры Узон. - В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974₂, с. 162-195.
- Набоко С.И. Современные гидротермальные процессы и их связь с тектоно-магматической активностью. - В сб.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский 1974₃, с. 155-167.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф. Современная рудная минерализация в кальдере Узон. - Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 3, с. 684-687.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф. Высокремнистые цеолиты Долины Гейзеров на Камчатке. - Бюл. вулканол. станции, 1978, № 55, с. 101-107.
- Набоко С.И., Карпов Г.А., Главатских С.Ф. Минералого-геохимические особенности Апалевских термальных источников. - Бюл. вулканол. станции, 1977, № 53, с. 102-111.
- Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П. Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование. - В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965, с. 76-118.
- Набоко С.И., Филькова В.М. Осадки из кислых вулканических вод и химическая дифференциация. - Бюл. вулканол. станций, 1966, № 42, с. 33-42.
- Набоко С.И., Чеглецова Е.А. Горизонтальная метасоматическая зональность в областях разгрузки гидротермальных растворов. - В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 223-231.
- Никитина Л.П. Миграция металлов с активных вулканов в бассейны седиментации. М.: Наука, 1978, 79 с.
- Огородова А.С. Особенности гидротермального процесса в зоне кислотного выщелачивания (на примере II группы Южно-Камбального термального поля). - В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 173-185.
- Озерова Н.А., Айдинян Н.Х., Добровольская М.Г. О современном образовании ртутной минерализации в Курило-Камчатской вулканической области. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 293-299.
- Озерова Н.А., Балицкий В.С., Комова В.В. О поведении ртути и сурьмы в современных парогидротермах Курило-Камчатской вулканической зоны. - В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1971, с. 97-102.
- Озерова Н.А., Бородаев Ю.С., Кирсанова Т.П. и др. Ртутьсодержащий пирит из Двухюрточных источников на Камчатке. - Геология руд. место-

- рождений, 1970, 12, № 1, с. 73-78.
- Озерова Н.А., Лебедев Л.М., Виноградов В.И. и др. Некоторые минералого-геохимические особенности современного ртутно-сурьмяного рудообразования. - В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973, с. 50-93.
- Павлов А.Л. Физико-химическая обстановка миграции и отложения ртути и сопутствующих элементов при низких температурах. - В кн.: Вопросы металлогении ртути. М.: Наука, 1968, с. 53-74.
- Павлов А.Л. Влияние режима кислотности-щелочности растворов на миграцию элементов и образование минеральных соединений в природных условиях. - В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск: Наука, 1971, с. 78-100.
- Петров В.С. Термальные источники хр. Тумрок (Восточная Камчатка) и минеральные отложения из них. - В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970.
- Петряченко Е.Д., Авдеевнина А.А., Романова Р.И. Процессы лимонитизации на месторождении Новое (о. Итуруп). - В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1977.
- Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки. - СОПС АН СССР. Сер. Камчатская, 1937, вып. 2. 278 с.
- Пилипенко Г.Ф. Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии. - В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 83-110.
- Пилипенко Г.Ф. Парогидротермы кальдеры Узон. - В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 237-267.
- Рафальский Р.П. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. М., 1973. 288 с.
- Рундквист Д.В., Павлова И.Г. Значение зональности гидротермальноизмененных пород для выделения метасоматических формаций. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975, с. 81-91.
- Русинов В.Л. Процессы алунитизации в некоторых областях молодого вулканизма. - В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966, с. 258-269.
- Сауков А.А., Айдинян Н.Х., Озерова Н.А. Очерки геохимии ртути. М.: Наука, 1972. 336 с.
- Сергеева Э.И., Наумов В.Б., Ходаковский И.Л. Условия образования сульфидов мышьяка в гидротермальных месторождениях. - В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., 1971, с. 210-222.
- Сечевица А.М. Природа гидротермальных рудообразующих растворов. М.: Недра, 1976, с. 164.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г. Температура в недрах Паужетского месторождения по данным разведочных скважин. - В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965.
- Трухин Ю.П. Вариации химизма гидротерм и распределение ассоциаций вторичных минералов в гидротермально измененных породах (на примере Паратунского месторождения термальных вод). - В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970, с. 13-44.
- Трухин Ю.П., Петрова В.В. Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М.: Наука, 1977. 178 с.

- Уайт Д.Е. Термальные воды вулканического происхождения. - В кн.: Геохимия современного поствулканического процесса. М.: Наука, 1965, с. 78-100.
- Ходаковский И.Л. О гидросульфидной форме переноса тяжелых металлов в гидротермальных растворах. - Геохимия, 1966, № 8, с. 960-971.
- Хромова Г.А. Влияние усиления активности вулкана Эбеко на состав вод озера Горячего. - В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974.
- Церквадзе З.Я. Изучение растворимости реалгара в гидротермах в связи с переносом ртути, сурьмы и мышьяка. - В кн.: Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М., 1970, с. 65-70.
- Шеглов И.И. О современном отложении киновари в источнике Алапель. - Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 6, с. 1373-1374.
- Чухров Ф.В. Коллоидная минералогия. М.: Наука, 1955.
- Эллис А. Количественная интерпретация геохимических систем. - В кн.: Изучение и использование геотермических ресурсов. М.: Мир, 1975, с. 272-299.
- Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 242 с.
- Эрлих Э.Н., Брайцева О.А., Зубин М.М. Тектоника Узонско-Гейзерной депрессии. - В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 32-37.
- Bargar K.E., Beeson M.H., Fournier R.O., Muffler L.J.P. Present-day deposition of lepidolite from thermal waters in Yellowstone National Park. - *Am. Mineralogist*, 1973, vol. 58, p. 901-904.
- Brown P.R.L. Sulfide Mineralization in a Broadlands Geothermal Drill Hole, Taupo Volcanic zone, New Zealand. - *Econ. Geology*, 1969, vol. 64, p. 156-159.
- Ellis A.J. Present-day hydrothermal systems and mineral deposition. - In: *Minning and Petroleum Geology*. London, 1970, vol. 2, p. 211-239.
- Ellis A.J., Mahow W.A.I. Geochemistry of the Ngawha hydrothermal area. - *New Zealand J. Sci.*, 1956, vol. 9, N 5, pp. 519-539.
- Halkett I.P., Bischoff I.L. New data on the stratigraphy extent and geologic history of the Red Sea geothermal deposits. - *Econ. Geology*, 1973, vol. 68, N 4, pp. 321-325.
- Helgson H.C. Geologic and thermodynamic characteristics of the Solton Sea geothermal system. - *Am. J. Sci.*, 1968, vol. 226, N 1, p. 129-166.
- Iwasaki J., Ozawa T., Yoshida M. et al. Differentiation of magmatic emanation. - *Bull. Tokyo Inst. Technol.*, 1966, N 74, 57 p.
- Krauskopf K.B. The heavy metals content of magmatic vapour at 600°C. - *Econ. Geology*, 1957, vol. 52, p. 786-807.
- Lovering T.S. Halogen-acid Alteration of Ash at Fumarole N 1, Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. - *Bul. Geol. America*, 1957, vol. 68, N 12, p. 1585-1604.
- Matsuo S. On the origin of volcanic gases. - *J. of Earth Sci., Nagoya Univ.*, 1960, vol. 8, N 2, p. 222-245.
- Noguchi K., Nakagawa R. Arsenic and Arsenic-Lead sulfides sediments from Tomagawa Hot Spring, Akita Prefecture. - *Proc. of Japan Academy*, 1969, vol. 45, N 1, p. 45-50.
- Tanakadate H. Volcanic activity in Japan during the period between July, 1934 and October, 1935. - *Japanese J. of Astronomy and Geophysics*, 1936, vol. 13, N 2, p. 121-139.
- Weissberg B.G. Gold-silver ore-grade precipitates from New Zealand thermal waters. - *Econ. Geology*, 1969, vol. 64, p. 95-108.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава I	
ТИПИЗАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ	6
Глава II	
ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ, МИНЕРАЛЬНЫЕ ОСАДКИ, МЕТАСОМАТИТЫ И ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЧАТКИ	23
Перегретые хлоридные натриевые воды, минеральные осадки, метасоматиты и их металлоносность	23
Конденсатные гидрокарбонатные аммонийные и сульфатные аммонийные воды, минеральные осадки, метасоматиты и их металлоносность	49
Перегретые воды сложного состава, минеральные осадки, метасоматиты и их металлоносность	58
Горячие хлоридные натриевые воды, минеральные осадки, метасоматиты и их металлоносность	66
Горячие воды сложного состава, минеральные осадки, метасоматиты и их металлоносность	72
Глава III	
МИНЕРАЛЬНЫЕ ОСАДКИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД, ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ	82
Кремнистые осадки и их металлоносность	88
Сульфидная железо-мышьяково-сурьмяно-ртутная минерализация Тихоокеанского подвижного пояса	102
Сульфидное мышьяково-сурьмяно-ртутное минералообразование в области разгрузки гидротермальной системы кальдеры Узон	104
Карбонатные осадки термальных вод, их металлоносность и рудопроявления	107
Формирование железо-мышьяковой карбонатной залежи в области разгрузки Налачевской гидротермальной системы	115
Смешанные осадки термальных вод и комплексный тип рудопроявлений	121
Колчеданно-ртутное месторождение на массиве вулкана Менделеева	122
Рудоносные осадки кислых термальных вод массива вулкана Менделеева	124
Глава IV	
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМ И ПРОДУКТОВ ИХ РЕАКЦИЙ	140
Металлоносность конденсатных вод вулканов на магматической стадии активности	140

Металлоносность гидротерм на гидротермальной стадии активности вулканов	142
Металлоносность термальных вод гидротермальных систем	146
Металлоносность осадков термальных вод	148
Металлоносность гидротермально измененных пород	153
Распределение металлов между раствором, осадком и метасоматитом	163
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	189
ЛИТЕРАТУРА	192

Софья Ивановна Набоко
МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ
ГИДРОТЕРМ В ОБЛАСТЯХ
ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Утверждено к печати
Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР

Редактор Т.Ю. Маренина

Редактор издательства Т.Б. Гришина

Художественный редактор С.А. Литвак

Технический редактор Н.А. Посканная

ИБ № 17227

Подписано к печати 13.08.80. Т - 15820
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная

Усл.печ.л. 12,5 + 0,4 вкл. Уч.-изд.л. 14,1
Тираж 900 экз. Тип. зак. 1490. Цена 2р. 20к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Орден Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2р. 20к.

3591