

ГЕОХИМИЯ ЗОЛОТА И СОПУТСТВУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ: ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКОВ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА В ВУЛКАНОГЕННОМ МИНЕРАЛОБРАЗОВАНИИ

Королева Г.П.¹, Рычагов С.Н.², Сандиминова Г.П.¹, Степанов И.И.²

¹ *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия,
E-mail: korol@igc.irk.ru*

² *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
Россия, E-mail: rychsn@kcs.iks.ru*

На основе комплексного изучения современных гидротермально-магматических систем Курило-Камчатской островной дуги, находящихся на различных этапах развития, рассмотрено поведение рудных элементов на глубинных, субповерхностных и поверхностных (аквальных) геохимических барьерах. Глубинные геохимические барьеры наблюдаются в областях перехода «жидкость-пар», характеризуются гидротермально-метасоматическими процессами с обогащением щелочными и рудными элементами. Хлоридно-натриевые перегретые воды глубинного формирования, поднимаясь к поверхности, претерпевают изменения в химическом составе до сульфатных кальциевых и гидрокарбонатных натриевых. При этом, кроме процессов смешения с метеорными водами, важную роль играет дегазация газов глубинного формирования (H₂O, CO₂, H₂ и др.). Повышенные концентрации Au, Ag, As, Pb и Hg в зоне гипергенеза связаны с разгрузкой гидротермальных растворов и обусловлены изменениями pH и температуры. Гидро- и литохимические аномалии рудных элементов локализуются в пределах подвижных современных тектонических структур, которые выводят в приповерхностные горизонты глубинный гидротермальный флюид. Источником рудных элементов для гидротермальных растворов может служить неглубоко залегающий (3-5 км) периферический магматический очаг или связанные с ним остывающие интрузии диоритового-габбродиоритового состава. Мощность рудных геохимических барьеров, формирующихся в процессе длительной эволюции гидротермально-магматической системы, достигает 50-200 м и более. Концентрации рудных и щелочных элементов увеличиваются от ранних к поздним этапам эволюции систем и достигают п г/т.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 03-05-64044а, 05-05-79101к и 05-05-74029г).

GEOCHEMISTRY OF GOLD AND ASSOCIATED ELEMENTS: PROBLEMS OF ORE SOURCES IN VOLCANOGENIC MINERAL FORMATION

Koroleva G.P.¹, Rychagov S.N.², Sandimirova G.P.¹, Stepanov I.I.²

¹ *Vinogradov Institute of geochemistry, SD RAS, Irkutsk, Russia, E-mail: korol@igc.irk.ru*

² *Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia,
E-mail: rychsn@kcs.iks.ru*

The article considers the distribution of ore elements on deep, subsurface and surface (aqueous) geochemical barriers based on results obtained from comprehensive studies of recent hydrothermal-magmatic systems of the Kuril-Kamchatka island arc, being on different stages of evolution. Deep geochemical barriers are found in areas of transition “liquid-vapor”. They are characterized by hydrothermal-metasomatic processes with enrichment by alkaline and ore elements. Chloride-sodium overheated water of depth genesis uplifting to the surface undergoes changes in terms of the chemical composition up to sulfate calcium and hydrocarbonate sodium. Moreover, in addition to mixing with meteoric water, degassing of gas of originated at the depth (H₂S, CO₂, H₂, etc.) is of significance. The increased concentrations Au, Ag, As, Pb result from discharge of hydrothermal solutions and are due to sharp changes in pH and temperature. Hydro-

lithochemical anomalies of ore elements are found within mobile recent tectonic structures, which bring hydrothermal fluid in surface horizons. Periphery magmatic chamber, occurring at a shallow depth (3-5 km) or associated cooled down intrusions of diorite-gabbro-diorite composition can be the source of ore elements for hydrothermal solutions. The ore geochemical barriers, which have been forming during a long evolution of the hydrothermal-magmatic system, are 50 –200 m thick. The concentrations of ore and alkaline elements increase from early to late stages of the system evolution and reach n ppm.

The work is performed with financial support of the Russian Foundation for Basic Research (projects 03-05-64044a, 05-05 79101k and 05-05-74029g).

1. Введение

В последние десятилетия, благодаря исследованиям современных гидротермально-магматических систем в областях активного вулканизма, находящихся на различных стадиях развития (прогрессивной, экстремальной и регрессивной) в связи с разработкой концептуальной модели условий формирования эпитермальных месторождений полиметаллов и изучением геотермальных и гидротермальных рудных месторождений накоплена значительная информация [5, 14, 16, 18, 19, 28, 29, 30]. Большой авторский межведомственный коллектив на основе объединенных исследований в области изучения структуры, гидрохимии, минералогии, петрологии, геохимии и по другим направлениям в рамках целого ряда проектов выявил геологические объекты, типичные для современных вулканических островных дуг: высокотемпературные длительноживущие гидротермально-магматические конвективные системы [17]. В недрах этих систем формируются высокопотенциальные крупные геотермальные месторождения и мезо- и эпитермальные рудные проявления золото-полиметаллического и, возможно, порфирирового типов [16]. Изучение промежуточной зоны между собственно гидротермальными и магматическими условиями, которая является областью циркуляции гидротерм, содержащих повышенные концентрации химических элементов (Au, Ag, As, B, Hg, Pb, Zn, Cu, Sn, щелочей) и их соединений, показало, что именно здесь происходит интенсивная миграция рудных элементов: поступление их с определенных глубин и из вмещающих пород, перемещение в пространстве и осаждение на различных геохимических барьерах [6, 18, 22].

В теории происхождения гидротермальных рудных месторождений одним из ключевых является вопрос об источнике рудного вещества. Огромный фактический материал по изучению распределения Au, Ag, As, Pb, Hg и др. элементов в зоне гипергенеза, а также на приповерхностных и глубинных геохимических барьерах в современных гидротермальных системах и геотермальных месторождениях Камчатки (Паужетской, Мутновской, Узон-Гейзерной) и Курильских островов

(Баранского – о. Итуруп, Северо-Парамуширской – о.Парамушир) позволяет провести анализ распределения, условий образования и вероятных источников рудных элементов в структуре современной длительноживущей рудоносной гидротермально-магматической системы (ГМС). Наиболее полно и детально изучены ГМС Паужетская (Ю. Камчатка) и Баранского (о-в Итуруп), на примере которых с привлечением данных по другим модельным объектам рассмотрим вопросы геохимии золота и сопутствующих золоту рудных элементов.

2. Рудные элементы в зоне гипергенеза

Геолого-геохимическими исследованиями в областях активного вулканизма установлена огромная роль природных вод и конденсатов магматических и фумарольных газов в формировании полей рассеяния и концентрирования химических элементов. Интенсивная миграция рудных элементов происходит в пределах современных ГМС островных дуг и их наиболее активных структур - геотермальных месторождений. Зона гипергенеза этих систем несет информацию как о поверхностном и приповерхностном распределении рудных элементов, так и об их глубинных источниках [19].

2.1. Поведение рудных элементов в гидротермальных глинах на аквально и субаквально геохимических барьерах

На основе изучения аргиллизитов Паужетского геотермального месторождения отмечены повышенные содержания Au в каолинит-монтмориллонитовых глинах, приуроченных к зоне сернокислотного выщелачивания. Сульфидсодержащие голубые и серые глины, залегающие на глубине от 20-60 см до 1,5 м, и бурые глины, выходящие на поверхность, содержат Au до 20 мг/т. В отдельных пробах отмечены повышенные содержания Ag (до 500 мг/т), Sb (до 60 г/т) и As (до 300 г/т). До 100 мг/т Au установлено в сульфидах, отобранных из горизонтов синих глин. Верхняя граница горизонта сульфидсодержащих глин отвечает смене окислительно-восстановительного потенциала. Поровые растворы горизонта по химическому составу относятся к сульфатно-хлоридным кислым ($pH=0,97-3$) водным растворам с высокими концентрациями Mn (до 12 мг/л), Fe (10-580 мг/л), Zn (4-340 мг/л), Cu (0,4-33 мг/л) и Au (0,39-1,4 мкг/л) [15]. Геохимический барьер, возникающий на верхней границе горизонта синих глин, назван В.Д. Пампурой субповерхностным сульфидным [14]. По данным Г. Эверса и Р. Кейса [28], породы геотермального поля Бродленс вблизи

поверхности обогащены Sb, Au и Tl, на глубине - Pb, Zn, Ag, Cu и другими элементами. Авторы приходят к выводу, что отложение золота из горячих источников в субповерхностных условиях определяется прежде всего уменьшением содержания в водах H_2S вследствие вскипания растворов, когда значения pH (около 5) дестабилизируют бисульфидные комплексы и приводят к осаждению сульфидов As и Sb. Коллоидные сульфиды мышьяка и сурьмы действуют как эффективный концентратор Au и других металлов. Кроме выделенных геохимических барьеров, заслуживает особого внимания геохимический барьер, связанный с поверхностной разгрузкой современных гидротерм. Этот барьер весьма специфичен, что связано с характером макро- и микрокомпонентного состава и температурой разгружающихся гидротерм. О его существовании в пределах сольфатарных полей и участков разгрузки гидротерм свидетельствуют отложения самородной серы, опала, гетита, ярозита, барита, пирита, марказита и других минералов. Основным геохимическим типом глубинных высокотемпературных гидротерм большинства крупных ГМС Курило-Камчатской островной дуги являются хлоридно-натриевые субщелочные термы [14, 19]. Максимальное содержание Cl и щелочей характерно для наиболее высокотемпературных растворов, содержание кремнекислоты в них превышает 500 мг/л. По мере поступления глубинных терм к поверхности происходит интенсивное отделение парогазовой фазы, содержащей CO_2 и H_2S . Конденсаты, накапливающиеся в субповерхностной зоне, формируют новый, сульфатный, сульфатно-хлоридный и сульфатно-гидрокарбонатный тип гидротерм. Главной особенностью локализации гидротерм считается гипсометрическая “стратификация” их типов [11]: в верхней части вулканических построек расположены сольфатары, на склонах конусов и у их подножий – сульфатные кислые термы поверхностного формирования со смешанным катионным составом, а также ультракислые сульфатно-хлоридные термы, связанные с растворением в подземных водах продуктов вулканических эманаций и кремнезема; на удалении от вулканических конусов развиты слабокислые и субщелочные поверхностные источники, формирующиеся в результате смешивания поверхностных и глубинных вод. На еще большем удалении разгружаются источники хлоридно-натриевых гидротерм, обогащенные в приповерхностной зоне гидрокарбонат-ионами и имеющие региональное распространение. Содержания Au и Ag в гидротермах изученных районов варьируют от 0,004 до 0,07 мкг/л и от 0,006 до 10 мкг/л; As – 100-1000 мкг/л (Паужетское месторождение) и 60 мкг/л (Океанское геотермальное

месторождение – о. Итуруп).

Несмотря на довольно низкие содержания Au и его спутников в современных гидротермах [22], на поверхностном (аквальном) геохимическом барьере происходит их концентрирование в гейзеритах, солевых выпотах и других минеральных новообразованиях. Так, по данным анализа 63 проб гейзеритов, отлагающихся на устьях действующих скважин и у естественных выходов гидротерм, среднее содержание в них Au составляет 33,5 мг/т при максимальном 420 мг/т; Ag – 242 мг/т с max – 20 г/т; As и Sb – 20 г/т при max – 600 г/т. На площадках с активной фумарольной деятельностью развиты выпоты солей, в основном, сульфатов калия и алюминия. Средние содержания Au и элементов-спутников в них сопоставимы с их концентрациями в гейзеритах [12]. В целом, аквальный геохимический барьер характерен для ГМС Тихоокеанского вулканического пояса, где известны кремнистые отложения с высокими содержаниями Au, Ag, As, Sb и других элементов. К ним относятся геотермальные поля Новой Зеландии и Японии: еще в 1937 г. Дж. Грейдж установил в кремнистых новообразованиях содержания Au более 20 г/т и Ag – до 500 г/т (Новая Зеландия).

2.2. Рудные элементы в гидро- и литохимических потоках рассеяния

Поведение рудных элементов в гидро- и литохимических потоках рассеяния, взаимосвязь их аномальных концентраций с геологической структурой ГМС детально изучалось на Океанском месторождении парогидротерм [19], **рис. 1**. К среднему течению основного водотока площади приурочен базовый уровень дренирования гидротермальных растворов, где происходит основная разгрузка глубинных хлоридно-натриевых субщелочных терм. Гидрохимические аномалии Au, приуроченные к руслу реки, обусловлены, вероятнее всего, гидроксил- и хлорсодержащими комплексами золота [19, 22]. Небольшие по величине и содержаниям Au аномалии в донных отложениях выявлены на участках относительно опущенного блока и границе тектоно-магматического поднятия (**рис. 2**). Здесь вследствие резкой смены физико-химических условий при разгрузке ультракислых горячих терм формируется геохимический барьер с образованием отложений серы, опала, ярозита, барита, гетита, пирита, силикагеля, которые выступают в роли коллекторов электронейтральных частиц золота [5, 22]. Более высокое содержание серебра (до 0,5 г/т) в донных отложениях участка относительно опущенного блока, по сравнению с другими участками, позволяет говорить,

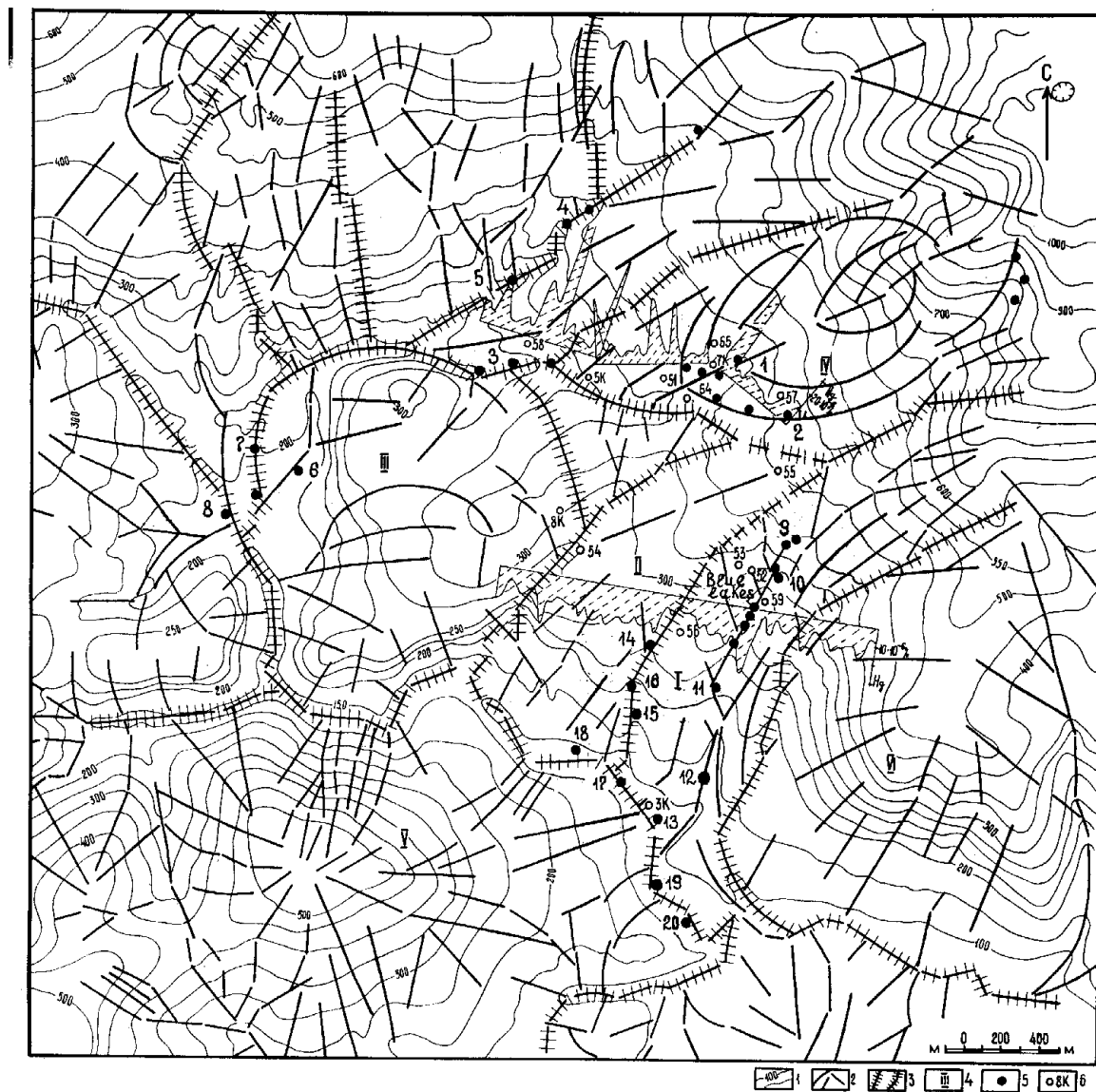


Рис. 1. Схема современной тектонической структуры геотермального месторождения Океанское (о-в Итуруп). 1 – Изолинии рельефа, 2 – тектонические нарушения, 3 – границы тектонических блоков, 4 – номера блоков, 5 – термальные источники, 6 – разведочные скважины и их номера.

учитывая условия их формирования ($pH < 4$, наличие Cl^- и барботирование H_2S), об образовании таких нерастворимых соединений как кераргирит ($AgCl$) и аргентит (Ag_2S). Слабые аномалии серебра в поверхностных водах приурочены к участкам разгрузки слабокислых и нейтральных терм, где возможно существование тиосульфатного комплекса $Ag(S_2O_3)_2^{3-}$. Слабоконтрастные аномалии мышьяка в водах также приурочены к участку опущенного блока и обусловлены миграцией соединений H_2AsO_4 и H_2AsO_3 . Литохимические аномалии As в приустьевой части образованы вследствие отложения аурипигмента - As_2S_3 [19].

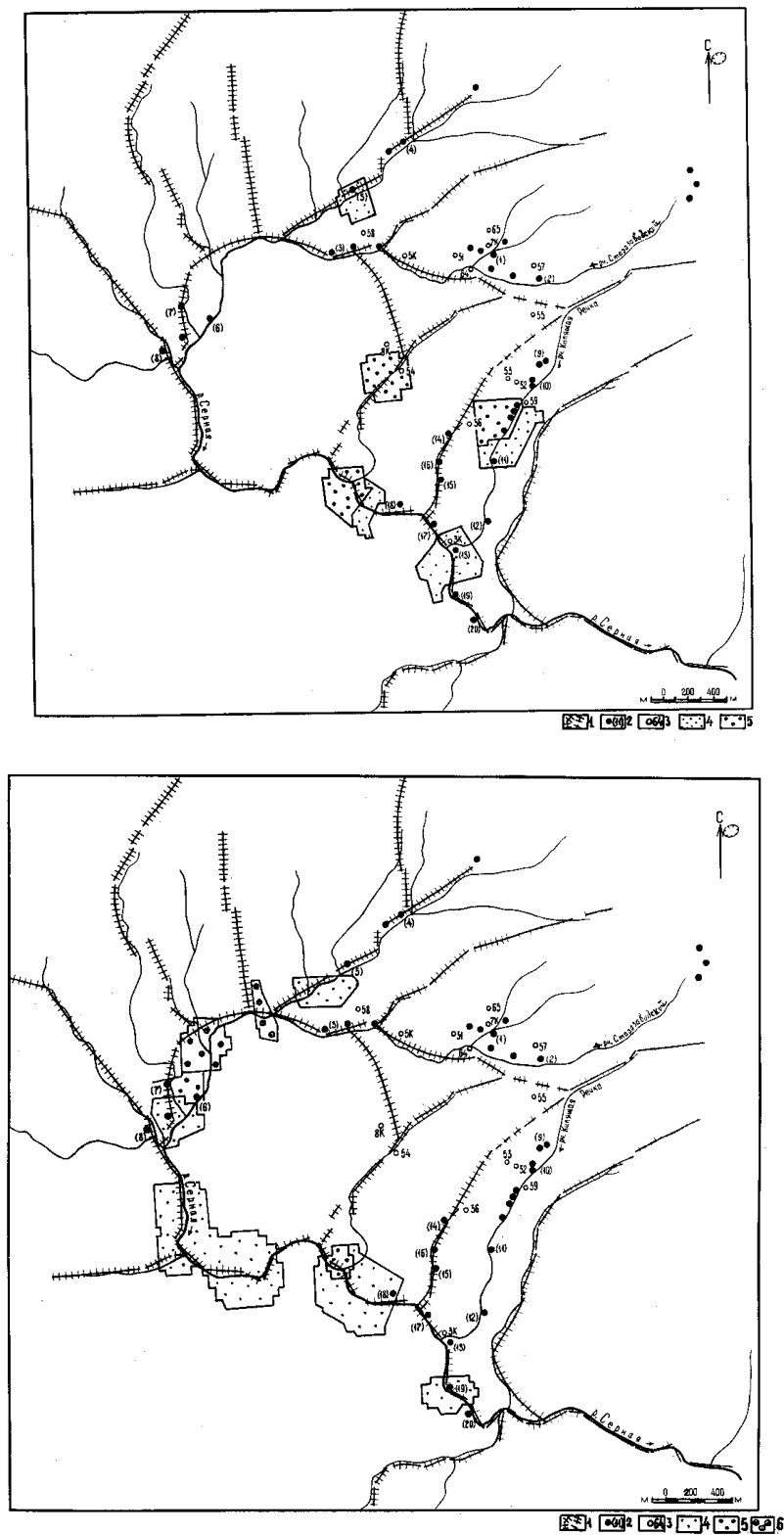


Рис. 2. Распределение золота в водных (верхний рисунок) и в донных (нижний рисунок) потоках рассеяния в пределах геотермального месторождения Океанское. 1 – Границы тектонических блоков, 2 – термальные источники и их номера, 3 – разведочные скважины и их номера, 4 – геохимические аномалии с коэффициентом контрастности = 3-5; 5 – то же, = 5-10; 6 – то же, = 10-20.

Разнообразие анионов в гидротермах района создает возможность существования многих форм свинца, как в виде комплексов, так и виде труднорастворимых солей. Аномалии Pb в поверхностных водах приурочены к участкам разгрузки кислых терм, где, вероятно, имеет место образование, в результате гидролиза, комплексных соединений $PbCl^+$ и $PbCl_3^-$ с невысокой растворимостью. Присутствие сероводорода способствует этому. Одновременно, в пределах этих же участков формируются литохимические аномалии, образованные труднорастворимыми соединениями $PbSO_4^0$ $Pb(OH)_2^0$ – более контрастные, чем гидрохимические [19].

Особый интерес представляет собой аномалия Au, Ag и Pb в донных отложениях, локализованная на границе относительно опущенного блока и тектономагматического поднятия. Для нее характерны высокие содержания элементов относительно фоновых значений. Ручей, дренирующий эту площадь, размывает скопления гейзерита. В русле ручья отмечена разгрузка теплых гидротермальных растворов. Это позволяет сделать вывод о существовании здесь геохимического барьера для силикагеля, который, в свою очередь, сорбирует нерастворимые и дисперсные частицы Au^0 , $AgCl^0$, $PbCl_2^0$, $PbSO_4^0$ [19].

Ртуть в горных породах (аргиллизированных разностях) на дневной поверхности образует поля высококонтрастных аномалий в пределах всего геотермального месторождения Океанское [21]. Аномалии с максимальными значениями содержаний Hg на современной поверхности приурочены к тектонически наиболее активным структурам – горстам и, соответственно, к зонам разгрузки высокотемпературного гидротермального флюида. По данным наших предыдущих исследований ртутью обогащены не только приповерхностные аргиллизированные породы (до 12 000 ppm), но и пропилиты отдельных глубоких горизонтов (до 1500 ppm) геотермального месторождения [21].

В целом, аномалии распределения Au, Ag, As, Pb и Hg в зоне гипергенеза ГМС имеют четкую структурную приуроченность (см. рис. 2). Гидрохимические аномалии рудных элементов тяготеют к базовому уровню разгрузки гидротермальных растворов. Литохимические аномалии концентрируются в пределах структур горстов, либо на границах геологических блоков и в зонах пересечения современных тектонических нарушений, выводящих на дневную поверхность горячие минерализованные воды. Донные осадки в местах концентрирования рудного вещества представляют собой смесь тонких частиц

опала, алуниита, ярозита, гетита, пирита и других сульфидов, что соответствует минералогическому составу разрушаемых водными потоками в этих местах коренных пород – аргиллизитов зоны кислотного выщелачивания. Эти породы, а также гейзериты, обладают высокой сорбционной емкостью по отношению к рудным соединениям и образуют толщу мощностью 50-225 м на большей части системы.

3. Рудные элементы в структуре гидротермально-магматической системы

3.1. Поведение золота и его спутников

С целью изучения поведения Au и его элементов спутников в гидротермальном процессе получены данные о содержании Au в неизменных и гидротермально-измененных вулканогенных породах, пиритах, гейзеритах, солевых выпотах и природных водах. В неизменных вулканитах содержания золота варьируют от 1 до 28 мг/т, что согласуется со сведениями в работах [1, 4]. Наибольшими средними содержаниями Au характеризуются туфы, базальты и андезиты до 10 мг/т, наименьшими – дациты и риолиты (до 5 мг/т). В целом по сравнению со средними содержаниями Au, Ag, As в четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островной дуги наибольшие их концентрации отмечены в породах Паужетского геотермального района [22]. Породы, вмещающие ГМС, в различной степени изменены гидротермально-метасоматическими процессами. Определенный тип гидротермальных изменений характеризует области перехода «жидкость-пар» или пародоминирующие системы (ПДС) [7, 31] и связанные с ними геохимические барьеры. Для них типична кварц-адуляровая минеральная ассоциация со средне-низкотемпературной пропилитизацией и гидротермальной аргиллизацией. Метасоматиты обогащены щелочными и рудными элементами: K, Zr, Pb, Cs, Au, Ag, As, В. Обнаруживаются они в широком интервале глубин (40-720 м), при тяготении к горизонту (40-500 м). Наиболее широко распространена ассоциация кварц-адуляр + рудные минералы. Мощность этих зон колеблется от первых сантиметров (в трещинах) до 160 м и более на участках тектонического или гидротермального брекчирования пород. Мощность зон в пределах горстов, в среднем, значительно больше, чем в других блоках. Наблюдается смещение повышенных содержаний Au от центральных частей ПДС к их контактам по направлению к границе поднятия. В целом, для изученных ГМС характерна последовательная смена пропилитов от высоко- к среднетемпературным вверх по разрезу, слоисто-блоковое развитие

метасоматитов, высокая степень переработки исходных пород, большая мощность зоны кислотного выщелачивания и зон перехода жидкость-пар. Хлоридно-натриевые перегретые воды глубинного формирования, поднимаясь к поверхности, претерпевают изменения в химическом составе до сульфатных кальциевых и гидрокарбонатных натриевых вод. Важную роль при этом, кроме процессов смешения различных вод в приповерхностных условиях, играет дегазация газов глубинного формирования, содержащих в своем составе H_2S , CO_2 , NO_2 , H_2 , CH_4 [9, 24].

3.2. Распределение и особенности поведения ртути

Ртуть относится к химическим элементам, обнаруживающим высокую подвижность в современных гидротермальных процессах. Поэтому условия накопления и перераспределения Hg рассматривают как индикатор тектоно-магматических условий преобразования вулканогенных пород [2, 26]. Ранее показано, что для современных высокотемпературных гидротермальных систем характерна отгонка Hg из пород и накопление ее на дневной поверхности [25]. Детальное изучение распределения Hg в коренных горных породах в разрезах многих десятков скважин ГМС Баранского, Северо-Парамуширской, Мутновской, Паужетской и Паратунской показало, что поведение Hg в ГМС не столь однозначно и может служить индикатором изменения термодинамических условий и структуры проницаемости на глубине [21].

Этот, считающийся легкоподвижным при высоких температурах, химический элемент создает аномалии повышенных концентраций в почвах и горных породах на различных глубинах. Наблюдается необычное для геотермальных проявлений распределение Hg – породы, в целом, обогащены Hg на порядок выше фоновых значений для региона: $(5-25) \times 10^{-6} \%$ против $((1-2,2) \times 10^{-6} \%$ [13]. Вместе с тем, распределение Hg неоднородно от участка к участку и зависит от геологического строения блоков пород и температуры гидротермального флюида.

В относительно опущенных блоках наблюдается чередование участков пород с низкими и высокими содержаниями Hg по всему разрезу, вплоть до забоя скважин (рис. 3). Аномально высокие содержания Hg коррелируются с зонами повышенной трещиноватости и пористости пород, участками разуплотнения на границах литологических горизонтов, зонами сульфидизации в метасоматитах. Отмечается накопление Hg в рыхлых обломочных породах, находящихся под и между потоками лав или sillами андезито-базальтов. Лавовые потоки и

субгоризонтально залегающие магматические тела, отличающиеся высокой плотностью и слабой проницаемостью для парогидротерм и газов, по-видимому, служат экранами и для флюида, насыщенного парами Hg. Корреляция распределения содержаний Hg с различными типами метасоматитов не наблюдается, но отмечается падение ее содержаний до фоновых значений в зонах перехода жидкость-пар, где брекчированные туфогенные породы полностью замещены агрегатом тонкокристаллического кварца с адуляром. Высокая открытая пористость зон перехода жидкость-пар (до 50 %) обеспечивается за счет макропор, образующихся при выщелачивании рыхлого цемента и механического вымывания обломков, через которые пары ртути легко мигрируют по разрезу. Содержание Hg в

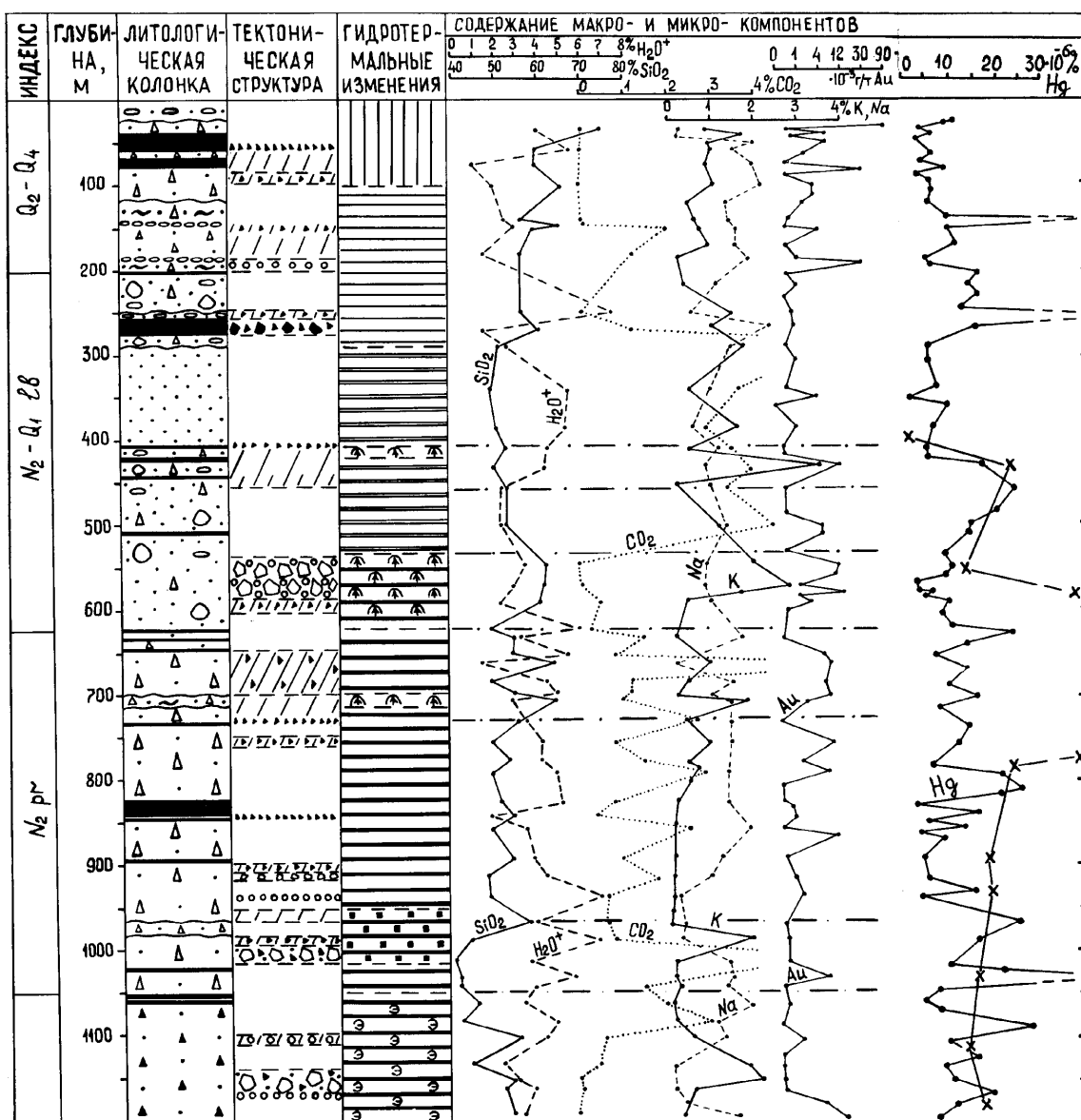


Рис. 3. Опорный геологический разрез относительно опущенного блока Океанского геотермального месторождения (колонка скважины 54). Справа показано распределение ртути в породах разреза.

мономинеральных пробах пирита еще выше, чем в породах. По-видимому, Hg локализуется не только на поверхности и в микротрещинах кристаллов пирита, но и входит в виде изоморфной примеси в структуру минерала, вследствие чего полное ее выделение происходит только при температурах разрушения кристаллической решетки (выше 450-500⁰C).

В разрезе тектоно-магматических поднятий большая часть значений Hg в породах близка к фоновым. Выделенные аномалии обнаруживают те же тенденции приуроченности к зонам дробления, литологическим и метасоматическим границам.

В породах горстов распределение содержаний ртути неравномерно от разреза к разрезу. Отдельные участки стерильны, другие включают аномалии Hg на глубинах ≥ 300 м, третьи обогащены в приповерхностных зонах. Эта особенность поведения ртути в разрезах горстов, по-видимому, связана с их высокой раздробленностью на блоки–пластины различной мощности, насыщенные разрывными открытыми тектоническими нарушениями, по которым активно циркулируют термальные и холодные метеорные воды; неоднородностью современного температурного поля и подъемом фронтов локальных тепловых потоков близко к дневной поверхности. За счет этого происходит как отгонка Hg из наиболее прогретых участков, так и ее накопление в зонах охлаждения. Об охлаждении конкретного блока в недрах ГМС свидетельствует наличие аргиллизированных пород, часто до глубин 500-700 м и более.

Изложенный материал свидетельствует в пользу интенсивной современной дегазации Hg из недр гидротермально-магматической системы прогрессивного этапа развития (Баранского, Северо-Парамуширской). Ртуть в породах ГМС находится, вероятнее всего, в свободной – атомарной форме [23], что косвенно подтверждается отсутствием находок в породах ее минералов. Минералы ртути, вероятно, могут образовываться в недрах ГМС в локальных структурах. Однако показано, что при температуре 269 ⁰C происходит полное разложение киновари и переход Hg в атомарную форму [3]. Атомы Hg при движении из недр системы к поверхности локализуются в микротрещинах, на дислокациях и в междоузельном пространстве кристаллических решеток минералов-носителей [8, 23] в пределах, прежде всего, зон охлаждения пород, где Hg накапливается. С течением времени происходит полная отгонка Hg из глубоких недр систем и концентрирование ее в приповерхностных аргиллизитах. Это служит основанием для определения относительного возраста гидротермальных систем. Таким образом, изучение

поведения Hg в горных породах, минеральных новообразованиях и почвах на дневной поверхности помогает картировать зоны восходящего потока газогидротермальных растворов («горячие» разломы), зоны инфильтрации метеорных и отработанных термальных вод на глубину («холодные» разломы), участки накопления сульфидов, а также позволяет определить этап развития ГМС. Применению ртутнометрической съемки на геотермальных объектах благоприятствуют оперативность, низкий предел обнаружения, высокая достоверность и воспроизводимость метода.

4. Геолого-геохимическая модель гидротермально-магматической системы

Всестороннее изучение ГМС Баранского с привлечением комплекса данных по другим системам Камчатки и Курильских островов, находящихся на различных этапах своего развития, позволяет предложить следующую модель (рис. 4). Гидротермально-магматическая система расположена на склоне и в недрах вулкана. Источником тепла и, по-видимому, рудных и других компонентов является крупное субвулканическое тело диоритового состава, кровля которого сложена интрузивными туфами (интрузивными брекчиями) и представляет собой зону

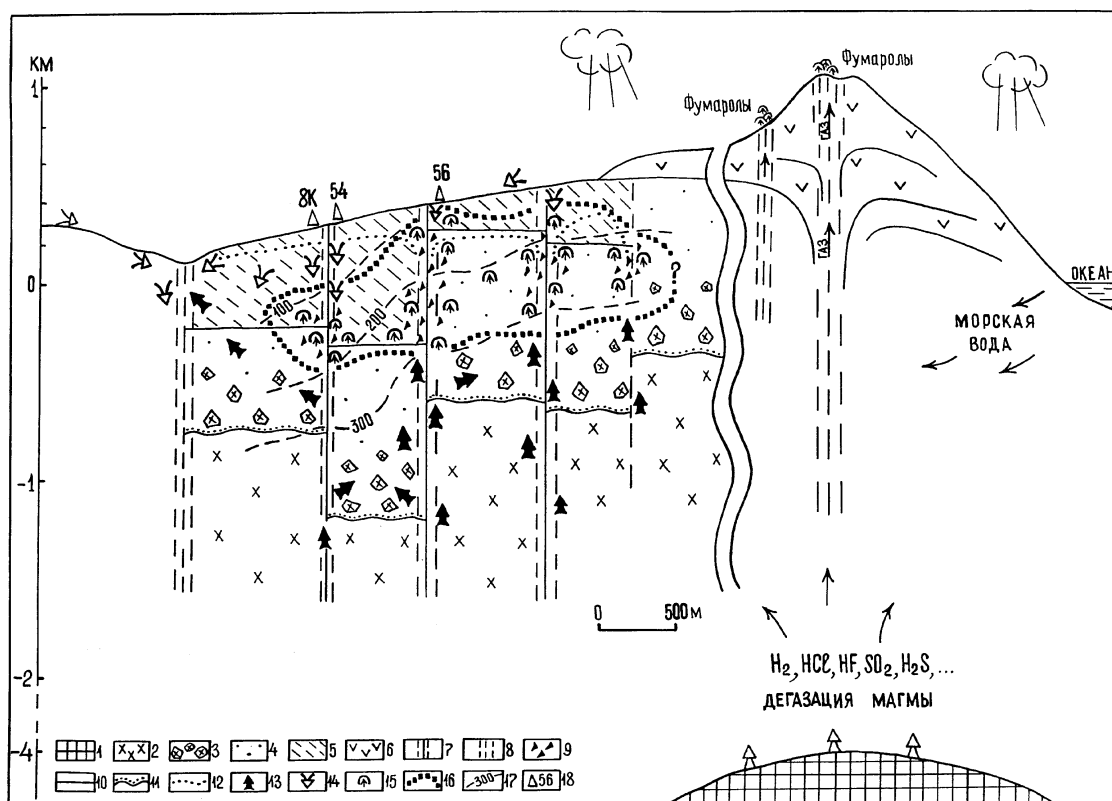


Рис. 4. Геолого-геохимическая модель современной высокотемпературной гидротермально-магматической системы Баранского, приуроченной к одноименному андезитовому вулкану Курильской островной дуги, по [19].

перетока глубинных наиболее высокотемпературных гидротермальных растворов. Диоритовое тело, в свою очередь, получает питание за счет интенсивной дегазации периферического магматического очага, расположенного на глубинах более 2-3 км, предположительно под вулканическим конусом.

Повышенные концентрации Au, Ag, As, Pb и др. рудных элементов в зоне гипергенеза связаны с разгрузкой на дневной поверхности (базовом уровне) глубинных субщелочных хлоридно-натриевых растворов. Концентрирование в донных отложениях электронейтральных частиц Au, а также труднорастворимых хлор- и серосодержащих соединений Ag, As и Pb обусловлено резким уменьшением рН и температуры растворов в приповерхностной зоне смешения глубинных субщелочных хлоридно-натриевых вод с кислыми нагретыми паром сульфатными водами, или на дневной поверхности при смешении кислых сульфатных (сульфатно-хлоридных) с метеорными водами. Гидро- и литохимические аномалии рудных элементов в зоне гипергенеза локализуются в пределах структур горстов, зонах контактов тектоно-магматических поднятий с относительно опущенными блоками и участках пересечения тектонических нарушений, открытых на глубину более 1,5-2,0 км. В области интенсивного смешения приповерхностных кислых и глубинных субщелочных вод на границах пародоминирующих зон в кварц-адуляровых метасоматитах и кварц-эпидозитах, а также частично в аргиллизированных пропилитах, откладываются сульфиды, интерметаллические соединения, самородные Au, Ag, Cu и др., их сплавы и твердые растворы. В приконтактных зонах субинтрузий при температурах более 400-500°C, вероятно, зарождается рудная минерализация типа медно-порфировой. На это указывают и данные по изучению распределения самородных металлов, их сплавов и интерметаллических соединений в глубоком разрезе Северо-Парамуширской ГМС [16]. Следует отметить также общую тенденцию повышения концентраций элементов-примесей в сульфидах и в различных породах от высокотемпературной ГМС к остывающей (**табл. 1**). В этом отношении показательно распределение содержаний Au в кайнозойских андезитобазальтах Курило-Камчатской провинции: от 1,73 мг/т [4] до 1,02-2,10 мг/т [1]. В вулканитах дацит-риолитового ряда содержание Au обычно меньше 1 мг/т [12]. По-видимому, на раннем этапе формирования систем происходит постепенное накопление Au, Ag, Pb, Zn, Cu, FeMg, Mn, K и др. в огромной массе метасоматитов. На поздних этапах, наряду с привнесением определенного количества рудных

Таблица 1. Основные характеристики распределений Au (среднее геометрическое содержаний C_{cp} и стандартный множитель γ) в гидротермально-метасоматических образованиях [20].

Тип новобразований	Гидротермально-магматическая система					
	Баранского			Паужетская		
	n	C_{cp} , мг/т	γ	n	C_{cp} , мг/т	γ
Пропилиты	21	1,58	3,01	8	7,33	1,75
Кварц-адуляровые метасоматиты	11	4,73	2,63	17	21,04	1,78
Каолинит-монтмориллонитовые глины	10	2,51	5,66	6	10,66	1,49
Гейзериты и кремневые гели	13	3,15	1,93	13	90,74	4,28
Сульфиды	-	-	-	7	7,30	3,76
Почвы термальных полей	47	7,53	2,33	106	22,29	2,92

элементов из вмещающих пород и, возможно, глубоких горизонтов, происходит в основном перераспределение рудных элементов на термодинамических и структурных барьерах, в частности, на границах крупных пародоминирующих зон. Мощность рудных геохимических барьеров, формирующихся в процессе длительной эволюции современной гидротермально-магматической системы, достигает 300-500 м и более. Концентрации рудных элементов увеличиваются от ранних к поздним этапам и могут составлять n (1-10) г/т.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Абдурахманов А.И., Федорченко В.И.** Закономерности распределения некоторых редких (Sc, Zr, V) и рудных (Cu, Au) элементов в четвертичных лавах Курильских островов // *Вулканология и сейсмология*. 1984. № 4. С. 55-66.
2. **Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А.** К поведению ртути в современном вулканическом процессе // *Современный вулканизм*. М.: Наука, 1966. С. 249-253.
3. **Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А., Волкова А.В., Шикина Н.Д.** К вопросу о летучести ртути и ее соединений // *Геохимия*. 1969. № 9. С. 251-260.
4. **Аношин Г.Н.** Золото в магматических горных породах. Новосибирск: Наука, 1977. 207 с.
5. **Белоусов В.И., Рычагов С.Н. и др.** Кремнезем в высокотемпературных гидротермальных системах областей современного вулканизма // *Экологическая химия*. 1998. Т. 7. Вып. 3. С. 200-216.
6. **Жатнуев Н.С., Миронов А.Г., Рычагов С.Н., Гунин В.И.** Гидротермальные системы с паровыми резервуарами. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 184 с.
7. **Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Миронов А.Г. и др.** Пародоминирующая система и геохимический барьер жидкость-пар Верхнего термального поля Паужетского месторождения // *Вулканология и сейсмология*. 1991. № 1. С. 62-78.
8. **Жеребцов Ю.Д.** Термоформы нахождения ртути в литохимических ореолах золото-серебряных месторождений и их поисковое значение // *Геохимия*. 1991. № 1. С. 75-87.
9. **Знаменский В.С., Никитина И.Б.** Гидротермы центральной части острова Итуруп (Курильские острова) // *Вулканология и сейсмология*. 1985. № 5. С. 44-65.

10. **Зотов А.В., Лапутина И.П., Чичагова А.В.** Мышьяковистый пирит из термальных источников о.Кунашир (Курильские острова) // Геология рудных месторождений. 1972. Т. 14. № 1. С. 125-131.
11. **Иванов Б.В.** Типы андезитового вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1990. 213 с.
12. **Королева Г.П., Ломоносов И.С., Стефанов Ю.М.** Золото и другие рудные элементы в гидротермальной системе // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 253-276.
13. **Леонова Л.Л.** Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1979. № 2. С. 179-197.
14. **Пампура В.Д.** Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск: Наука. 1985. 153 с.
15. **Пампура В.Д., Хлебникова А.А.** Условия концентрирования золота в гидротермальных системах областей современного вулканизма // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 101-110.
16. **Рычагов С.Н., Белоусов В.И., Главатских С.Ф. и др.** Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: характеристика глубокого геологического разреза и модель современного минерало-рудообразования в ее недрах // Вулканол. и сейсмология, 2002. № 4. С. 3-21.
17. **Рычагов С.Н., Белоусов В.И., Слоцов И.Б. и др.** Гидротермально-магматические системы островных дуг: эволюция геолого-гидрогеотермической структуры, гидротермальный метаморфизм, механизмы функционирования, рудообразование (результаты и программа исследований) // Современный вулканизм и связанные с ним процессы, 1999. Петр.-Камчатский: ИВ ДВО РАН. С. 96-99.
18. **Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И.** Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минерало-рудообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о-в Итуруп) // Геол.орудн. м-ний. 1996. Т. 38. № 1. С. 31-40.
19. **Рычагов С.Н., Королева Г.П., Степанов И.И.** Рудные элементы в зоне гипергенеза месторождения парогидротерм: распределение, формы миграции, источники // Вулканология и сейсмология. 2002. № 2. С. 37-58.
20. **Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Степанов И.И.** Пирит как индикатор структуры современной высокотемпературной гидротермальной системы и проблема источника рудного вещества // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4-5. С. 43-53.
21. **Рычагов С.Н., Степанов И.И.** Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: особенности поведения ртути в недрах // Вулканология и сейсмология, 1994. № 2. С. 41-52.
22. **Структура гидротермальной системы.** М.: Наука, 1993. 298 с.
23. **Степанов И.И., Стахеев Ю.И., Мясников И.Ф., Сандомирский А.Я.** Новые данные о формах нахождения ртути в горных породах и минералах // Доклады АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 1007-1011.
24. **Таран Ю.А., Знаменский В.С., Юрова Л.М.** Геохимическая модель гидротермальных систем вулкана Баранского (о-в Итуруп, Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4-5. С. 95-115.
25. **Трухин Ю.П., Степанов И.И., Шувалов Р.А.** Ртуть в современном гидротермальном процессе. М.: Наука, 1986. 199 с.
26. **Уайт Д.Е., Уоринг Дж.А.** Вулканические эманации // Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965. С. 9-48.
27. **Чернова А.Е., Озерова Н.А., Голованова Т.И. и др.** Новые данные о ртутьсодержащих пиритах Двухъярточных источников (Камчатка). Современное вулканогенно-гидротермальное минералорудообразование: Материалы первой сессии Камчатского отделения ВМО. Владивосток: Издательство ДВО АН СССР, 1992. Т. 2. С. 3-13.
28. **Ewers G.R., Keays R.R.** Volatile and precious metal zoning in the Broadlands geothermal field, New Zealand // Econ. Geol. 1977. V. 72. P. 1337-1354.
29. **Giggemach W.F., Garcia N.P., Londono A., et al.** The chemistry of fumarolic vapor and thermal-spring discharge from the Nevado del Ruiz volcanic-magmatic-hydrothermal system, Colombia // J. Vol. Geotherm. Res. 1990. V. 42. Pp. 13-39.
30. **Hedenquist J.W., Izawa E., Arribas A., Whiti N.C.** Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration. Resource Geology, 1996. Special Publication, Number 1. 17 p.
31. **White D.E., Muffler L.J., Truesdell A.H.** Vapour-dominated hydrothermal systems compared with hotwater systems // Economic Geology. 1971. V. 66. N 1. Pp. 75-97.