

С. И. НАБОКО

**СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ
И МЕТАМОРФИЗМ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД**

Активный вулканизм Земли сопровождается интенсивными гидротермальными процессами, следствием которых является широкое развитие современного минералообразования и метаморфизма вулканических пород.

Камчатка и Курильские острова — области современного вулканизма, районы проявления его представляют собой прекрасный объект для изучения поствулканических процессов во всем их многообразии.

Наиболее интенсивные гидротермальные процессы связаны с извержениями кислых андезитовых или андезито-дацитовых лав и часто бывают приурочены к экструзиям послекальдерного периода эволюции стратовулканов.

В межпароксизмальные периоды стратовулканов с эффузивной деятельностью — излияниями базальтов, обычно наблюдается эмиссия газов и рассеивание их в атмосфере. Это характерно для центральных кратеров базальтовых вулканов, фиксирующих каналы, по которым происходит извержение. Свободное газоотделение характерно также для базальтовых потоков, маломощных, вследствие их незначительной вязкости и подвижности, и быстро затвердевающих. Поэтому на вулканических аппаратах и по их периферии длительные газогидротермальные процессы в базальтовую стадию эволюции обычно не проявляются, а окончательно остывшие продукты извержения остаются свежими с пустыми порами.

В отличие от вулканов, изливающих преимущественно базальты, с вулканами, извергающими в заключительную стадию эволюции более кислые лавы, связано широкое развитие газогидротермальных процессов, проявляющихся на вулканических аппаратах в виде сольфатарных полей, а по периферии вулканов в виде многочисленных выходов термальных источников. В районах разгрузки термальных вод наблюдается интенсивный гидротермальный метаморфизм вулканических пород.

Развитие термальных источников в областях активного вулканизма вызвано главным образом гидрогеологическими условиями. Не останавливаясь на вопросе формирования термальных вод, отметим, что многочисленные термальные источники Камчатки выходят в районе Восточно-Камчатской активной зоны (включая юг Камчатки), представляющей собой область молодого поднятия (молодой ороген), а также в районе Срединного Камчатского хребта — древнего антиклинория с затухающей вулканической деятельностью.

В области Центральной Камчатской депрессии, представляющей

межхребтовый грабен с интенсивным современным вулканизмом, термальные источники не известны, хотя сольфатарная деятельность некоторых вулканов этой зоны, извергающих андезиты (вулканы Шевелуч, Безмянный), подобна той, которая имеет место на вулканах Восточно-Камчатской активной зоны.

Сами извержения вулканов, только частично отражающие глубинные магматические процессы, ведут в основном к рассеиванию в атмосфере летучих компонентов магмы. В результате быстрого подъема магмы из глубин на поверхность Земли летучие, растворенные в магме, в условиях атмосферного давления свободно дестиллируют из нее, и извергнутый лавовый материал быстро остывает.

Около выходов газов минералообразование происходит не интенсивно, и большинство минералов возгонов не сохраняется вследствие хорошей растворимости их в воде. Автотеморфизм в извергнутых лавовых и агломератовых продуктах носит узко локальный характер и ограничивается незначительным газовым фторметасоматозом, аргиллитизацией и окислением лавы газами. Подавляющая масса окончательно остывших лав и пирокластики остается неизменной.

Интенсивный гидротермальный метаморфизм вулканических пород происходит в течение длительной поствулканической стадии в определенной гидрогеологической и геотермической обстановке в условиях насыщенности пород обильными вадозными водами, активизированными вулканическими эксгаляциями. Мы предлагаем называть эти воды субгидротермами в отличие от глубинных гидротерм, отделяющихся от интрузий, подчеркивая этим, что формирование субгидротерм происходит в условиях приповерхностного горизонта. Вероятно, большие массы метаморфических пород в областях древнего вулканизма могли возникнуть под воздействием субгидротерм, подобных современным.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

Современные гидротермы в областях активного вулканизма возникают в определенных геологических условиях при участии вадозных вод и при температурах, обеспечивающих наличие жидкой фазы воды. Движение гидротерм обуславливается гидрогеологическими условиями, а места разгрузки их—наличием зон дробления.

По всем данным непосредственных наблюдений, современные гидротермы формируются в областях активного вулканизма в результате конденсации и растворения в вадозных водах вулканических эксгаляций и обменных реакций этих вод с породами. Глубинность зарождения гидротерм обусловлена геотермическим режимом: при значительном прогреве, связанном с активным состоянием вулкана, гидротермы возникают на поверхности Земли. Они приурочиваются к выходам вулканических газов (сольфатарным полям), если рельеф допускает скопление атмосферных и грунтовых вод. В областях меньшего прогрева пород гидротермы формируются на глубине при растворении магматических эксгаляций в подземных водах. Положение участков разгрузки гидротерм зависит от гидрогеологических и тектонических условий, эти участки иногда значительно отстоят от мест зарождения гидротерм.

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

Для современных гидротерм, вызывающих интенсивный метаморфизм пород, характерны следующие признаки.

1. Водообильность за счет вадозных вод с некоторой долей конденсированной магматической воды.

2. Высокая нагретость — от 100° на поверхности Земли до 270° на глубине первого километра. Нагрев вод обусловлен вулканическим теплом, переносчиком которого в основном являются вулканические газы.

3. Малая концентрация гидротерм порядка нескольких граммов на литр растворенного минерального вещества, что обозначает десятые доли процента от всей массы воды (0,3—0,5%).

Исключение составляют ультракислые (рН отрицательный) гидротермы, формирующиеся в местах выхода вулканических газов на недавно извергавшихся вулканах (например, Эбеко на о-ве Парамушир), где минерализация (в основном соляная кислота) в засушливое время лета достигает 60 г/л, т. е. 6 весовых процентов.

4. Насыщенность вулканическими газами: углекислотой, сероводородом и другими.

5. Меняющаяся кислотность — от ультракислых вод с отрицательным рН до щелочных с рН, равным 8—9. Изменение кислотности гидротерм обусловлено обменными реакциями с вмещающими породами, отделением газов CO_2 , H_2S по мере приближения гидротерм к поверхности земли, окислением и другими причинами.

6. Непостоянный ионный состав, зависящий от состава вулканических эксгаляций на различных этапах состояния вулкана, непрерывных реакций с вмещающими породами и от отделения газов.

Таким образом, состав гидротерм зависит от следующих факторов:

а) состава магматических эксгаляций, являющихся следствием остывания магмы (галоидно-сернисто-углекислая стадия высокотемпературного состояния магмы, сернисто-углекислая и углекислая стадии эксгаляций последующих стадий остывания магмы);

б) степени прогрева горных пород, обуславливающих глубину, до которой проникают вадозные воды и на которой происходит растворение в водах и конденсация магматических газов (глубинная восстановительная обстановка или приповерхностная окислительная);

в) трещиноватости и проницаемости пород, влияющих на циркуляцию вод;

г) состава вмещающих толщ, являющихся дополнительным источником минерального вещества гидротерм, так как при воздействии на них гидротерм происходят обменные реакции.

В результате наличия указанных условий в областях активного вулканизма возникают гидротермы различной кислотности-щелочности и различного состава.

УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД

Современный гидротермальный метаморфизм вулканических пород охватывает площади в несколько квадратных километров, а при тесном расположении вулканических аппаратов и районов разгрузки глубинных гидротерм — сотни квадратных километров. Скважины, пробуренные в областях современных гидротерм, вскрывают гидротермально измененные породы на километровую глубину.

Гидротермальный метаморфизм вулканических пород с проявлением вертикальной метасоматической зональности происходит под воздействием гидротерм, имеющих температуру около 270° на глубине первого километра и около 100° на поверхности Земли, концентрацию растворенных веществ 0,3—0,5% от массы воды, рН — от отрицательного значения до 9.

Метаморфизм пород протекает при инфильтрации растворов по порам в породах и переносе минерального вещества растворителем. В силу высокой температуры и насыщенности газами гидротермальные растворы имеют высокую подвижность и агрессивность по отношению к породам.

Характер гидротермального метаморфизма вулканических пород зависит от ионного и газового составов гидротерм, их кислотности, температуры и глубинности процесса. Процессы гидротермального метаморфизма в областях активного вулканизма могут протекать как вблизи вулканических аппаратов, где они приурочены к участкам относительно недавних извержений и современного газопроявления (к сольфатарным полям), так и в областях разгрузки глубинных гидротерм, часто разобщенных с вулканами.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД ВБЛИЗИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АППАРАТОВ

В районах газопроявлений активных вулканов характер возникающих гидротерм зависит от состава и температуры вулканических газов, отражающих определенную стадию остывания магмы. На активных, недавно извергавшихся вулканах, таких как Эбеко на о-ве Парамушир, вулкан Заварицкого на о-ве Симушир, на поверхности Земли образуются гидротермы, обогащенные хлором. На вулканах, находящихся в длительном состоянии покоя и характеризующихся сернистой стадией эксгаляций, образуются кислые гидротермы, богатые сульфатным ионом. В участках непрерывного поступления в кратерные водоемы вулканических газов возникают уникально кислые гидротермы (с отрицательным рН и большим количеством свободной соляной кислоты, достигающей десятков граммов на литр) и происходит обильное серообразование, приводящее к формированию осадочных озерных месторождений серы. Реакции с породами в этих случаях ограничены, можно думать, что такие гидротермы являются менее всего измененными. В результате взаимодействия с породами, потери летучих, окисления и в связи с этим изменения кислотности-щелочности, меняется состав гидротерм и характер их реакций с породами.

В случае значительной концентрации вулканических газов и присутствия в них галоидных газов наравне с преобладающими углекислыми и сернистыми газами возникают кислые растворы, содержащие ион хлора, под влиянием которых породы перерождаются в опалиты с кристобалитом. Все породообразующие (Al, Fe, Ca, Mg, Na, K) и рудные компоненты породы, кроме кремния и титана, переходят в раствор. Полностью выщелоченные породы сохраняют свою первоначальную структуру и имеют часто по отношению к микроэлементам стерильный состав. Одновременно с сохранением структуры породы развивается весьма подвижный гель кремнекислоты, заполняющий трещинки и пустоты в выщелоченных породах. Железо, перешедшее в раствор, окисляется и осаждается с образованием отложений лимонита.

Таким образом, при метаморфизме вулканических пород кислыми хлоридными гидротермами формируются опалиты с локальным обогащением гидратами железа. Сами гидротермы в этом случае обогащаются Al, Fe, Ca, Mg, Na, K и рудными, переносят эти компоненты и осаждают их в других условиях.

В случае значительных концентраций в вулканических газах сернистых соединений и в результате этого обогащения возникающих гидротерм сульфатным ионом, при кислотном выщелачивании пород такими растворами алюминий и щелочи связываются в основную соль — алу-

нит, который вместе с опалом замещает породу. Структура первоначальной породы в этом случае также сохраняется. Выщелоченные компоненты осаждаются в трещинах метаморфизованных пород в виде опала, алуниита и ярозита. Высокие концентрации сероводорода обеспечивают обильное образование серы и сульфидов. Металлы, входящие в сульфиды, заимствованы из вулканических пород при кислотном выщелачивании последних. В разрезе здесь проявляется резкая вертикальная зональность, выраженная сменой зоны обеленных опаловых и алуниитовых пород зоной, обогащенной сульфидами — пиритом и марказитом с примесью сульфидов свинца, молибдена и других металлов.

В случае незначительных концентраций сернистых газов возникают слабокислые растворы, богатые углекислотой; при воздействии их на породы происходит каолинизация последних. В каолинитах с гидроокислами железа присутствует опал, гипс, алуниит. Этот процесс в районах действия гидротерм приводит к интенсивной концентрации алюминия и железа и к выносу из пород кальция, магния и щелочей. Вертикальная зональность проявляется в смене (сверху вниз) окисленных красных глин, состоящих из каолинита и лимонита, каолинитом с сульфидами железа, а еще глубже минералами группы монтмориллонит-бейделлита.

Вблизи многих вулканов Камчатки и Курильских островов, длительно находящихся в сольфатарном состоянии, огромные массы вул-

Таблица 1

Химические составы гидротермально измененных пород аппаратов вулканов

Компоненты	№ анализов					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	92,64	92,50	53,34	47,90	9,02	58,82
TiO ₂	1,09	1,04	0,57	0,71	Следы	0,70
Al ₂ O ₃	1,80	2,82	30,05	18,73	0,69	17,63
Fe ₂ O ₃	0,36	0,14	0,86	0,20	—	3,52
FeO	Следы	—	0,38	0,52	Следы	3,56
MnO	Следы	—	0,02	Следы	То же	0,14
MgO	0,22	0,14	Следы	Следы	»	3,12
CaO	0,20	1,10	То же	0,30	»	6,69
Na ₂ O	Следы	Следы	»	2,16	»	3,24
K ₂ O	Следы	Следы	»	2,17	»	1,47
H ₂ O ⁻	} 2,70	} 1,23	2,64	0,40	} 3,56	} 0,39
H ₂ O ⁺			10,70	9,60		
SO ₃	0,54	0,07	Следы	16,66	4,96	0,06
FeS ₂	—	—	—	—	82,98	—
As ₂ O ₃	1,09	—	—	—	—	—
Сумма	99,55	99,14	98,56	99,35	100,71	100,00

1. Опаловая порода из сольфатарного поля вулкана Менделеева, о-в Кунашир Т около 100°. Аналитик В. Г. Сильниченко.

2. Опаловая порода Нижне-Менделеевского вулкана, о-в Кунашир. Аналитик В. Г. Сильниченко.

3. Каолинит сольфатарного поля вулкана Кошелева на Камчатке. Т около 100 Аналитик Н. Н. Постникова.

4. Алуниито-опаловая порода сольфатарного поля вулкана Кошелева на Камчатке Т около 100°. Аналитик Н. Н. Постникова.

5. Опалово-мельниковитовая порода сольфатарного поля вулкана Менделеева.. о-в Кунашир. Образец взят на глуб. 8 м при Т около 100°. Аналитик В. Г. Сильниченко.

канических пород в настоящее время перерождены в опалиты, алуниты и каолиниты иногда со значительными концентрациями сульфидов. В табл. 1 приведены химические составы этих пород.

Гидротермальный процесс такого характера приводит к образованию формаций вторичных кварцитов с серой, алунитом и сульфидами.

Прекрасный пример вторичных кварцитов можно наблюдать на месторождении «Серное кольцо» о-ва Парамушир (см. табл. 2). Древние четвертичные лавы и туфы перерождены в опалиты, обогащенные серой и баритом. В буровой скважине на глубине 20 м в опалите появляются пятна загрязненного кварца; количество кварца с глубиной увеличивается. На глубине 6—8 м появляются алунит и сульфиды железа. Последние рассеяны по всей массе породы или вместе с кварцем и серой выполняют трещинки.

На интервале 140—178 м скважина пересекла слабоизмененные лавы андезито-базальтового состава. Новообразования в них незначительные: по цветному компоненту развивается хлорит, пустоты и трещинки заполнены вторичным гребенчатым кварцем. Изредка наблюдается кальцит. Сульфиды приурочены к трещинкам, секущим породы. Характер изменения пород близок к пропилитизации.

В табл. 2 приведены химические составы основных типов измененных пород.

Таблица 2

Химические составы измененных пород из формации вторичных кварцитов «Серное кольцо», о-в Парамушир

Компоненты	№ анализов					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	93,95	74,59	81,59	80,06	54,70	55,02
TiO ₂	Следы	Следы	0,53	0,50	0,34	1,22
Al ₂ O ₃	2,34	20,00	0,98	6,51	18,89	21,20
Fe ₂ O ₃	0,39	0,45	0,13	0,34	9,67	1,91
FeO	0,17	0,09	—	—	—	0,21
CaO	Следы	Следы	0,64	1,55	0,80	0,68
MgO	Следы	То же	0,31	0,33	0,78	1,49
MnO	Следы	»	Следы	Следы	Следы	Следы
BaO	Следы	»	10,21	Следы	Следы	Следы
Na ₂ O	0,19	0,25	0,03	0,52	0,40	0,75
K ₂ O	0,06	0,11	0,07	0,90	1,08	1,57
P ₂ O ₅	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	0,09
H ₂ O ⁻	0,05	1,67	0,05	0,34	0,68	1,58
H ₂ O ⁺	2,43	2,79	—	3,66	—	4,93
SO ₃	—	0,07	5,28	5,32	22,28	4,09
S	—	—	—	—	—	5,74
Сумма	99,58	100,02	99,74	99,97	100,42	100,48

1. Кварцит (поверхность земли).

2. Каолинит + опал (поверхность земли).

3. Кварцит с баритом (поверхность Земли). Аналитик В. Г. Сильниченко.

4. Кварцит с алунитом (глубина 68,4 м). Аналитик В. Г. Сильниченко.

5. Кварцит обогащенный сульфидом и алунитом (глубина 104,9 м). Аналитик В. Г. Сильниченко.

6. Пропилитизированный андезит (глубина 199 м).

Анализы образцов 1, 2, 6 произведены в химической лаборатории Сахалинского комплексного института.

Как мы видим, ассоциация измененных пород на «Серном кольце» весьма близка к таковым современных сольфатарных полей, расположенных на вулканах.

Гидротермальный метаморфизм вулканических пород в описанном типе гидротермального процесса выражается в кислотном выщелачивании пород и осаждении выщелоченных компонентов.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ОБЛАСТЯХ РАЗГРУЗКИ ГЛУБИННЫХ ГИДРОТЕРМ

В областях активного вулканизма, наряду с выходами термальных вод, приуроченных к вулканическим постройкам, в пониженных участках и зонах нарушений обычно в значительном удалении от вулканов наблюдаются выходы гидротерм, фиксирующие районы разгрузки глубинных гидротерм.

Глубинные гидротермы обычно бывают приурочены к троговым впадинам, заполненным вулканокластическим материалом. Нагревание гидротерм и обогащение их вулканическими газами связаны с очагами, активного вулканизма в областях поднятий, сопряженных с областями опусканий. Области разгрузки глубинных гидротерм обычно связаны с пониженными участками и зонами дробления и поэтому часто удалены от областей их формирования и вулканических аппаратов.

При выходе на поверхность Земли гидротермы различных вулканических областей, как, например, Новой Зеландии, Йеллоустонского парка в Северной Америке, Камчатки, имеют довольно близкий состав и представляют собой перегретые натрово-хлоридные воды с азотом, углекислотой и сероводородом, богатые кремневой и борной кислотами. Во всех этих районах, изученных с помощью глубокого бурения, в гидротермально измененных породах обнаружена вертикальная зональность близкого характера, но с некоторой специфичностью, обусловленной, главным образом, температурой гидротерм.

На Камчатке в районе Паужетских терм поверхностная зона аргиллитизации (каолинизации) сменяется ниже зоной цеолитизации с незначительной фельдшпатизацией и еще ниже зоной пропилитизации, вскрытой до глубины 800 м (табл. 3).

Таблица 3

Характер вертикальной зональности в гидротермально измененных породах Паужетки (Камчатка)

Глубина, м	Т° С	Зоны	Новообразования
0—5	100	Аргиллитизации	На поверхности Земли каолинит с гидратами железа, глубже каолинит с сульфидами железа
30—250	140—190	Цеолитизации	Ломонтит, реже адуляр, кальцит, хлорит
250—800	160—120	Пропилитизации	Кальцит, хлорит, пирит, ангидрит, гидрослюда, цеолит (редко). В небольших количествах эпидот.

Наиболее характерным гидротермальным минералом на Паужетке является цеолит-ломонтит. Максимальное развитие адуляра приурочено к верхним горизонтам зоны цеолитизации (глубина 50—150 м), где адуляр замещает плагиоклаз.

Кальцит образуется на всех глубинах, однако максимальное развитие его приурочено к зоне пропилитизации. Здесь он замещает в вулканических породах, например, в туфах, плагиоклаз, цветные компоненты, связующую пелитовую массу, а также заполняет пустоты и трещинки. Так же, как и кальцит, на всех глубинах образуется хлорит; максимальное развитие его наблюдается в зоне пропилитизации. Хлорит замещает плагиоклаз, цветные компоненты и заполняет трещинки, и пустоты. Максимальное развитие пирита приурочено к зоне пропилитизации, а также к поверхностной зоне каолинизации.

В Йеллоустонском парке Северной Америки кремнеземные породы на глубине сменяются породами, обогащенными кварцем, кальцитом и гематитом. Глубже залегает зона цеолитизации с гейландитом в верхних горизонтах и анальцимом в нижних, сменяющаяся зоной фельдшпатизации, для которой характерно развитие ортоклаза (табл. 4).

Таблица 4

Характер вертикальной зональности в гидротермально измененных породах Йеллоустонского парка (Северная Америка)

Глубина, м	Т° С	Зоны	Новообразования
0—18,5	—	Окремнения	Опал, цементирующий гравий
18,5—20,4	—		Кварц, ортоклаз, окал, кальцит, гетит, цементирующие обломки риолита
20,4—28,3	132	Цеолитизации	Гейландит
28,3—62,6	132		Анальцим
	155	Фельдшпатизации	
68,7	159		Кварц и ортоклаз (в жилах)
89,2	171		
95,5	175		Кварц и ортоклаз замещают дацит и риолит
124	180		

Ортоклаз, богатый натрием, замещает плагиоклаз. В гейландите часть кальция замещена натрием и калием.

В районе выхода кислых сульфатных вод наблюдается иной характер гидротермального метаморфизма пород (табл. 5).

В приповерхностной зоне риолиты превращены в глины, состоящие почти нацело из SiO_2 , Al_2O_3 и H_2O . На глубине 10 м полевои шпат частично превращен в глинистое вещество. По представлениям Феннера, образование глин в этом районе происходит в приповерхностных зонах при воздействии на породы сернокислых, а на большей глубине — углекислых растворов. Соответственно в приповерхностной зоне образуется каолинит, а на глубине бейделлит. Феннер считает, что характер метаморфизма пород обусловлен количеством воды и глубиной, до которой она проникает. В Верхнем бассейне большие количества воды достигают значительной глубины. Вулканический углекислый газ растворяется в глубинных нагретых водах, которые воздействуют на породы; при этом растворы насыщаются кремнекислотой и щелочными металлами. При продвижении вод в верхние горизонты в породах происходит замещение натрия калием и отложение SiO_2 . На поверхности мы имеем щелочные воды, богатые натрием. В бассейне Норис количество воды и глубина, до которой она проникает, незначительны,

характерно уменьшение роли CO_2 . Полевые шпаты разрушаются с образованием глин; H_2S около поверхности окисляется до H_2SO_4 , происходит сернокислотное разложение пород с образованием каолинитов. Бейделлит образуется там, где восходящие щелочные воды встречаются с нисходящими кислыми грунтовыми водами.

Таблица 5

Характер гидротермального метаморфизма пород в районе выходов кислых вод. Иеллоустонский парк в Северной Америке (бассейн Норрис)

Глубина, м	Т °С	Новообразования
0—6,1	95	Каолинит, кристобалит, кварц, тридимит
6,1	121	Бейделлит и каолинит замещают породы
21,4		
60,4		
61,1	136—160	Порода перерождена в глинистые минералы, в частности в бейделлит
67,1		
74,4		
75,5		
80,2		

По данным Барта (Barth, 1954), изменение базальтов Исландии щелочными водами незначительно и несколько отличается от гидротермального перерождения риолитов Иеллоустонского парка. При взаимодействии щелочных вод с породами в последние вводятся вода, углекислота и некоторое количество натрия, и тогда, несмотря на незначительное изменение химического состава, порода полностью перекристаллизовывается. Вместо Лабрадора и пироксена образуются цеолиты и хлориты. Барт считает, что при этом не происходит замещения натрия калием, как это имеет место в Иеллоустонском риолите, а, наоборот, натрий из растворов вводится в породу.

Таблица 6

Характер вертикальной зональности в гидротермально измененных породах в Новой Зеландии (месторождение Вайракей)

Глубина, м	Т °С	Зоны	Новообразования
0	—	Аргиллитизации	Каолин, замещающий кислые туфы
5	—		В каолинитах присутствует алунит и пирит
5	—		Монтмориллонит-бейделлит
30	—	Цеолитизации	Птилолит, сменяющийся вайракином
30	60		
70	124		
От 70 м и глубже	124	Фельдшпатизации	Основным новообразованием является адуляр
	198		

В Новой Зеландии характер гидротермального метаморфизма пород сходен с таковым на Паужетке (Камчатка). На поверхности образуется каолиниты с незначительным количеством опала, среди глинистых минералов появляется алунит, который распространяется до глубины

18 м (табл. 6). На глубине 27 м преобладают монтмориллонит и пирит, на глубине 30 м появляется сидерит. Плагиоклаз в этой зоне не аргиллитизирован и местами замещен кальцитом.

Начиная с глубины 30 м, среди новообразований преобладает птилолит, который заполняет пустоты. Совместно с ним развивается цеолит — вайраakit — и в единичных случаях встречен гейландит. В некоторых скважинах вместо цеолита обнаружены альбит и кварц.

Ниже 70 м преобладает адуляр, образовавшийся по плагиоклазу. Совместно с адуляром образуются титаноморфит и кварц. Более редок птилолит.

Химическое изменение пород под влиянием гидротерм прекрасно видно на примере Вайракей, Новая Зеландия (табл. 7).

Таблица 7

Химические составы гидротермально измененных и свежих пород в районе Вайракей в Новой Зеландии¹

Компоненты	№ анализов				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	73,86	72,05	69,20	75,93	73,47
TiO ₂	0,37	0,34	0,51	0,21	0,29
Al ₂ O ₃	13,53	15,46	14,40	12,84	14,56
Fe ₂ O ₃	1,35	0,48	0,58	0,34	1,75
FeO	1,53	1,47	2,19	1,07	0,66
MnO	0,16	0,06	0,10	0,05	0,09
MgO	1,28	0,84	0,58	0,22	0,24
CaO	2,22	2,93	1,00	1,45	1,36
Na ₂ O	1,61	1,87	0,93	4,00	4,31
K ₂ O	3,13	2,74	10,16	3,65	2,99
BaO	0,04	0,10	0,07	0,13	0,11
ZrO	—	0,01	—	0,04	0,01
P ₂ O ₅	0,09	0,15	0,08	0,02	0,09
FeS ₂	0,78	1,32	0,15	0,01	0,02
Cl	—	0,05	0,01	Следы	Следы
Сумма . . .	99,95	99,87	99,96	99,96	99,95
H ₂ O < 105°	4,06	6,30	0,97	0,35	1,18
H ₂ O > 105°	2,76	4,48	0,14	0,04	0,44

Данные по аналитическому гидротермальному метаморфизму пород на Паужетке (Камчатка) приведены в статье С. И. Набоко и Б. И. Пийп в настоящем сборнике.

1. Лапилиевый туф из аргиллитовой зоны; интервал 2—76 м.
2. Туфовый песчаник с птилолитом из цеолитовой зоны. Интервал 4—140 м.
3. Туфовый песчаник с адуляром из фельдшпатидовой зоны. Интервал 4—234 м.
4. Свежий обсидиан.
5. Свежий игнимбрит.

При аргиллитизации породы (анал. 1) происходит потеря из нее натрия и привнос магния, а также незначительных количеств кальция, железа и титана. Количество алюминия и кремния в породе не меняется. Магний, по Стейнеру (Steiner, 1953), вводится в зону аргиллитизации нисходящими поверхностными растворами. В зоне цеолитизации (анал. 2) образованию птилолита предшествовала аргиллитизация. Птилолит образуется в небольшом количестве и мало влияет на изменение химического состава пород. При фельдшпатизации, наоборот, происходит значительный привнос в породы калия, железа и титана. Недостаток

кремнезема в этой зоне, несмотря на образование полевого шпата, более богатого кремнеземом, чем в неизменных породах, дает право Стейнеру говорить, что порода была предварительно интенсивно выщелочена.

Судя по настоящим данным, основанным на изучении Паужетских терм на Камчатке, глубинные гидротермы, производящие пропилитизацию вулканических пород, имеют слабокислую реакцию за счет растворенного в них на глубине углекислого газа. В приповерхностной зоне в результате парообразования и отделения из растворов углекислого газа в условиях появления щелочных натрово-хлоридных растворов с фазой пара и газа CO_2 происходят фельдшпапизация и цеолитизация. Нижние границы зоны цеолитизации определяются глубиной парообразования, различного не только для месторождений, но и для различных участков одного и того же месторождения и обусловленного трещиноватостью пород и температурой гидротерм. Аргиллитизация происходит в поверхностных условиях под воздействием поровых кислот растворов, образующихся в результате конденсации пара, отделившегося от гидротерм и окисления сероводорода.

В результате современных гидротермальных процессов, развивающихся в различных условиях в областях активного вулканизма, образуются формации гидротермально измененных пород сложного состава.

ТИПЫ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

В областях проявления современных гидротерм мы можем выделить следующие типы гидротермально измененных пород:

1) моноопаловые, 2) опалово-алунитовые, 3) опалово-мельниковитовые, 4) каолинитовые, 5) каолинит-лимонитовые, 6) монтмориллонит-бейделлитовые, 7) цеолитовые, 8) фельшпатидовые, 9) цеолит-адюляровые, 10) цеолит-карбонат-хлоритовые, 11) карбонат-хлорит-пиритовые.

Ниже дано описание условий образования основных типов пород.

Моноопаловые породы. Эти породы образуются в поверхностных условиях в участках современных газопроявлений, приуроченных к аппаратам вулканов, под воздействием весьма кислых сульфатно-хлоридных конденсированных растворов, имеющих температуру около 100° . Опализация пород возникает при кислотном выщелачивании всех компонентов породы и обогащении остаточного продукта кремнекислотой и титаном. Опалиты представляют собой рыхлые и плотные породы. В последнем случае сохраняется структура лавы или туфа. Основным минералом является опал, в незначительных количествах присутствуют кварц, кристобалит и рутил. Количество воды в опалитах переменное и достигает максимума в свежих отвердевших гелях (H_2O до 50%). Опалиты часто полностью лишены рудных компонентов (не определяются спектроскопически).

Опалово-серные породы. Серные опалиты образуются в поверхностных условиях при температуре около 100° , на вулканах, находящихся в сольфатарном состоянии, при значительных концентрациях в газах S , H_2S , SO_2 и других серных соединений. Обогащение опалитов серой происходит как одновременно с образованием опала, так и позже. В последнем случае сера привносится газом или осаждается в результате реакций между сернистыми соединениями. Серы заполняет пустоты и трещинки в опалитах. Количественные отношения серы и опала не постоянны. Установлена сера ромбической модификации, скрыто-

кристаллической и кристаллической структуры; в большинстве случаев спектроскопически чистая.

Опалово-алунитовые породы. Данные породы образуются в приповерхностных и поверхностных условиях в пределах аппаратов вулканов на сольфатарных полях под воздействием конденсированных поровых кислых сульфатных растворов при температурах около 100°. Гидротермально измененные породы представляют собой бесструктурную, полностью глинизированную первичную вулканическую породу или же сохраняют структуру лавы или туфа. Алунит — мелкокристаллический с меняющимся преломлением, обусловленным колебаниями содержания в нем натровой и калиевой молекулы. Алунитизация возникает при кислотном выщелачивании пород концентрированными сульфатными растворами, при этом кальций, магний, железо переходят в раствор; в измененных породах концентрируются алюминий и щелочные металлы (из них особенно калий) и сульфат. В процессе метасоматического образования алунита, вследствие инертности кремния, порода наравне с алунитом, обогащается опалом (SiO₂ до 50%). В случае осаждения алунита из раствора в трещинках опалово-алунитовой породы наблюдается более чистый алунит; содержание опала меньше 10%. Образование опалово-алунитовых пород происходит на значительных площадях.

Опалово-алунитово-мельниковитовые породы обнаружены на некоторой глубине (порядка 5—6 м) под обеленными опалово-алунитовыми породами на современных сольфатарах (вулкан Менделеева на о-ве Кунашир, вулкан Эбеко на о-ве Парамушир) и на глубине порядка 60 м на «Серном кольце» (о-в Парамушир). Тонкодисперсный сульфид железа представлен пиритом и марказитом. Количество сульфида железа колеблется от нескольких процентов до 80%. Совместно с оплом, алунитом и сульфидом встречается самородная сера. В мельниковитовых породах спектроскопически определены молибден, ванадий, никель, медь.

Каолинитовые породы. Каолиниты широко распространены на термальных полях в случае незначительной концентрации в газах сернистых соединений. Каолинитизация происходит под воздействием конденсированных кислых поровых растворов с pH = 4—5 при температурах от 100 до 40° и ниже. Полностью перерожденные в каолиниты породы имеют структуру лавы или туфа. Нередки случаи образования минералогически чистого каолинита. В химическом отношении каолинитизация сопровождается обогащением измененной породы алюминием. Щелочные и щелочно-земельные металлы полностью вынесены из пород.

Каолинит-лимонитовые породы образуются наравне с каолинитовыми. Количество окислов железа колеблется в широких пределах, достигая иногда 30%. Так же, как и в случае каолинитовых пород, сохраняется структура лавы или туфа.

Каолиниты, обогащенные гидроокислами железа, обычно слагают поверхность термального поля. В измененной породе наблюдаются концентрация алюминия и железа и потеря щелочных и щелочноземельных металлов.

Монтмориллонит-бейделлитовые породы. Глины, состоящие из минералов группы монтмориллонит-бейделлита, образуются на поверхности в районах щелочных термальных источников, в участках пропаривания пород и возникновения конденсированных поровых растворов, содержащих углекислоту. Химическое изменение первоначальной породы незначительное, минералогическое — сильное. Бейделлитовые глины обнаружены также при бурении в Йеллоустонском парке Северной Америки и в Новой Зеландии на глубине порядка первого

Десятка метров. Образование бейделлитовых глин там происходит под действием углекислых растворов. Минимальная температура образования монтмориллонитовых глин в Новой Зеландии 20°C , максимальная 120 . По данным Феннера, бейделлит в Йеллоустонском парке образуется по полевому шпату при 250° на глубине 80 м в щелочной среде. По данным Бреннока и его сотрудников (Steiner, 1953), в Стимбуотских источниках Невады монтмориллонитовые глины с цеолитами образуются под действием щелочных вод при 95° . Приуроченность пирита к глинам позволяет сделать вывод, что аргиллитизация происходила в условиях изменения среды от кислой до щелочной.

Цеолитовые породы. Цеолитовые породы обнаружены при бурении в районах выхода на поверхность перегретых щелочных натрово-хлоридных гидротерм в Новой Зеландии, в Йеллоустонском парке Северной Америки, в Исландии и на Камчатке (Паужетка). В Йеллоустонском парке гейландит в верхних горизонтах сменяется анальцимом, в Новой Зеландии птилолит — вайрацитом, на Паужетке развивается ломонтит. На Паужетке цеолиты образуются по плагиоклазу, по стекловатому материалу и выполняют трещинки. Мощность зоны цеолитизации распространяется от 30 до 250 м. Цеолитизация происходит при температурах 140 — 190° в результате воздействия слабощелочных натрово-хлоридных растворов с углекислотой. Химическое изменение породы при цеолитизации незначительно.

В Новой Зеландии в отличие от Камчатки зона цеолитизации расположена выше зоны адуляризации; для нее характерны новообразования натрово-известковистого цеолита (птилолита), содержащего небольшое количество калия. Обогащение растворов известью и натрием в Новой Зеландии обусловлено интенсивной адуляризацией плагиоклазов.

Температура, измеренная Бануэллом на самом высоком горизонте образования птилолита, равна 60 — 160° .

По Феннеру, гейландит образуется при воздействии щелочных вод при 122°C на глубине около 30 м. Бреннок и его сотрудники (описали образование цеолитов из щелочных растворов при $95,5^{\circ}\text{C}$ в источниках Стимбуот, в Неваде (Steiner, 1953).

Цеолитизация пород происходит при действии на них щелочных натрово-хлоридных вод, содержащих углекислоту в условиях отделения фазы пара и углекислого газа из кислых растворов. Мощность зоны цеолитизации и нижняя граница ее обусловлены глубиной начала парообразования.

Цеолит-адуляровые породы встречены при бурении в Вайракей в Новой Зеландии на глубине 70 — 300 м. Адуляр развивается по плагиоклазу. Кальций, освобождающийся при замещении плагиоклаза адуляром, частично входит в титаноморфит. Бануэллом была измерена температура в скважине в интервале 230 — 300 м (в зоне адуляризации), оказавшаяся равной 198 — 293° . Такие температуры сопоставимы с результатами Грюнета по синтезу адуляра (245° — 300°) в щелочной среде. При более низких температурах для синтеза адуляра требовалось более длительное время (Steiner, 1953). На Паужетке замещение плагиоклаза ортоклазом сопровождается образованием кальцита. Максимальное развитие ортоклаза приурочено к глубинам 50 — 150 м, где температура достигает 180° .

Цеолит-карбонат-хлоритовые породы с пиритом. Развитие процессов карбонатизации и хлоритизации с одновременным образованием цеолитов наблюдается на Паужетке в интервале 300 — 800 м. Хлорит замещает плагиоклаз, цветные компоненты и заполняет совместно с кальцитом пустоты, слагая периферическую зону миндалин.

Кальцит так же, как и хлорит, замещает плагиоклаз, цветные минералы и основную стекловатую массу лав; в миндалинах слагает центральную часть. Совместно с кальцитом и хлоритом ассоциирует цеолит. Пирит рассеян по всей массе породы.

Такой парагенезис минералов возникает под действием слабокислых натриево-хлоридных растворов, содержащих уголекислоту, придающую среде кислый характер. Пропилитизация происходит при температурах 160—180° на глубине 300—800 м.

Карбонат-хлорит-пирит-гидрослюдистые породы. Новообразования карбонат-хлорит-пирит-гидрослюды развиваются на глубинах порядка 600—800 м (Паужетка). Хлорит и карбонат непосредственно замещают плагиоклаз. Серицитизация плагиоклаза не наблюдается. По тонкообломочному и стекловатому материалу развивается гидрослюдка.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ГИДРОТЕРМ

В современном гидротермальном процессе в областях активного вулканизма удается наблюдать: раннюю сильнокислотную стадию, слабокислотную, позднюю щелочную и позднюю кислотную.

Ранняя кислотная стадия наблюдается в прикратерных областях на современных и новейших экструзивных куполах андезитового состава в районах современных газопроявлений. Концентрированные кислые газы, богатые HCl , SO_2 , H_2S , CO_2 , растворяющиеся в водах, обуславливают ультракислый характер гидротерм и интенсивное кислотное выщелачивание пород. Можно ожидать, что на глубине у остывающих магматических масс при растворении кислых газов, богатых HCl , в подземных водах образуются кислые хлоридные растворы, производящие интенсивное выщелачивание пород. В результате этого растворы обогащаются Si , Al , Fe , Ca , Mg , Na , K и рудными минералами. Под влиянием реакций с породами гидротермы переходят во вторую — слабокислотную стадию. Слабокислый характер глубинных гидротерм обуславливается повышенной растворимостью уголекислоты в глубинных условиях.

В процессе раскисления гидротерм большая часть выщелоченных компонентов идет в нерастворимый продукт реакций и метаморфизм пород выражается в интенсивной пропилитизации и потере из растворов железа, кальция, сульфата и уголекислоты.

Поздняя щелочная стадия гидротерм наступает при подходе слабокислых гидротерм к поверхности земли при выделении из них уголекислого газа. При этом наблюдается осаждение карбонатов и окислов железа, а также происходит фельдшпатизация и цеолитизация пород с потерей из растворов калия. Можно думать, что при движении растворов к поверхности земли они эволюционируют от ультракислых хлоридных через слабокислые сложного состава Al , Fe , Ca , Mg , Na , K с сульфатом и карбонатом до щелочных натрово-хлоридных, богатых кремнекислотой.

Натрово-хлоридные щелочные гидротермы областей активного вулканизма, богатые кремнекислотой, содержащие CO_2 и H_2S , по нашему мнению, представляют собой крайний тип метаморфизованных, первоначально кислых, сульфатно-хлоридных гидротерм, возникающих в ареалах магматических масс. При инфильтрации они теряют выщелоченные на кислотной стадии состояния растворов металлы, сульфат и уголекислоту. Сказанное выше некоторым образом соответствует высказываниям А. Г. Бетехина о том, что натрово-хлоридные термы представляют собой отработанные растворы.

Поздняя кислотная стадия гидротерм проявляется в поверхностных условиях при конденсации паровой фазы, отделившейся на некоторой глубине от гидротерм, и окислении присутствующего в них сероводорода.

Конденсированные поровые кислые сульфатные растворы вызывают позднее кислотнее выщелачивание пород с образованием поверхностной зоны аргиллитов.

Эволюция гидротерм идет от ультракислых растворов сложного состава через слабокислые растворы с углекислотой к щелочным натрово-хлоридным с отделившейся фазой пара CO_2 и H_2S , давших поздние конденсированные кислые сульфатные растворы. Тогда соответственно метаморфизм пород выразится образованием выщелоченных пород в участках зарождения кислых гидротерм и формированием в участках разгрузки гидротерм зон пропилитизации, фельдшпатизации, цеолитизации и, наконец, на поверхности — зоны аргиллитизации.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ

Оценка современных гидротерм в отношении их рудоносности и определения источника металлов представляет большую сложность.

Все наблюдения над современными гидротермальными процессами в областях активного вулканизма, в частности на Камчатке и Курильских островах, свидетельствуют о слабой металлоносности этих гидротерм. Наиболее характерно для них обогащение мышьяком. В незначительных концентрациях (в десятых и тысячных долях процента) в камчатско-курильских гидротермах определены сурьма, свинец, олово, молибден, ванадий, медь, серебро и цинк. В сухом остатке гидротерм, составляющем обычно несколько граммов на литр, содержание перечисленных металлов составляет сотые и десятые доли процента.

В осадках гидротерм металлы концентрируются в десятых долях процента. В этом отношении не безынтересны данные по гидротермам вулканов Головнина и Менделеева на о-ве Кунашир. На вулкане Головнина гидротермы, приуроченные к молодым андезитовым куполам в кальдере вулкана, содержат в сухом остатке при минерализации до 5 г/л сурьмы — 0,н%, свинца — 0,0п—0,н%, олова — 0,00п%, ванадия — 0,00п%, меди — 0,000п%, серебра — 0,000п%, цинка — 0,н%¹. В черных серных илах, осаждающихся из гидротерм, наблюдается содержание мышьяка до 0,н%, свинца — до 0,00п%, ванадия — 0,00п%, меди — 0,000п%, серебра — 0,000п%, цинка — 0,н%. Сера окрашена сульфидами в черный цвет (табл. 8). На вулкане Менделеева (о-в Кунашир) в гидротермах, приуроченных к молодому дацитовому куполу, в сухом остатке определены: сурьма — 0,н%, свинец — 0,0 п%, олово — 0,00п%, ванадий — 0,001%, медь — 0,00п%, серебро — 0,00п%, цинк до п%. В осадках из термальных вод, в частности в ярозитах и гидратах железа, содержатся: сурьма — 0,н%, свинец — 0,н%, молибден — 0,00п%, ванадий — 0,0п%, медь — 0,00п%, цинк — 0,0п%, хром — 0,00п%, стронций — 0,0п%, барий — до 0,п% (табл. 9).

Как видно из вышеприведенных анализов, гидротермы содержат сурьму, свинец, олово, медь, серебро, цинк и пр.; в сульфидах в осадках из вод, в ярозитах и гидратах железа происходит концентрация этих металлов. В решении вопроса об источнике металлов в кислых гидротермах вулканических аппаратов некоторые данные мы получаем при рассмотрении состава выщелоченных пород, образовавшихся при воздействии этих гидротерм на породы. В выщелоченных породах,

¹ Определено спектроскопически (полуколичественный анализ).

**Данные спектрального анализа продуктов извержения вулкана Головинна
(Курильские острова)**

Анализируемое вещество	Андезит	Туф андезита	Опал	Сульфаты						Гидраты				Осадки серы + сульфиды			
				83	85	86	101	102	108	21	22	23	26	90	111	112	113
Элементы:																	
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0, n	—	—	—	—	—
As	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0, n ⁻	0, n	0, n
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0, 0n ⁻	0, n	—	0, 00n	0, 00n	—
Sn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0, 00n	—	—	—	—	—
Ga	0, 00n	0, 00n	—	—	—	—	0, 00n	0, 00n	—	—	—	—	—	—	—	0, 00n	—
Mo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V	0, 00n	0, 0n	0, 000n	0, 00n	0, 00n	0, 00n	0, 00n	0, 00n	0, 00n	0, 00n	—	—	0, 00n	0, 000n	0, 00n	0, 000n	0, 00n
Cu	0, 00n	0, 000n	0, 0n	0, 000n	0, 000n	0, 000n	—	0, 000n	0, 000n	0, 000n	—	0, 00n ⁺	0, 00n ⁺	—	0, 000n	0, 000n	0, 000n
Cd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0, 00n	—	—
Ag	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0, 000n ⁺	—	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0, n ⁺	n	—	n	0, n	n
Co	0, 00n ⁻	0, 00n ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	0, 00n	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	—	—	0, 0n	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0, 00n	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sr	0, 0n	0, 0n	—	—	—	—	—	—	—	—	0, 0n	0, 0n ⁻	0, 0n	—	—	0, 0n	0, 0n
Ba	0, 00n ⁺	0, 00n ⁺	—	—	0, 0n	—	—	—	—	—	—	0, 00n ⁺	—	—	—	0, n	0, 0n

Лаб. спектр. анализа ИГЕМ АН СССР

Данные спектрального анализа продуктов извержения

Анализируемое вещество	Дацит	Андезит	Опал	Опаловая порода	Опал + сульфиды			
№ образца	—	—	6	16	38 ¹	38 ²	38 ³	38 ⁴
Элементы:								
Sc	—	—	—	—	—	—	—	—
As	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—
Sn	—	—	—	—	—	—	—	—
Ga	0,00п	0,00п	—	—	0,00п	—	—	—
Mo	—	—	—	—	0,000п	0,000п	0,000п	0,000п
V	0,0п	0,0п	0,000п	0,00п	0,00п	0,000п	0,000п	0,000п
Cu	0,000п	0,00п	0,000п	0,000п	0,00п	0,000п	0,000п	0,000п
Cd	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	0,00п	0,00п	—	—	—	—	—	—
Ni	—	—	—	—	0,00п	0,00п	0,00п	—
Zr	0,0п	0,0п	0,00п	0,00п	0,00п	—	0,00п	—
Cr	0,00п	—	—	—	0,0п	—	—	—
Sr	0,0п	0,п	—	—	0,0п	—	—	—
Ba	0,0п	0,0п	—	—	0,п	—	—	—

Лаб. спектр. анализа ИГЕМ АН СССР

превращенных в опал, определены только ванадий — 0,00п%, медь — 0,000п%, цирконий — 0,00п%. В сульфатах, кристаллизующихся на поверхности опаловых масс из поровых растворов, определяются кроме металлов, содержащихся в опалитах, молибден — 0,000п%, цинк — 0,0п%, кобальт — 0,0п%, никель — 0,0п%, хром — 0,00п%, стронций — 0,0п%. В опалах, обогащенных сульфидами железа, концентрирующихся ниже обеленных выщелоченных пород, определены еще молибден — 0,000п%, никель — 0,00п%, хром — 0,0п%, стронций — 0,0п%, барий — 0,0п%. Как видно, в процессе выщелачивания металлы переходят в раствор и отчасти концентрируются в осадках — в выцветках сульфатов, сульфидах и особенно в осадках гидротерм — ярозитах и гидратах железа. Безусловно, некоторая часть металлов попадает в гидротермы при кислотном выщелачивании пород. Не исключена возможность, что некоторая часть металлов поступает в гидротермы в составе вулканических (магматических) эксгаляций, как это наблюдается около fumarol при остывании лавы на поверхности земли (Набоко, 1959). Однако дать количественную оценку того или другого источника металлов в настоящее время не представляется возможным. Из слабоконцентрированных растворов металлы вылавливаются вулканическим сероводородом, что обуславливает некоторую концентрацию их в продуктах реакций. Принимая во внимание длительность поствулканического процесса, можно ожидать больших концентраций рудных компонентов. В условиях действия кислых гидротерм в пределах вулканических аппаратов образуются вторичные серные кварциты типа месторождения «Серное

Сульфаты из поровых растворов								Конденсат пара		Ярозит		Ярозит и гидраты железа
1	6	21	31	51	52	8	22	6К	16К	15	34	110
0,0п	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,п	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,п	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0п	0,п	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00п	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00п	0,00п	0,00п
0,000п	0,000п	—	—	0,000п	0,000п	0,000п	0,000п	—	—	0,000п	—	0,00п
0,000п	0,000п	0,00п	0,00п	0,00п	0,0п	0,000п	0,000п	0,00п	—	0,00п	0,0п	0,0п
0,00п	0,0п	0,000п	0,000п	0,000п	0,000п	0,000п	0,0п	0,000п	0,00п	—	0,000п	0,00п
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00п	—	—	—
0,0п	0,0п	—	—	—	—	—	0,0п	—	п	—	—	0,0п
0,0п	0,0п	—	—	—	—	0,0п	0,0п	—	—	—	—	—
0,00п	0,00п	—	—	0,00п	—	0,00п	0,00п	—	—	—	—	—
0,00п	0,00п	—	—	—	0,00п	—	—	—	—	0,00п	0,00п	0,0п
—	—	—	0,00п	0,00п	—	—	—	—	—	—	0,00п	—
—	—	—	0,0п	—	—	—	—	—	0,0п	—	0,0п	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0п	0,п	0,0п	—

кольцо» на о-ве Парамушир и подобные месторождения. Там мы имеем металлоносность измененных пород, сходную с описанной нами для современной зоны выщелачивания пород кислыми гидротермами на вулканах Менделеева и Головнина. На «Серном кольце» в скважине на глубине 200 м во вторичных кварцитах обнаружены мышьяк, сурьма, свинец, олово, висмут, молибден, ванадий, медь, цинк, кобальт, никель, цирконий, хром, стронций, барий. По вертикали наблюдается некоторая закономерность в распределении рудных компонентов (табл. 10). На интервале 0—70 м характерно обогащение Sb, Sn, Ba, отсутствие Mo, Co, Ni, Cu, Sr. Для интервала 65—80 м характерно обогащение Mo, 65—200 м — обогащение Ga, Co, Bi, Sr и отсутствие Sb, Sn.

Свинец характерен для всего разреза, но какой-либо закономерности в его поведении не наблюдается. Цинк встречен в единичном случае на глубине 120 м, серебро не определено совсем. Обогащение верхних горизонтов кварцитов барием значительное и выражается в образовании хороших кристаллов барита. В участках разгрузки гидротерм на Паужетке в мощной гидротермально измененной зоне максимальное обогащение сульфидами наблюдается в зоне пропилитизации на глубине порядка 300—800 м, а также у самой поверхности Земли в каолинитах.

Можно предполагать, что из слабоконцентрированных гидротерм, аналогичных современным термам, при длительной инфильтрации растворов в местах разгрузки глубинных бассейнов сероводород вылавливает металлы с формированием месторождений, аналогичных рудной зоне Среднего Камчатского хребта.

Данные спектрального анализа гидротермально измененных пород месторождения «Серное кольцо» (Курильские острова)

Глубина, м	№ образца	As	Sc	Sb	Pb	Sn	Ca	Bl	Mo	V	Cu	Ag	Zn	Co	Ni	Zr	Cr	Sr	Ba
3,3	203	—	—	—	0,0n ⁺	0,00n ⁻	—	—	0,000n ⁻	0,000n ⁺	0,00n ⁻	—	—	—	—	0,0n ⁻	—	0,0n ⁻	n ⁺
7,4	204	—	—	—	—	—	—	—	—	0,000n ⁻	0,00n ⁻	—	—	—	—	0,0n ⁻	—	—	0,0n
12,5	205	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00n ⁻	0,000n ⁺	—	—	—	—	0,0n ⁻	—	—	0,0n
21,9	206	—	—	—	—	0,00n	—	—	—	0,00n ⁻	0,00n ⁻	—	—	—	—	0,00n ⁻	—	—	0,0n
23,0	207	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00n ⁻	0,00n ⁻	—	—	—	—	0,0n ⁺	—	—	0,0n
26,3	208	—	—	—	0,00n ⁺	0,00n ⁻	—	—	—	0,00n ⁻	0,00n	—	—	—	—	0,0n ⁺	—	—	0,0n
30,0	209	0,0n	—	—	—	0,00n	—	—	—	0,00n ⁻	0,00n	—	—	—	—	0,0n	—	—	0,0n
32,6	210	—	—	0,0n ⁻	0,0n	0,00n	—	0,01 ⁻	—	0,00n ⁻	0,00n	—	—	—	—	0,0n	—	—	0,0n ⁺
45,0	211	—	0,00n	0,0n ⁻	—	0,00n	—	—	—	0,00n ⁻	0,000n ⁺	—	—	—	—	0,0n ⁻	—	—	0,0n ⁺
54,5	212	—	—	0,0n	0,0n ⁺	—	—	—	—	0,0n	0,00n ⁻	—	—	—	—	0,0n ⁻	—	—	0,0n ⁻
65,3	213	—	—	—	—	—	—	—	0,000n	0,0n	0,00n	—	—	—	—	0,0n ⁺	—	—	—
66,8	214	—	—	0,0n ⁻	0,0n	—	0,00n ⁻	—	0,000n	0,0n	0,000n ⁺	—	—	—	—	0,0n	—	0,00n ⁺	—
67,2	215	—	—	0,0n ⁻	0,0n	0,00n ⁻	0,00n	—	—	0,000n ⁺	0,00n ⁻	—	—	—	—	0,0n	—	0,00n ⁺	0,00n ⁻
67,4	216	—	—	—	0,0n	—	0,00n	—	—	0,0n	0,00n	—	—	0,00n	0,00n	0,0n	—	—	0,0n ⁻
68,4	217	—	—	—	0,0n	—	0,00n	—	0,00n	0,0n	0,000n ⁻	—	—	—	—	—	0,00n ⁻	0,0n	0,0n
69,5	218	0,0n	—	0,0n	0,0n	—	0,00n	—	—	0,00 ⁺	0,00n ⁻	—	—	—	0,00n ⁻	0,0n ⁻	0,00n ⁻	0,0n	0,00n ⁺
72,5	219	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0n	—	—	—	—	—	0,0n	—	—	—
74,0	220	—	—	—	0,0n ⁺	—	0,00n	—	0,00n	—	0,00n	—	—	—	—	—	—	0,0n ⁻	—
77,5	221	—	—	—	0,0n ⁺	—	0,00n ⁻	—	0,00n	0,0n	0,00n	—	—	0,00n	0,00n ⁻	0,00n ⁺	0,00n ⁻	0,0n ⁻	—
80,5	222	—	—	—	0,0n ⁻	—	0,00n ⁻	—	0,00n	0,0n	0,00n	—	—	0,00n	0,00n ⁻	0,00n ⁺	—	0,0n ⁻	—
99,8	223	—	—	—	0,0n ⁻	—	0,00n ⁻	—	—	0,0n	0,00n	—	—	0,00n ⁻	0,00n ⁻	0,00n ⁺	—	0,0n ⁻	—
101,4	224	—	—	—	0,0n	—	—	—	—	0,0n	0,00n	—	—	0,0n	0,00n ⁻	0,00n ⁺	—	0,0n	0,0n ⁻
101,40	225	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0n	0,00n ⁻	—	—	0,00n	0,00n ⁻	0,0n	—	0,0n ⁻	—
104,9	226	0,0n	—	—	—	—	0,00n	—	—	0,0n	0,00n ⁺	—	—	0,0n	0,00n ⁻	0,0n	—	0,0n	0,0n
108,7	227	—	—	—	—	—	0,00n	—	—	0,0n	0,00n	—	—	0,00n ⁻	0,00n ⁻	—	—	—	—
112,5	228	0,0n ⁻	—	—	—	—	0,00n	—	—	0,0n	0,00n	—	—	0,00n ⁺	0,00n ⁻	0,0n	—	0,0n ⁻	0,0n
116,1	229	0,0n	—	—	0,0n ⁻	—	0,00n	0,0n ⁺	0,000n ⁺	0,0n	0,00n ⁺	—	—	0,0n	0,00n ⁻	0,0n	—	—	—
121,2	230	0,0n ⁻	—	—	0,0n	—	0,00n	—	0,000n ⁻	0,0n ⁻	0,00n	—	0,0n ⁻	0,0n	0,00n ⁻	0,0n	0,00n ⁻	0,0n	0,0n
139,5	231	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0n	0,00n	—	—	0,00n ⁻	—	0,0n ⁻	0,00n ⁻	0,0n	0,0n
158,4	232	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0n	0,00n ⁺	—	—	—	0,00n ⁻	0,00n ⁻	—	—	0,0n
177,5	233	0,0n ⁻	—	—	0,0n	—	0,00n ⁺	—	—	0,0n ⁺	0,00n ⁺	—	—	0,00n	0,00n ⁻	0,0n ⁻	—	0,0n ⁺	0,0n
177,8	234	0,0n ⁻	—	—	0,0n ⁻	—	0,00n ⁺	—	—	0,0n	0,00n ⁺	—	—	0,00n ⁻	0,00n ⁻	0,0n ⁺	—	0,0n ⁺	0,0n

Аналитик А. М. Сапожникова

ОБРАЗОВАНИЕ СУЛЬФИДОВ

Образование сульфидов в областях активного вулканизма происходит при различных условиях. Известно много примеров возникновения сульфидов около фумарол на свежих вулканических породах последнего извержения. В Долине Десяти Тысяч Дымов на Аляске около высокотемпературных фумарол ($t = 232\text{--}327^\circ$) образовывались сфалерит и ковеллин вместе с котуннитом и тонкодисперсной окисью железа. Тяжелые металлы переносились в газовой фазе; в этих фумаролах были определены хлор, фтор и сероводород. На Везувии около фумарол наблюдалось образование галенита, пирротина, ковеллина, миллерита и других минералов. Предполагается, что сульфиды возникли при воздействии сероводорода на хлориды металлов. В более значительных количествах сульфиды, преимущественно железо (пирит и марказит), образуются на сольфатарных полях различных вулканов и в местах разгрузки глубинных гидротерм. Образование сульфидов в этих случаях происходит при воздействии сероводорода на железо, выщелоченное из пород. На вулканах Менделеева, Головнина и Эбеко значительные скопления сульфидов обнаруживаются на глубине нескольких метров под обеленными выщелоченными породами. Концентрация сульфидов (пирита) в отдельных участках достигает 80%. Совместно с пиритом встречаются опал, алунит и сера. Сульфиды образуются при смешивании нисходящих вод с сульфатом железа, возникающих в результате сернокислотного разложения пород в поверхностных условиях, с восходящими водами, богатыми сероводородом. При этом образуются растворы с разным рН, что является причиной совместного нахождения пирита и марказита с алунитом, опалом и серой. На Паужетке обогащение сульфидами современных пропилитов на глубинах 300—800 м в местах разгрузки натрово-хлоридных гидротерм, содержащих сероводород и углекислый газ, происходит в растворе под действием сероводородного иона на железо пород. Второй максимум образования сульфидов в областях разгрузки гидротерм приурочен к самым поверхностным условиям, когда происходит конденсация фазы пара с сероводородом и углекислотой, отделившейся на некоторой глубине из гидротермальных растворов, и образование поровых кислых сульфатных растворов. Железо для образования пирита во всех случаях заимствуется из вмещающих пород.

К сульфидам железа в весьма незначительных количествах примешиваются сульфиды других металлов: Mo, Cu, Zn, Pb, Co, Ni. Последние в сульфиде железа обычно находятся в сотых и тысячных долях процента. Незначительная примесь в современной колчеданной железной руде сульфидов других металлов отражает условия их образования — заимствование металлов в основном из вмещающих пород.

ВЫВОДЫ

1. Интенсивный метаморфизм вулканических пород, приводящий к концентрации рудных компонентов, происходит в длительную поздневулканическую стадию в условиях наличия жидкой фазы воды.

2. Гидротермальные процессы в областях активного вулканизма находятся в парагенетической связи с формированием вулканических толщ в смысле приуроченности их к единому вулканическому циклу. Минералообразование не сингенетично процессу формированию вулканических толщ и представляет собой наложенный процесс.

3. Гидротермальные процессы приурочены к заключительной стадии извержений вулкана, характеризующейся появлением наиболее кислых

магматических дифференциатов, образующих в посткальдерный период экструзивные тела андезитового и дацитового составов. Они развиваются в определенной гидрогеологической обстановке.

4. Гидротермы формируются в результате конденсации и растворения в вадозных водах магматических летучих и их дальнейших обменных реакций с вмещающими породами. Зарождение гидротерм на поверхности Земли происходит при растворении вулканических газов в грунтовых водах и на глубине — при растворении магматических газов в подземных водах. Глубинность зарождения гидротерм обусловлена степенью прогрева пород и их трещиноватостью.

5. Процессы гидротермального метаморфизма происходят:

а) на аппаратах вулканов на поверхности Земли — в районах зарождения гидротерм;

б) в глубинной области зарождения гидротерм;

в) в районах разгрузки глубинных гидротерм.

6. Современный гидротермальный метаморфизм вулканических пород осуществляется жидкими и газовой-жидкими растворами слабой концентрации (минеральное вещество присутствует в десятых долях процента от всей массы воды) с растворенными в них газами CO_2 , H_2S и др. Растворенные вещества пород переносятся растворами, которые двигаются в зоны меньших давлений по порам и трещинам в породах. Высокая температура ($100\text{--}280^\circ$) и газонасыщенность растворов обуславливают их подвижность.

7. В изменении состава гидротерм и характере гидротермального метаморфизма вулканических пород намечается:

а) ранняя ультракислая галоидно-сернистая стадия. Соответствует гидротермам в очагах зарождения и метаморфизму пород, выражающемуся в кислотном выщелачивании пород с последующим формированием вторичных кварцитов на некоторой глубине и опалитов с алуни-том и серой — в поверхностных условиях;

б) слабокислотная стадия. Соответствует глубинным слабокислым, хлоридно-сульфатно-карбонатным гидротермам и метаморфизму пород, выражающемуся в пропилитизации;

в) поздняя щелочная стадия. Соответствует образованию щелочных натрово-хлоридных гидротерм в результате отделения из глубинных гидротерм углекислого газа в момент подхода к поверхности Земли. Метаморфизм пород выражается в цеолитизации и фельдшпатизации их;

г) поздняя кислотная стадия. Соответствует образованию кислых сульфатных поровых растворов вблизи поверхности Земли при конденсации паровой фазы и окислении сероводорода. Метаморфизм пород выражается в аргиллитизации и опалитизации.

8. Эволюция состава гидротерм обусловлена изменением глубинности при их инфильтрации к поверхности Земли. Это является причиной вертикальной метасоматической зональности в местах разгрузки гидротерм — смены зоны пропилитизации зонами фельдшпатизации, цеолитизации и аргиллитизации.

9. В связи с тем, что очаги разгрузки глубинных гидротерм часто далеко отстоят от очагов их формирования, толща гидротермально измененных вулканических пород может быть территориально разобщена с аппаратом вулкана. Большие мощности вулканических пород, захватываемых современным гидротермальным метаморфизмом, объясняются приуроченностью глубинных бассейнов современных гидротерм к троговым долинам, заполнение которых происходит в течение длительного геологического времени (например вулканокластическая толща третичного — четвертичного возраста на Паужетке).

10. Современные гидротермы металлоносны. Наиболее характерными компонентами терм являются мышьяк, ртуть, сурьма, свинец, олово, молибден, медь, цинк и серебро. Металлы присутствуют в растворах в десятитысячных долях процента (определяются в сухом остатке). Однако присутствующий в гидротермах сероводород вылавливает из растворов металлы, и в результате длительности процесса в осадках гидротерм и в гидротермально измененных породах происходит некоторая концентрация металлов.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В. В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на Южной Камчатке. Труды Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Иванов В. В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма. Труды Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. Труды Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 17, 1959.
- В а r t h, Tom F. W. Volcanic geology Hot Springs and Geysers of Island. Cam. Inst. of Wash., 1950.
- Steiner A. Hydrothermal alteration at Wairakei New Zealand. Reprinted from Econ. Geology, v. 48, № 1, 1953.