

УДК 553.078.2

ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЯ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД СЕВЕРО-ПАРАМУШИРСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (КУРИЛЬСКИЕ О-ВА)

© 2016 г. Ю. В. Фролова¹, С. Н. Рычагов², В. М. Ладыгин¹, М. В. Лучко¹, М. С. Чернов¹, И. А. Бойкова²

¹Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова
119991 Москва, Ленинские горы,
e-mail: ju_frolova@mail.ru

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9,
e-mail: rychnsn@kscnet.ru

Поступила в редакцию 20 января 2015 г.

Исследованы структурно-минералогические преобразования и изменение физических и механических свойств вулканогенно-осадочных пород Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы при их взаимодействии с термальными водами различного состава и происхождения. Выделены гидротермально-метасоматические фации, развивающиеся по туффитам и туфам: опалиты (моноопаловые, опал-глинистые и опал-алунитовые), низко- и среднетемпературные пропициты. Показано положение каждой новообразованной фации в структуре гидротермально-магматической системы. Получены корреляционные зависимости физико-механических свойств пород от интенсивности и характера вторичных преобразований. Отмечается, что для всех исследованных пород взаимосвязь между свойствами подчиняется одному тренду, что может свидетельствовать о единой природе и прогрессивной направленности гидротермальных процессов в недрах Северо-Парамуширской системы.

DOI: 10.7868/S0203030616030032

ВВЕДЕНИЕ

Изучение физико-механических свойств пород, входящих в структуру гидротермальных (гидротермально-магматических) систем, неизбежно сопряжено с решением комплекса фундаментальных научных и научно-технических задач. Подъем высокотемпературных газо-гидротермальных флюидов в земной коре, циркуляция термальных и метеорных вод в горных породах, паро- и газоотделение с интенсивной фильтрацией подвижных фаз через породы, метасоматические процессы – все это приводит к значительному изменению геологического пространства. Большое разнообразие характеристик гидротермально-магматических систем привлекает повышенное внимание специалистов различного профиля [Белоусов, 1978; Пэк, 1989; Corbett, Leach, 1998]. В этом ряду петрофизические исследования, помимо определения собственно механических и физических свойств пород, предусматривают решение ряда геологических вопросов, включая изучение условий образования гидротермально-магматических систем и характеристику вещественного состава исходных и новооб-

разованных пород. Такой комплексный подход позволяет получать большой объем новых данных о гидротермально-магматических системах и образующихся в их недрах геотермальных месторождениях [Белоусов и др., 2002; Frolova et al., 2014; Lutz et al., 2011].

В последние десятилетия геотермальная энергетика активно развивается в более чем 70 странах мира [Lund, Bertani, 2010]. Разведка и эксплуатация геотермальных месторождений предусматривает изучение инженерно-геологических характеристик пород, контролирующих геотермальные резервуары, зоны фильтрации холодных вод на глубину, области кипения гидротерм и др. Данные о физико-механических свойствах пород необходимы также для строительства ГеоЭС и обустройства геотермальных промыслов. Кроме того, как показали исследования последних лет, гидротермально-магматические системы характеризуются высокой динамикой эндогенных и экзогенных процессов, что приводит к перераспределению водных потоков в зоне гипергенеза и в недрах систем, локальным изменениям рельефа, а нередко и к формированию оползней, пред-

ставляющих опасность при хозяйственном освоении геотермальных районов. Отработка технологии эксплуатации каждого геотермального месторождения и предотвращение техногенных катастроф на геотермальных площадях во многом зависят от детального и комплексного изучения физико-механических свойств горных пород.

Северной части о-ва Парамушир посвящены многие исследования, прежде всего, в связи с деятельностью Эбеко — одного из наиболее опасных эксплозивных вулканов Курильских островов [Котенко, Котенко, 2010]. Большое внимание также привлекала разгрузка кислых и ультракислых металлоносных гидротерм Юрьевских источников и кратерной зоны вулкана Эбеко [Никитина, 1978]. Эволюция магматизма, формирование вулканического хребта Вернадского и его гидротермальных систем рассмотрены в трудах Г.С. Горшкова, Е.К. Мархинина, В.И. Федорченко, С.И. Набоко. На новейшем этапе изучения этого района были выделены Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система и Северо-Курильское геотермальное месторождение с прогнозными запасами до 100 МВт электрической мощности [Белоусов и др., 2002], реконструирован опорный геологический разрез системы и месторождения до глубины 2500 м [Рычагов и др., 2002]; выявлены геологические структуры, перспективные для освоения месторождения. Но петрофизическим исследованиям уделено недостаточно внимания: опубликованы лишь некоторые сведения по физико-механическим свойствам пород в разрезе скважины ГП-3 [Рычагов и др., 2002] и физическим свойствам гидротермально измененных пород вулкана Эбеко [Shevko et al., 2013].

Авторами настоящей статьи получен большой объем новых данных на основании изучения керн-на дополнительных скважин (см. ниже) и отбора образцов пород в геологических маршрутах — все с целью изучения влияния гидротермально-метасоматических процессов на состав, структуру и свойства вулканогенных пород.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОТЕРМИЯ СЕВЕРО-ПАРАМУШИРСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Геологическое строение района. Изучению геологического строения острова Парамушир посвящены многие исследования [Геолого-геофизический ..., 1987; Опыт ..., 1966]. Подробные сведения о геологии Северо-Парамуширского района и расположенной в этой части острова одноименной гидротермально-магматической системы изложены в работах [Мелекесцев и др., 1993; Белоусов и др., 2002]. Основанием геологического разреза служат вулканогенно-осадочные отложения охотской

свиты ($N_1^3 - N_2^1$) и океанской свиты (N_2^{2-3}) (рис. 1). Породы фундамента прорваны дайками и силлами среднего и основного состава, по-видимому, верхнеплиоценового и четвертичного возраста. На плейстоцен-голоценовом этапе развития произошло образование хребта Вернадского, сложенного андезитовыми (на юге) и андезибазальтовыми (на севере) вулканами. Андезибазальтовые голоценовые вулканы Эбеко и Неожиданный относятся к Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системе, локализованной в кольцевой структуре на пересечении региональных продольных и поперечных разломов.

Геолого-геотермическая характеристика Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы. Считается, что эта крупная длительноживущая высокотемпературная конвективная система находится на прогрессивном этапе развития [Рычагов и др., 2002]. Это означает, что в настоящее время происходит дальнейший разогрев пород в ее недрах. Источником теплового питания для системы являются тела диоритового или габбро-диоритового состава, связанные с залегающим на глубинах более 3–5 км периферическим магматическим очагом [Рычагов, 2003]. Детальное изучение гидрогеохимии и гидродинамики северной части о-ва Парамушир позволило выделить, помимо центрального восходящего потока гидротерм, разгружающегося в кратерной области вулкана Эбеко, два латеральных потока: северо-западный и юго-восточный. Формирование потоков происходит за счет глубинных хлоридно-натриевых вод, которые нагреваются от субвулканических тел, насыщаются кислыми магматическими газами и поднимаются к дневной поверхности по системе проницаемых зон, а также фильтруются в вулканогенно-осадочных породах. По мере движения высокотемпературные растворы взаимодействуют с вмещающими породами, на определенных участках происходит кипение с последующей конденсацией пара в кровле зон перехода жидкость-пар; в зоне конденсации формируются вторичные сульфатные воды. Разгрузка таких вод и их смешение с метеорными происходит на периферии системы. Предполагается, что воды юго-восточного потока, циркулирующие на глубине 1500–2500 м, имеют температуру 180–250°C [Белоусов и др., 2002].

Гидротермально-метасоматические изменения пород. Под воздействием термальных вод породы претерпели значительные изменения. Показателен опорный геологический разрез (скважина ГП-3). По литокристаллокластическим туфам и интрузивным брекчиям (интервал 2500–1700 м) развиваются среднетемпературные пропилиты кварц-хлорит-эпидот-мусковитового состава. Это зона замедленной циркуляции хлоридно-натриевых вод, часто характерная для апикальных частей субвул-

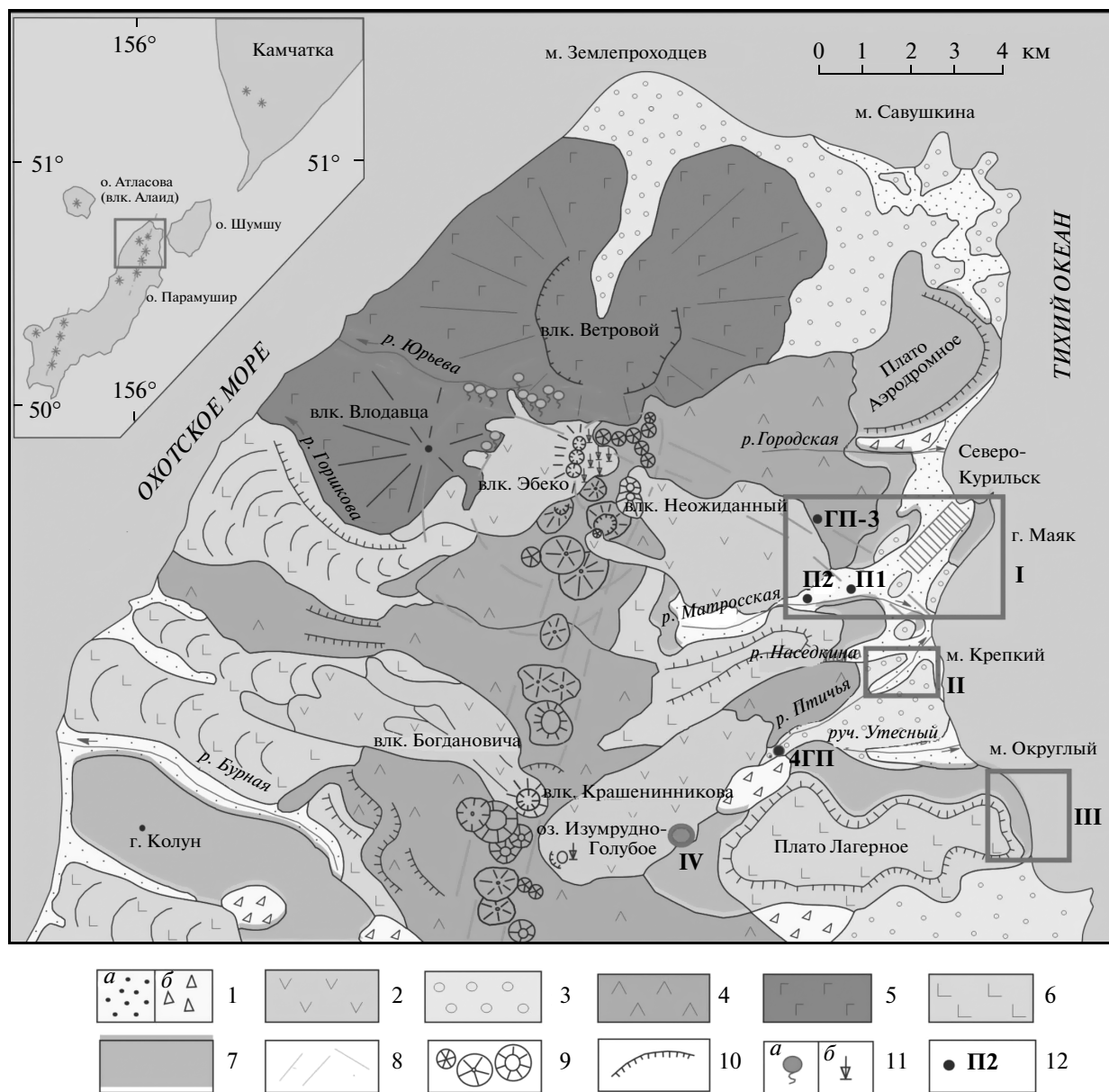


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части острова Парамушир (по В.Л. Леонову, с добавлениями и изменениями).

1 – современные аллювиальные, морские и озерные отложения (а), обваловые отложения (б); 2 – лавы андезитов и андезибазальтов (Q_4); 3 – ледниковые отложения (Q_3^4); 4 – лавы андезитов (Q_3); 5 – лавы андезитов и андезибазальтов ($N_2^2 - Q_1$); 6 – лавы, туфы и туфобрекчии базальтов (Q_{1-2}); 7 – нерасчлененные вулканогенно-осадочные отложения и субвулканические тела, охотская и океанская свиты ($N_1^2 - N_2$); 8 – тектонические нарушения линейного и кольцевого типа; 9 – небольшие вулканы, лавовые и шлаковые конусы осевой части хребта Вернадского; 10 – морфологически выраженные уступы, границы эрозионных кальдер; 11 – термальные источники (а) и fumaroles (б); 12 – геотермальные скважины и их номера. Римскими цифрами показаны участки отбора образцов.

канических тел диоритов или габбро-диоритов. В интервале 1650–750 м по литокристаллокластическим пестроцветным туфам и основанию толщи туффитов развиваются средне-низкотемпературные кварц-адуляр-гидрослюдистые метасоматиты, как результат активной трещинно-поровой циркуляции углекислых щелочных или нейтраль-

ных гидротерм. Венчают эту зональность низкотемпературные опал-кристобалит-тридимит-халцедон-кварцевые метасоматиты с включением рудных минералов (750–100 м). Для последних пород типичны криптокристаллические структуры минералов кремнезема, как реакция на быстрое остывание системы в зоне кипения растворов.

На границе между второй и верхней зонами выделена область перехода жидкость-пар, для которой характерны кварц-адуляровые метасоматиты с самородными металлами и интерметаллическими соединениями. На периферии Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы, согласно разрезу по скважине 4ГП глубиной до 1300 м, выделяются следующие зоны низкотемпературной пропилитизации с наложенной на нее аргиллизацией и сернокислотным выщелачиванием пород (снизу – вверх): иллит-монтмориллонит-пренит-цеолитовая, иллит-хлорит-кальцитовая, смектит-селадонит-опаловая [Бойкова, 2011]. В кратерах и на fumarольных полях вулканов хребта Вернадского развиваются опал-каолинит-алунитовые породы (опалиты) за счет интенсивного сернокислотного выщелачивания андезибазальтов [Опыт ..., 1966]. Но выщелачиванию подвержены и вулканогенно-осадочные породы, залегающие под четвертичными вулканитами. Опалиты образуют единую зону шириной $\geq 1-1.5$ км и мощностью до 200–250 м, протягивающуюся вдоль осевой части хребта Вернадского. С ними связаны серные и серно-серебряные месторождения, разведанные в южной части хребта [Власов, 1958]. Таким образом, эти породы служат надежным индикатором областей разгрузки металлоносных гидротерм, формирующихся непосредственно над магматическими очагами под влиянием кислых газов (прежде всего, CO_2 , H_2S , SO_2 , HCl).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исходным материалом для исследований послужили образцы пород из коренных обнажений и керн нескольких скважин (монолиты размером не менее $12 \times 12 \times 12$ см) (см. рис. 1). Детально опробован разрез вулканогенно-осадочных отложений на мысе Округлый, предположительно находящихся вне зоны влияния гидротермально-метасоматических процессов. Всего было исследовано 63 образца. Для изучения химического состава пород использован также шлам скважин 4ГП и ГП-3.

На кафедре инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова из монолитов пород и керн были подготовлены образцы правильной геометрической формы в виде прямоугольных призм ($a = b = 3-4$ см) или цилиндров ($h = d = 3-4$ см). Из каждого монолита или керн было подготовлено от 2 до 5 образцов. В ходе работы определялись или вычислялись следующие физические и физико-механические свойства пород: плотность (ρ), плотность твердых частиц (минеральная плотность, аналитик М.В. Коптева-Дворникова) (ρ_s), пористость общая (n) и открытая (n_o), водопоглощение (W_p), скорость распространения продольных (V_p) и по-

перечных (V_s) волн в сухом и водонасыщенном состоянии, магнитная восприимчивость (χ), прочность на одноосное сжатие в сухом (R_c) и водонасыщенном ($R_{св}$) состоянии, коэффициент размягчаемости ($K_{разм} = R_{св}/R_c$). Все определения выполнялись по стандартным методикам [Фролова, 2015]. Параллельно с изучением свойств проводилось исследование минерального состава, строения и морфологии порового пространства с использованием методов оптической микроскопии (микроскопы “OLYMPUS” и ПОЛАМ Л-211, описано более 100 шлифов), рентгеновской дифрактометрии (ДРОН-6, аналитики с.н.с. В.В. Крупская, ст. преп. В.Л. Косоруков, исследовано 15 образцов) и электронной микроскопии (LEO 1450VP с микрозондовым анализатором INCA 300, оператор с.н.с. к.г.-м.н. М.С. Чернов; и Jeol JSM-6430, аналитик Е.В. Гусева; изучено 10 образцов). Химические анализы пород выполнены в Аналитическом Центре ИВиС ДВО РАН на рентгенофлуоресцентном спектрометре “S4 PIONEER” (зав. АЦ Е.В. Карташева). Статистическая обработка данных проводилась с помощью программы “Статистика”. Ниже рассмотрены физико-механические свойства вулканогенно-осадочных пород северной части острова Парамушир и изменение их свойств под воздействием гидротермальных процессов в ряду от опалитов к среднетемпературным пропилитам.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ МЫСА ОКРУГЛЫЙ

На мысе Округлый вскрывается разрез верхней части охотской свиты ($N_1^3 - N_2^1$). Толща имеет слоистое строение и представлена чередованием прослоев псаммитовых и алевроитовых туффитов и туфов, а также слабосцементированных туфопесчаников и туфогравелитов, падающих монокиналильно в восточном направлении под углами от 5° до 10° (рис. 2а, 2б). Видимая мощность отложений достигает 500 м. Породы имеют бежевую и серовато-бежевую окраску, кристаллолитокластическую структуру, относительно однородную массивную или слоистую текстуру. Основными породообразующими компонентами являются кристаллокласты плагиоклазов, в меньшей степени – зерна кварца и темноцветных минералов (пироксенов, амфиболов). В большом количестве содержатся обломки кремнистых панцирей диатомей, округлой формы, размером до 0.05–0.1 мм (рис. 3а, 3б, 3в, 3г), свидетельствующие о морских условиях формирования пород. Встречаются отдельные зерна глауконита. Цементирующей массой служат тонкообломочное вулканическое стекло. Оно незначительно замещено кристобалитом и глинистыми минералами (гидрослюда и смектиты). Процесс замещения хорошо виден на РЭМ-изоб-



(a)



(б)

Рис. 2. Обнажение отложений охотской свиты на мысе Округлый.
а – общий вид, б – место отбора образцов. Фото И.А. Бойковой, 2005 г.

ражениях, полученных на электронном микроскопе: на гладкой поверхности обломков вулканического стекла образуются листообразные и пластинчатые частицы глинистых минералов. В шлифах наблюдаются микротрещины – тонкие (1–2 мкм), извилистые, часто развивающиеся по

контактам между кристаллокластами и цементирующей стекловатой массой.

Породы относительно слабо литифицированы, в инженерно-геологическом отношении представляют собой полускальные грунты ($R_{св} < 5$ МПа), обладают высокой пористостью и низкими значениями

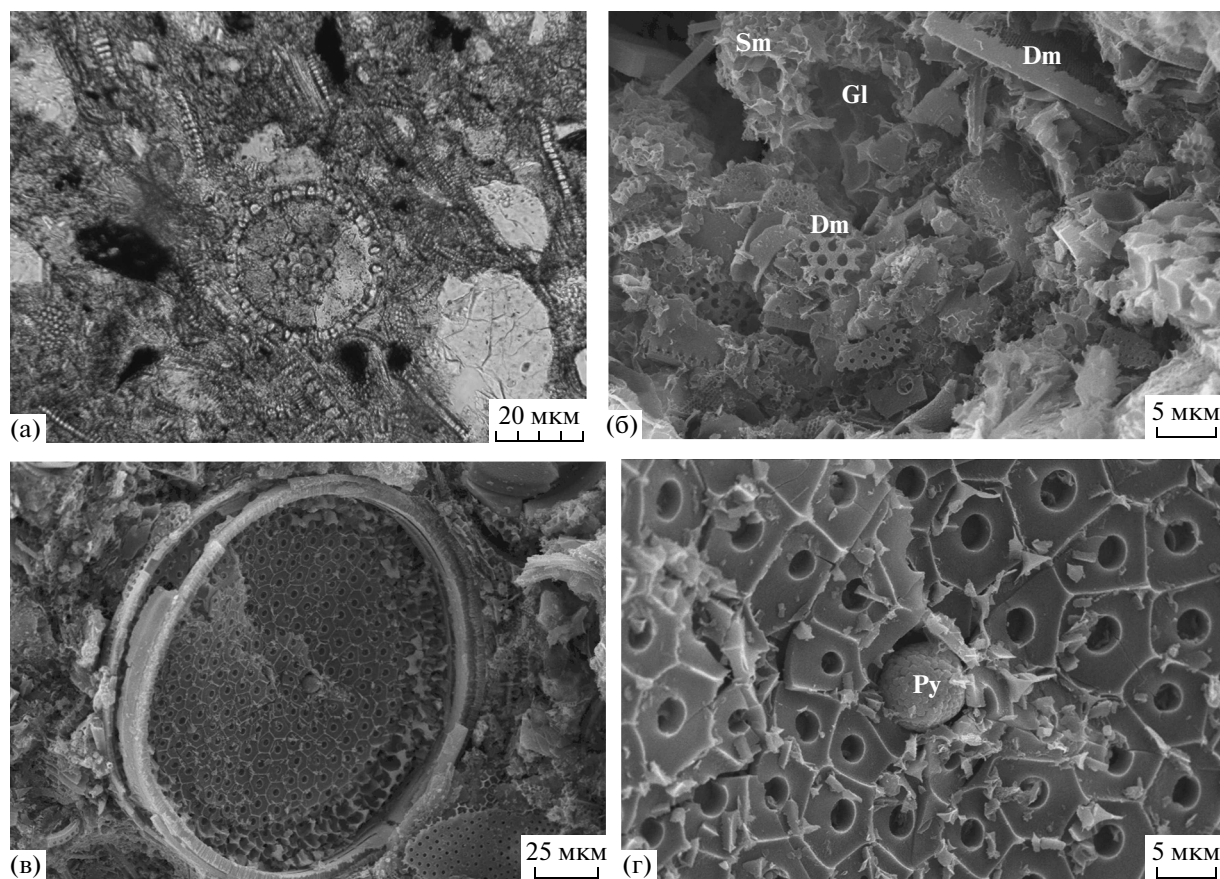


Рис. 3. Туффиты мыса Округлый.

а – фотография шлифа. Остатки кремнистых панцирей диатомовых водорослей и радиоларий, Н ||; б-г – РЭМ-изображения: б – обломочная микроструктура туффита, в – кремнистый панцирь диатомовых водорослей, г – полигональная микроструктура панциря диатомеи (в центре – сферический поликристаллический агрегат пирита). Sm – смектиты, Gl – вулканическое стекло, Dm – панцирь диатомеи, Py – пирит.

плотности и прочности (табл. 1). Значения плотности варьируют от 1.00 до 1.48 г/см³. Минеральная плотность меняется в пределах 2.58–2.79 г/см³. Наблюдаемый разброс величин ρ_s связан с изменчивостью минерального состава: в частности, присутствие темноцветных минералов и пирита закономерно повышает значения данного показателя. Общая пористость породы достигает 60%, при этом большая часть пор (85–90%) является открытой, т.е. связанной в единую сеть каналов, способную пропускать воду. Пористость очень тонкая: диаметр пор от 1–2 до 10–20 микрон. Скорость распространения продольных волн характеризуется низкими значениями, варьирующими от 0.7 до 1.7 км/с (преобладают 1.4–1.5 км/с), что находится в соответствии с высокой пористостью пород. При водонасыщении значения данной характеристики изменяются неоднозначно – в некоторых случаях уменьшаются, в других – увеличиваются. Уменьшение V_p , по-видимому, связано с присутствием глинистых минералов, частицы которых адсорбируют воду, в результате чего вокруг

них образуется слой связанной (адсорбционной) и осмотической воды, что замедляет прохождение продольной волны сквозь породу. Прочность на одноосное сжатие у воздушно-сухих образцов изменяется от 3 до 10 МПа. При водонасыщении туффитов их прочность снижается на 50–85%, поскольку контакты между зернами неводопрочные ($R_{св} < 4$ МПа; $K_{разм} < 0.5$).

Таким образом, вулканогенно-осадочные породы мыса Округлый характеризуются высокой открытой микропористостью, слабой литификацией и низкой прочностью. Наличие в составе пород незначительного количества кристобалита, глинистых минералов и пирита связано с региональными эпигенетическими процессами, тогда как признаки гидротермально-метасоматических изменений отсутствуют. Данное обстоятельство и широкое распространение туффитов и туфов на площади Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы позволяет рассматривать эти породы как исходные при изучении ха-

Таблица 1. Значения основных показателей физических и физико-механических свойств туффилов мыса Округлый

№ образца	Плотность, г/см ³	Минеральная плотность, г/см ³	Пористость, %	V _p , км/с	Прочность на одноосное сжатие, МПа	Снижение прочности при водонасыщении, %
ОК-1	1.21	2.60	54	1.30	4	72
ОК-2	1.00	—	—	0.90	—	—
ОК-3	1.11	2.58	57	1.30	5	61
ОК-4	1.09	2.69	60	1.20	5	66
ОК-6	1.48	2.67	44	1.40	3	—
ОК-7	1.25	2.62	52	1.50	5	67
ОК-8	1.15	2.68	57	1.40	8	65
ОК-10	1.30	—	—	1.40	7	69
ОК-11	1.23	2.75	55	1.50	5	67
ОК-13	1.30	—	—	1.50	5	54
ОК-14	1.19	—	—	1.40	8	78
ОК-15	1.20	2.68	55	1.50	6	50
ОК-16	1.16	2.72	57	1.50	6	53
ОК-17	1.26	2.59	51	1.40	6	69
ОК-19	1.18	2.69	56	1.50	7	85
ОК-20	1.30	2.79	53	0.70	3	Рассыпался
ОК-21	1.32	2.70	51	1.50	5	71
ОК-23	1.30	—	—	1.70	8	78
ОК-27	1.11	—	—	1.60	10	55
ОК-29	1.20	2.59	53	1.50	8	65

Примечание. В этой таблице и далее “—” — значения показателя не определено.

рактера и интенсивности их преобразований в недрах системы.

ОПАЛИТЫ

В пределах Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы широко распространены опалиты, развивающиеся по вулканическим и вулканогенно-осадочным породам. Среди них выделяются моноопаловые, опал-глинистые и кварц-алунитовые породы.

Моноопаловые породы представляют собой белые или светло-бежевые, легкие, тонкопористые образования. Они широко распространены на современных и, по-видимому, древних фумарольных полях и характеризуют участки разгрузки кислых и ультракислых гидротерм, имеющих температуру около 100°С. Основными вторичными минералами являются опал и кристобалит, которые практически полностью замещают все компоненты первичной породы. С опалом и кристобалитом нередко ассоциируют ярозит, гематит и гидроксиды Fe, придающие породе желтую, охристую, бурую, пеструю окраску. В оптическом микроскопе основная масса опалита не реагирует

на поляризованный свет, только некоторые участки слабо двупреломляют. Это связано с тем, что большая часть вещества находится в аморфном или крипнокристаллическом состоянии. Замещение первичной породы носит псевдоморфный характер: просматриваются контуры и “тени” литокристаллокластов. Кремнистое вещество панцирей диатомей, характерное для туффилов, в процессе сернокислотного выщелачивания растворяется и затем осаждается в порах в виде кристобалита (рис. 4а, 4б). Судя по образующимся структурам, процессы выщелачивания и осаждения происходят одновременно. В результате преобразований минерального состава и структуры порового пространства существенно меняются свойства пород. Опалиты представляют собой легкие (1.59–1.81 г/см³), высокопористые (25–39%) породы (табл. 2). Невысокая минеральная плотность (2.41–2.67 г/см³) обусловлена низкой плотностью слагающих их минералов кремнезема (кристобалит – 2.27 г/см³, опал – 1.7–2.5 г/см³). Большая часть пор (62–85%) является открытой: они пропускают воду при свободном водопоглощении. Поскольку кремнистый каркас достаточно

“жесткий”, то опалиты, несмотря на большую пористость, характеризуются относительно высокими значениями скорости упругих волн ($V_p = 2.9\text{--}3.0$ км/с) и прочности ($R_c = 25\text{--}46$ МПа). Коэффициент Пуассона отличается пониженными значениями ($\mu = 0.13\text{--}0.14$), что также обусловлено наличием жесткого пористого кремнистого каркаса и находится в соответствии с хрупким характером разрушения этих пород. Водонасыщение на прочностные и упругие свойства опалитов не влияет. Ожелезнение опалитов увеличивает их плотность до $2.01\text{--}2.09$ г/см³ за счет значительного повышения минеральной плотности — до $2.85\text{--}2.96$ г/см³.

Опал-глинистые породы имеют желтоватый оттенок, макроскопически выделяются контуры первичных обломков. Основными вторичными минералами, помимо кремнистых, являются смектиты и хлорит в количестве до 25%; присутствуют гипс и ярозит. Эти породы наиболее широко распространены на площади Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы: они вскрываются в коренных обнажениях вдоль рек Кузьминка, Матросская, Городская, на горе Маяк, в верхней части туффовидной толщи в скважине ГП-3, и др. Смектиты и хлорит в ассоциации с кристобалитом превдоморфно замещают кристаллокласты плагиоклаза (рис. 5а). Преобразования начинаются с дефектов и микротрещин в кристалле, постепенно захватывая весь его объем. Как правило, непереработанной остается лишь внешняя часть кристалла толщиной 5–10 мкм. Это может быть связано с зональным строением кристалла, при котором краевая зона имеет более кислый (альбитовый) состав и поэтому устойчива к воздействию термальных вод. Цементирующая масса сложена колломорфными зернами кристобалита, покрытыми глинистыми пленками, посредством которых и происходит контакт зерен (рис. 5б). На РЭМ-изображении хорошо видны сфероидальные образования кристобалита размером 0.1–0.3 мкм, растущие в поре (рис. 5в). Вокруг поры — игольчатые микрокристаллы толщиной 0.2–0.5 нм, предположительно ярозита. На рис. 5г показан выщелоченный кристалл плагиоклаза, частично замещенный глинистыми минералами с губчатой микроструктурой, волокнисто-игольчатым ярозитом и кремнистым веществом. Краевая оболочка кристалла толщиной не более 10 мкм сохранилась. Вокруг кристалла — плотная масса, сложенная кремнистым веществом. Присутствие глинистых минералов повышает пористость опалитов до 41–52% и снижает значения физико-механических свойств (см. табл. 2): скорости распространения продольных волн до 1.55–1.6 км/с, модуля упругости — до 2.9–3.9 ГПа, прочности на сжатие до 2.8–7 МПа. Характер разрушения породы меняется на хрупко-пластичный. При

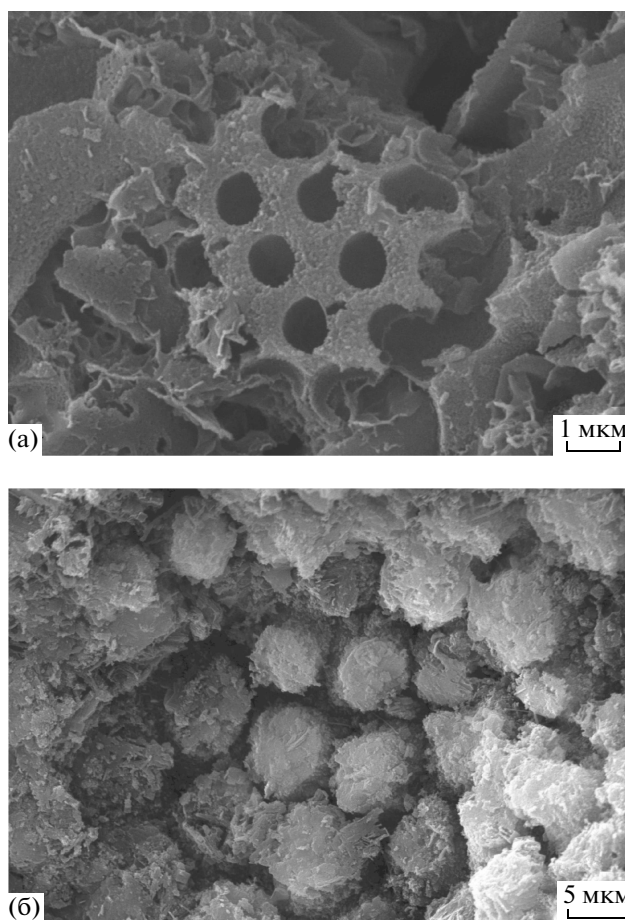


Рис. 4. Перекристаллизация кремнистого панциря диатомеи в кристобалит под влиянием термальных вод. РЭМ-изображения.

а — неизменный панцирь (туффит мыса Округлый), б — панцирь, замещенный кристобалитом (опалит, р. Городская).

водонасыщении опал-глинистых пород их прочность снижается более чем в два раза, что связано с изменением свойств глинистых минералов при увлажнении — формированием слоя осмотической воды вокруг глинистых частиц, возникновением расклинивающего давления и ослаблением структурных связей [Грунтоведение, 2005].

Кварц-алунитовые породы имеют массивную текстуру, но отмечаются каверны и крупные поры, являющиеся результатом выщелачивания. Эти новообразования также широко распространены в северной части о-ва Парамушир (изучены в районе оз. Изумрудно-Голубое и в других геологических разрезах вдоль хребта Вернадского), но гипсометрически тяготеют к более высоким горизонтам, чем опал-глинистые породы. Основными породообразующими минералами являются кварц и алуниг, которые слагают матрикс породы в виде плотного микрокристаллического лепидогранобластового агрегата (рис. 6а). Кварц образует микро-

Таблица 2. Значения основных показателей физических и физико-механических свойств опалитов

Место отбора образца	№ обр.	Плотность, г/см ³	Минеральная плотность, г/см ³	Пористость, %	V _p , км/с	Модуль упругости, ГПа	Прочность на одноосное сжатие, МПа	Снижение прочности при водонасыщении, %
Моноопалиты								
р. Городская	2/712	1.59	2.41	34	3.0	—	28	—
	Эб-8/10-1	1.81	2.41	25	2.9	15	25	0
	Эб-9/10-1	1.64	2.67	39	3.0	14	46	0
Железистые моноопалиты								
р. Кузьминка, оз. Изумрудно-Голубое	2/717	2.09	2.85	27	3.4	—	40	28
	Эб-27/10-1	2.01	2.96	17	3.4	19	28	34
Опал-глинистые породы								
р. Городская	Эб-11/10	1.64	2.76	41	1.6	3.9	7	67
оз. Изумрудно-Голубое	Эб-19/10-3	1.34	2.75	52	1.55	2.9	2.8	—
Кварц-алунитовые породы								
оз. Изумрудно-Голубое	Эб-27-10/3а	2.32	2.80	17	4.45	43	43	9
	Эб-27-10/3б	2.29	2.72	16	5.05	36	104	4

кристаллы ксеноморфной извилистой формы размером от 0.02 до 0.06–0.08 мм, отдельные участки породы сложены криптокристаллическим кварцем. Алунит встречается в виде пластинчатых анизометрических кристаллов толщиной 2–10 мкм (рис. 6б, 6в), располагающихся в межобломочном пространстве и между кристаллами кварца. По данным рентгенофазового анализа содержание алунита в породе варьирует от 6–7 до 43%. На поверхности кристаллов кварца, алунита и сохранившихся остатков плагиоклаза зарождается тридимит в виде тройников или розетковидных микроагрегатов, состоящих из псевдогексагональных пластинчатых кристаллов размером 0.2–0.5 мкм (рис. 6г). Степень переработки исходных пород высокая: туффиты и туфы практически полностью перекристаллизованы в кварц-алунитовый агрегат, однако первичную структуру породы можно идентифицировать по псевдоморфным замещениям. Кварц-алунитовые метасоматиты представляют собой плотные ($\rho = 2.29–2.32$ г/см³), негигроскопичные породы. Морфология порового пространства исходных пород меняется под воздействием разнонаправленных гидротермальных процессов: во-первых, обломочный матрикс полностью перекристаллизуется в плотный лепидогранобластовый кварц-алунитовый микроагрегат, в результате чего первичная пористость исчезает; во-вторых, процесс выщелачивания кислыми термальными водами приводит к формированию вторичных пор, вплоть до крупных каверн. В результате, средняя величина пористости

кварц-алунитовой породы составляет 16–17%. Но величина открытой пористости не превышает 6–7%, что указывает на преобладание изолированных пор, не пропускающих воду. Скорости распространения продольных волн характеризуются высокими значениями $V_p = 4.45–5.0$ км/с, что связано с высокой плотностью породы. Кварц-алунитовые породы отличаются высокой прочностью на сжатие, варьирующей в интервале от 43 до 104 МПа. Обращает на себя внимание существенная разница в прочности при близких значениях плотности и пористости. По-видимому, это связано с различиями, во-первых, в количественном содержании кварца и алунита, а во-вторых, в особенностях микростроения этих пород. Наиболее прочными являются породы, в которых алунит замещает кристаллокласты плагиоклазов и единичные литокласты, находясь внутри прочно сцементированного кварцевого микроагрегата, образующего жесткий каркас породы; количество алунита составляет 6–7%. Увеличение содержания алунита до 42%, развитие его в виде гнездовидных скоплений в основной массе или в межобломочном пространстве (см. рис. 6б), наличие пластинок алунита на контактах кварцевых зерен и слабые контакты между ними, по типу “базискол” (см. рис. 6в) — все это приводит к снижению прочности породы более чем в два раза. Водонасыщение на прочностные свойства кварц-алунитовых пород практически не влияет, их коэффициент

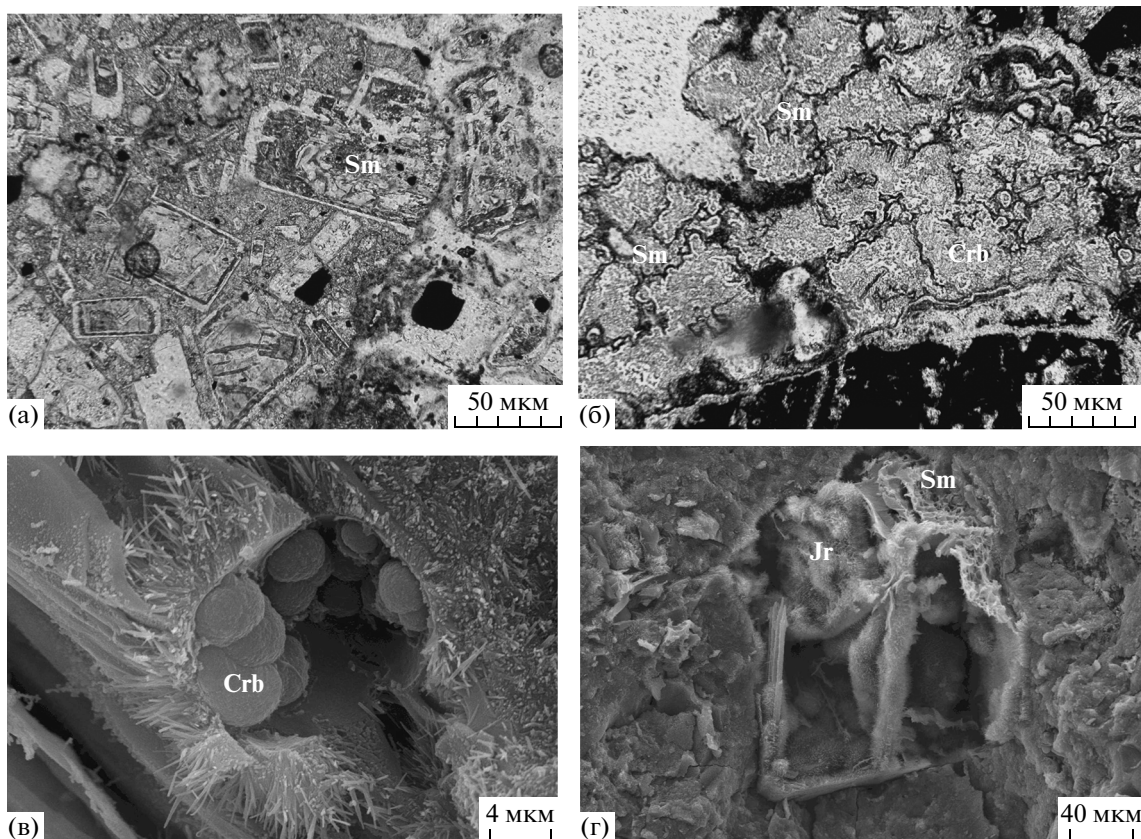


Рис. 5. Строение опал-глинистых пород.

а, б – фотографии шлифов: а – псевдоморфное замещение кристаллов плагиоклаза кристобалитом и глинистыми минералами; б – цементирующая масса – коллоидные образования кристобалита с пленками глинистых минералов, $H \parallel$; в, г – РЭМ-изображения: в – сфероидальные образования кристобалита в поре; г – выщелоченный кристалл плагиоклаза, частично замещенный ярозитом и глинистым минералом, вокруг кристалла – кремнистое вещество. Sm – смектиты, Crb – кристобалит, Jr – ярозит.

размягчаемости составляет 0.91–0.96. Характер разрушения под нагрузкой – хрупкий.

Толща опалитов, в целом, имеет зональное строение. Наиболее широко распространенные опал-глинистые породы образуются за счет фильтрации нейтральных или слабокислых гидрокарбонатно-сульфатных растворов по высокопористым и трещиноватым туффитам и туфам. Кварц-алунитовые породы “надстраивают” верхние горизонты опал-глинистых пород и, вероятно, образуются в зоне конденсации кислых паро-газовых флюидов (в области формирования вторичных сульфатных вод). Моноопаловые породы чаще всего трассируют очаги разгрузки кислых и ультракислых термальных вод, тяготеющие к привершинной части хребта Вернадского или к отдельным современным и палеовулканическим центрам, и развиваются не только по вулканогенно-осадочным, но и вулканическим породам. Породы каждой зоны отличаются физико-механическими свойствами и играют определенную роль в гидротермально-магматической системе.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ПРОПИЛИТЫ

Эти породы изучены при проходке скважин П-1, П-3, П-4, П-5, а также в естественных обнажениях на горе Маяк. Они образовались в результате гидротермально-метасоматического изменения литокристалло- и витрокристаллокластических туфов и туффитов с алевритовой и псаммитовой структурой. Степень переработки пород различна. По слабоизмененным образцам видно, что первичные породы аналогичны туффитам мыса Округлый, в них также встречаются остатки панцирей диатомовых водорослей и зерна глауконита, наблюдается начальный процесс перекристаллизации остатков диатомей и замещение их минералами кремнезема и смектитами. Изменения проявляются в виде формирования новых минералов: альбита, кварца, кальцита, цеолитов (гейландита, десмина), хлорита, смектитов и, в меньшей степени, гидрослюда и каолинита. Присутствуют рудные минералы – пирит и ильменит, замещающий титаномagnetит.

Цементирующая масса в пропилитах тонкодисперсная, микропористая (размер пор 1–5 микрон),

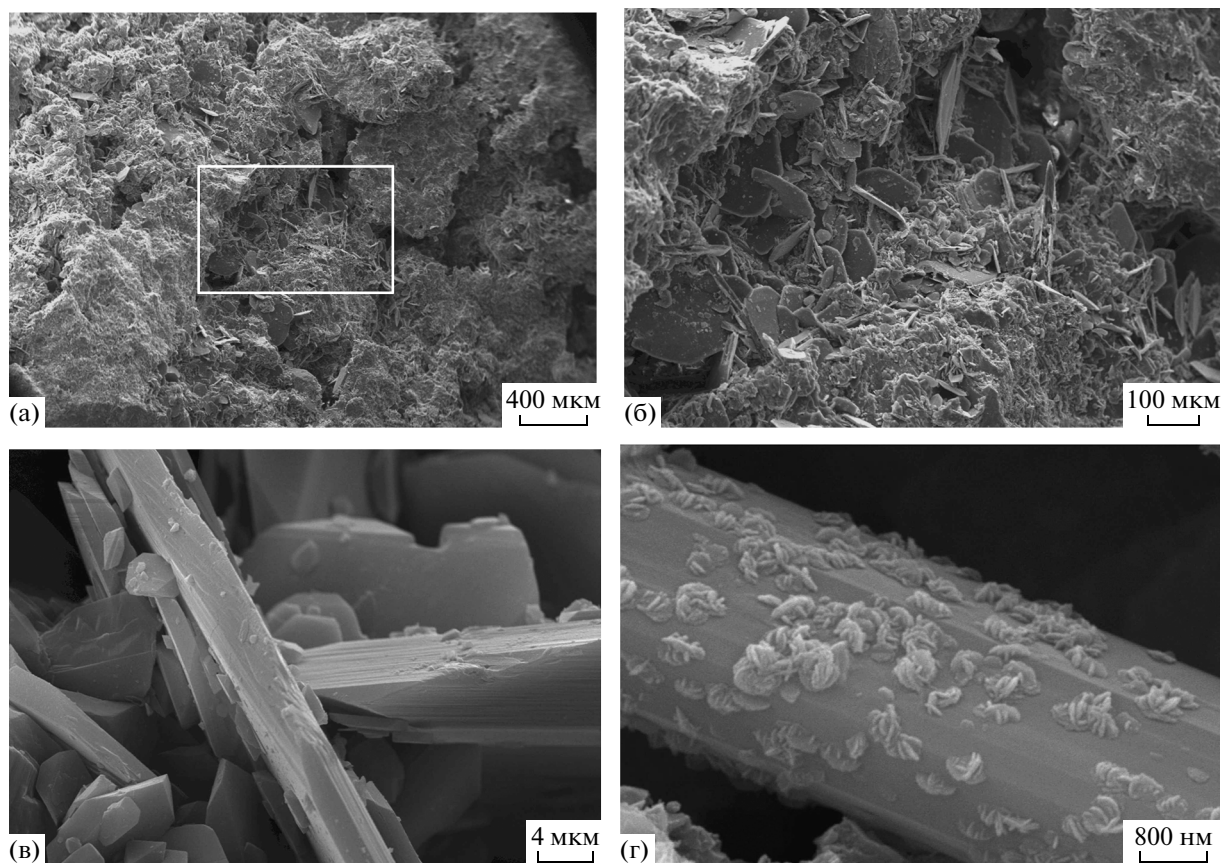


Рис. 6. Строение кварц-альбитовых метасоматитов. РЭМ-изображения.

а — плотный криптокристаллический кварц-альбитовый агрегат: кварц обрастает обломки, альбит развивается в межобломочном пространстве; б — участок, сложенный пластинчатыми кристаллами альбита; в — контакт альбитовых пластинок по типу “базис-скол”; г — розетковидные агрегаты тридимита, растущие на поверхности кристалла плагиоклаза.

полиминеральная и неоднородная по строению. В оптическом микроскопе она трудно диагностируема. Исследования в электронном микроскопе показали, что в породах находятся микрокристаллы полевых шпатов, кварца, хлорита и смектитов. Количественное содержание этих компонентов на разных участках породы сильно варьирует. Так, основная масса может быть представлена: микрокристаллическим полевошпатовым агрегатом (длина кристаллов от 1–2 до 10–20 мкм, ширина 1–5 мкм), кремнисто-глинистым материалом с чешуйчато-игольчатой микроструктурой, микропористым полевошпатово-глинистым агрегатом, состоящим из чешуйчато-волокнистого глинистого минерала и кристаллов полевого шпата размером 1–5 мкм. В шлифах также видно, что на отдельных участках порода сцементирована карбонатным веществом. Таким образом, цемент низкотемпературного пропилита очень разнородный даже в пределах одного образца.

Кристаллы плагиоклаза претерпевают интенсивное выщелачивание и альбитизацию. Замещение плагиоклазов альбитом начинается с дефек-

тов, микротрещин и включений вулканического стекла, постепенно распространяясь на весь кристалл. Как и в зоне сернокислотного выщелачивания, края кристаллов часто сохраняют первичную форму и состав. Иногда в ассоциации с альбитом встречаются цеолиты (гейландит). Отдельные кристаллокласты плагиоклаза псевдоморфно замещены кальцитом. Кристаллокласты пироксена и роговой обманки практически неизменны. В некоторых образцах наблюдаются тонкие прожилки, выполненные кальцитом и кварцем.

Низкотемпературные пропилиты обладают более высокими значениями показателей физических и механических свойств, по сравнению с неизменными туффитами (табл. 3). Пропилитизация вызывает значительное уплотнение пород — до 1.86–2.27 г/см³, тогда как минеральная плотность повышается слабо. Пористость пород снижается в два раза, уменьшается и доля открытых пор. Уплотнение пород закономерно приводит к повышению скорости распространения продольных волн до 2.05–3.4 км/с. При водонасыщении образцов скорости, в основном, умень-

Таблица 3. Значения показателей физических и физико-механических свойств низкотемпературных пропилитов

Место отбора образца	№ обр. (в скважинах – глубина отбора, м)	Плотность, г/см ³	Минеральная плотность, г/см ³	Пористость, %	V _p , км/с	Прочность на одноосное сжатие, МПа
Скв. П-1	29	2.12	2.84	25	2.45	17
Скв. П-1	37.5	2.19	2.83	23	2.80	29
Скв. П-1	46.5	2.18	2.86	24	2.20	30
Скв. П-3	36.3	2.14	2.78	23	3.20	43
Скв. П-3	38	2.00	2.77	28	2.30	20
Скв. П-3	40.5	2.03	2.75	26	2.30	25
Скв. П-4	9	2.13	2.75	23	2.45	29
Скв. П-4	11.5	2.08	2.82	26	2.35	32
Скв. П-4	14	2.16	2.82	23	2.30	30
Скв. П-4	18.5	2.00	2.72	26	2.70	46
Скв. П-5	5.8	1.92	2.74	30	2.25	22
Скв. П-5	8.5	1.87	2.71	31	2.05	15
Скв. П-5	9.8	2.12	2.73	22	–	64
Скв. П-5	10.8	1.99	2.72	27	2.00	22
Скв. П-5	13	1.97	2.67	26	3.05	20
Скв. П-5	13	2.15	2.67	19	2.95	59
Скв. П-5	13	1.86	2.67	30	2.10	14
Скв. П-5	14.5	1.95	2.74	29	2.20	17
Скв. П-5	17.5	2.27	2.68	15	3.40	–
г. Маяк	3/47-а	2.04	2.60	22	3.10	45
г. Маяк	3/47-б	2.12	2.60	18	3.40	–

шаются, но иногда проявляется и обратный эффект. Снижение значений V_p при водонасыщении обусловлено наличием в породе примеси глинистых минералов, контакты между частицами которых ослабляются в водной среде, что увеличивает время прохождения продольной волны через породу. Увеличение V_p при водонасыщении происходит при отсутствии или минимальном содержании глинистого материала за счет заполнения порово-трещинного пространства породы водой, в которой Р-волны, как известно, распространяются быстрее, чем в воздухе. Прочность на одноосное сжатие варьирует в широких пределах – от 14 до 64 МПа. Такой разброс значений прочности обусловлен неоднородностью состава и структуры цементирующей массы, как было показано выше. В общем, низкотемпературные пропилиты значительно прочнее неизмененных туффов и туфов.

СРЕДНТЕМПЕРАТУРНЫЕ ПРОПИЛИТЫ

Эти породы вскрыты скважиной ГП-3 в интервале глубин 1300–2500 м. Они сформировались в результате воздействия высокотемпературных (>150°C) термальных вод на литокристаллокла-

стические туфы и интрузивные брекчии [Рычагов и др., 2002]. Среди породообразующих минералов преобладают кварц (25–55%), альбит (20–50%) и серицит; присутствуют хлорит (до 10–20%), эпидот, кальцит, адуляр, диксит, цеолиты, пренит, ангидрит, пирит, рутил. Особенностью данной зоны является полная перекристаллизация исходных пород. Гидротермально-метасоматические изменения проявляются в замещении цементирующей массы туфов крипто- и микрокристаллическим гранобластовым кварцевым или лепидогранобластовым кварц-серицитовым агрегатом, в ассоциации с дикситом или кварц-полевошпат-серицит-хлоритовым микрозернистым материалом. Литокласты испытывают те же преобразования. Кристаллокласты плагиоклазов замещаются альбитом, по которому псевдоморфно развиваются серицит и диксит, а также эпидот в виде скоплений зерен. Встречаются выщелоченные кристаллы плагиоклаза. Пироксены полностью перекристаллизованы и замещены эпидотом, кварцем, хлоритом и рудными минералами. Гидротермально-метасоматические процессы протекали настолько интенсивно, что полностью изменили первичную обломочную структуру туфов и брекчий, превра-

Таблица 4. Значения показателей физических и физико-механических свойств среднетемпературных пропилитов

Место отбора образца	Глубина отбора, м	Плотность, г/см ³	Минеральная плотность, г/см ³	Пористость, %	V _p , км/с	Прочность на одноосное сжатие, МПа	Снижение прочности при водонасыщении, %
Скв. ГП-3	1307	2.49	2.73	9	3.90	116	—
	1308	2.49	2.74	9	4.10	133	2
	1310	2.51	2.93	14	3.60	120	—
	1446	2.59	2.91	11	—	—	—
	1646	2.58	2.79	8	4.40	96	2
	2004	2.64	2.81	6	4.10	49	29

тив их в кварц-серицитовые, кварц-альбит-серицит-хлоритовые метасоматиты с вторичной структурой. Поры среднетемпературных пропилитов заполнены тем же материалом, из которого состоит основная масса. Разбивающие породу трещины выполнены мозаичным кварцем, с размером кристаллов до 0.1–0.2 мм. Рудные минералы представлены пиритом, рутилом и титаномагнетитом. В кристалле пирита обнаружены включения титаномагнетита и первичного плагиоклаза. По-видимому, плагиоклаз был захвачен и сохранен при росте кристалла пирита.

Среднетемпературные пропилиты характеризуются наиболее прочными контактами между новообразованными кристаллами, а также исчезновением первичной межобломочной пористости вследствие высокой степени переработки исходных пород. Поэтому они отличаются самими высокими значениями показателей физических и механических свойств (табл. 4). Их плотность составляет 2.49–2.64 г/см³, минеральная плотность изменяется в интервале 2.73–2.93 г/см³, что связано с наличием тяжелых Fe- и Mg-содержащих минералов: рудных, эпидота, хлорита. Породы не гигроскопичны, что вполне естественно, т.к. гигроскопическая вода характерна для глинистых минералов, которые в данных температурных условиях не образуются. Пористость пород колеблется в пределах 6–14%. Кварцевые зерна образуют плотный агрегат (рис. 7а). Но при большом увеличении видно, что пространство между кварцевыми зернами сложено серицитом (рис. 7б), хлоритом и диккитом и оно содержит микропоры размером в первые микроны. С глубиной отмечается тенденция к уплотнению пород и снижению их пористости. Также снижается и доля открытых пор, т.е. уменьшается проницаемость пород. Для среднетемпературных пропилитов характерны высокие значения упругих свойств. Так, скорости распространения продольных волн изменяются от 3.6 до 4.4 км/с, увеличиваясь при водонасыщении до 4.2–4.5 км/с. Прочность на одноосное сжатие характеризуется высокими значениями и варьирует от 49 до

133 МПа. Высокая прочность пород обеспечивается жесткими структурными связями в микроструктурном кварцевом или кварц-полевошпатовом агрегате, образующимся при гидротермальном метаморфизме исходных туфов и брекчий. Широкий разброс значений прочности связан с неравномерной переработкой пород и изменчивостью состава и микростроения вторичного цемента: в составе цемента помимо кварца и полевых шпатов присутствуют хлорит, серицит, диккит, агрегаты которых имеют пористое микростроение, что закономерно вызывает снижение прочности породы. Среднетемпературные пропилиты устойчивы к водонасыщению, в водной среде их прочность не изменяется, либо снижается незначительно.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СВОЙСТВ ПОРОД

Вулканогенно-осадочные породы образуют мощную толщу в структуре Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы и имеют большое значение в распределении потоков гидротермальных флюидов и метеорных (смешанных) вод. Для изучения закономерностей изменения свойств пород в структуре системы принципиальное значение имело выделение исходных пород – не затронутых гидротермально-метасоматическими процессами. Такие вулканогенно-осадочные породы (в основном, туффиты) были изучены в разрезе мыса Округлый (см. рис. 1, 2). Как было отмечено выше, эти породы характеризуются высокой открытой микропористостью и микротрещиноватостью, слабой цементацией обломочного материала, наличием большого количества легко разлагающегося вулканического стекла и кремнезема. Эти свойства пород предопределили направленность и интенсивность их изменения под воздействием гидротермально-метасоматических процессов.

В верхних горизонтах гидротермально-магматической системы в очагах разгрузки кислых и ультракислых хлоридно-сульфатных вод (на со-

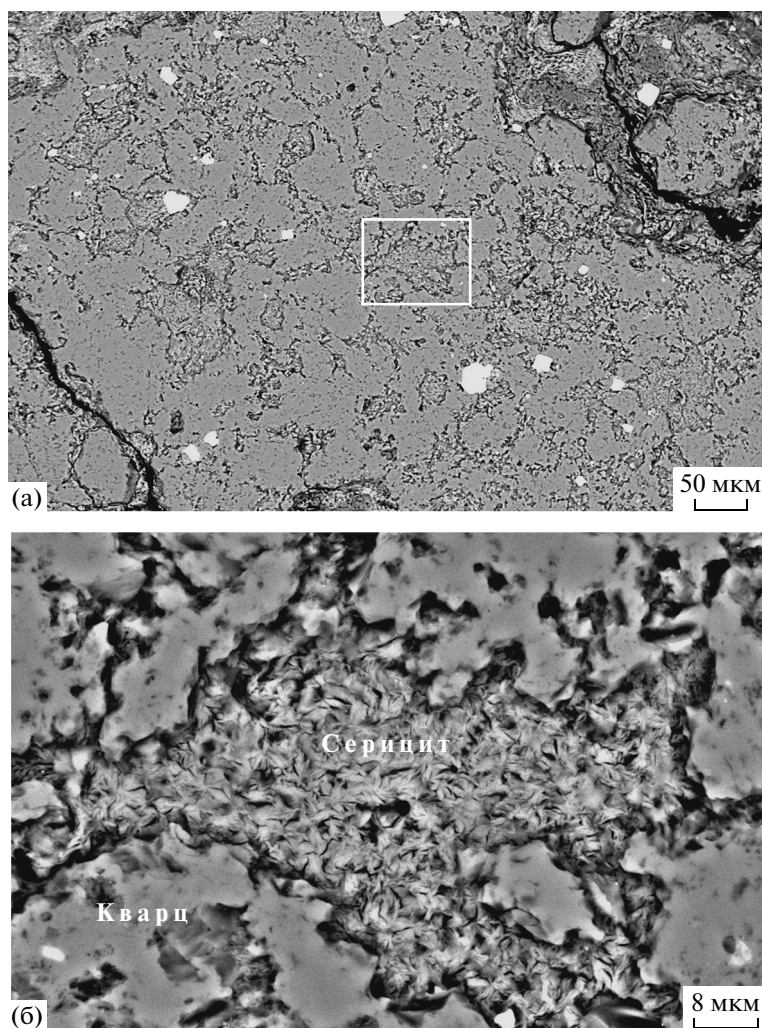


Рис. 7. Микроструктура среднетемпературного пропилита (скв. ГП-3, глубина 1300 м). РЭМ-изображения. а – кварц-серицитовый микроагрегат, б – то же при большом увеличении.

временных и древних термальных полях) туффиты и туфы (а также, видимо, лавы андезитов и андезибазальтов) превращаются в моноопалиты. Исходный материал перекристаллизуется (во многих случаях полностью) в различные низкотемпературные полиморфные модификации кремнезема – опал, кристобалит, тридимит, кварц. С одной стороны, происходит интенсивное замещение и выщелачивание первичных компонентов с образованием пустот, с другой – формирование вторичных минералов в порах, причем, судя по общему снижению пористости породы (от 50–60% у туффитов до 25–40% у опалитов), объем новообразованного вещества превышает объем выщелоченного материала. Перекристаллизация породы и формирование жесткого кремнистого каркаса обеспечивает существенное повышение упругих и прочностных свойств, несмотря на невысокую плотность опалитов (рис. 8а, 8б), табл. 5. Так, прочность при опалитизации увеличивается, в среднем, в 5–6 раз и в отличие от неизме-

ненных пород не снижается при водонасыщении. Характерные для моноопалитов примеси гидроксидов железа существенно увеличивают плотность породы, но не оказывают заметного влияния на механические свойства.

На более глубоких горизонтах гидротермально-магматической системы вследствие активной циркуляции нейтральных и щелочных хлоридно-натриевых и гидрокарбонатных термальных вод происходит преобразование туффитов и туфов в опал-глинистые породы. Наличие глинистых минералов (до 25 об. %) заметно снижает упругие и прочностные характеристики пород и делает их неводостойкими. На свойства новообразованных пород существенное влияние оказывает также форма выделения глинистых минералов. Заполнение глинами порового пространства внутри кремнистого матрикса или замещение кристаллов плагиоклазов приводит к заметному повышению гигроскопической влажности (рис. 9а), но не

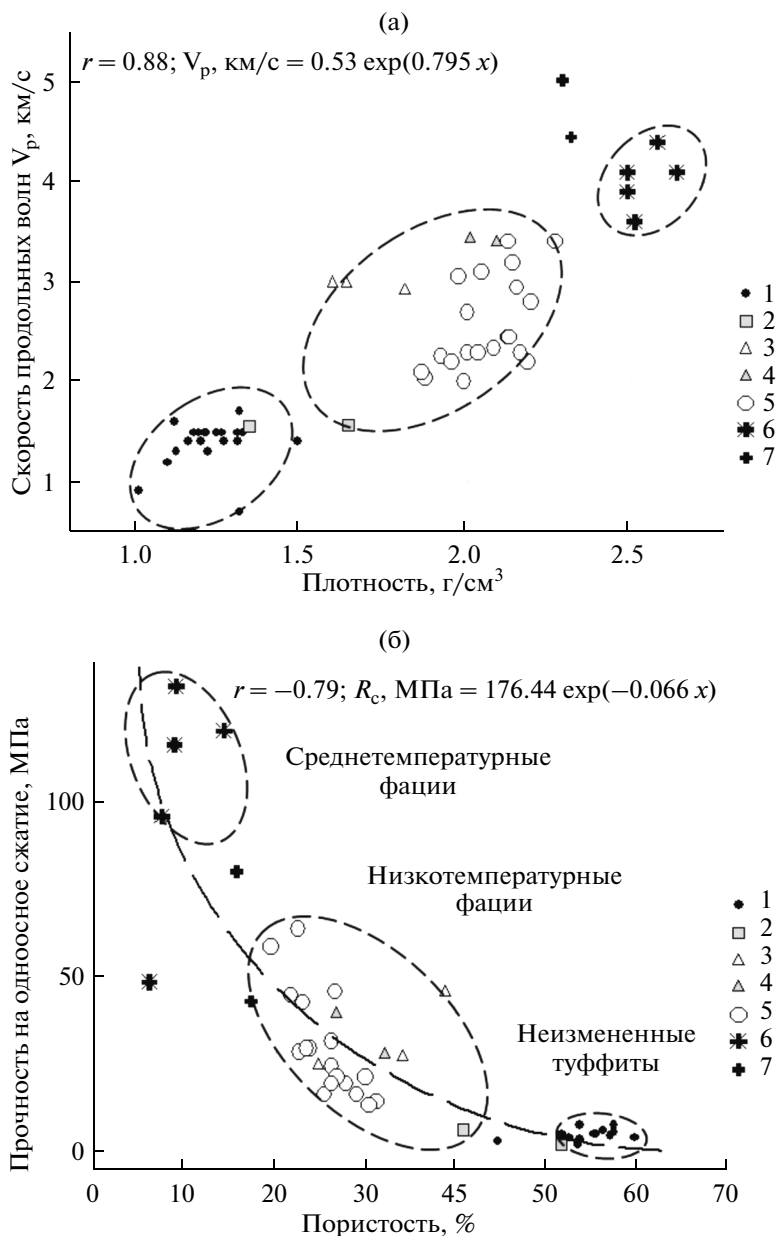


Рис. 8. Графики зависимости скорости распространения продольных волн от плотности (а) и прочности на одноосное сжатие от пористости (б) для различных пород.

1 – неизменные туффиты, 2 – опал-глинистые породы, 3 – моноопалиты, 4 – железистые моноопалиты, 5 – низкотемпературные пропилиты, 6 – среднетемпературные пропилиты, 7 – кварц-алунитовые метасоматиты.

вызывает сильного изменения физико-механических свойств. Существенное снижение прочностных и упругих свойств происходит только тогда, когда глинистые минералы образуются в виде тонких пленок вокруг микрокристаллов кристобалита, слагающих цементирующую массу (см. выше). Это ослабляет прочность контактов, особенно при водонасыщении породы, т. к. в глинистые минералы (в данном случае – смектиты) входит осмотическая вода, которая оказывает расклинивающее действие на глинистые частицы и ослабляет струк-

турные связи. В целом, процесс аргиллизации туффитов и туфов усиливает их водонепроницаемость, несмотря на высокую общую пористость (41–52%). Это связано с малым размером пор, которые при увлажнении породы полностью заполняются водой, адсорбирующей на поверхности глинистых частиц, что препятствует свободной фильтрации растворов сквозь породу.

В ряду опалитов наиболее плотными, прочными и слабдеформируемыми породами являются кварц-алунитовые метасоматиты. Они неигро-

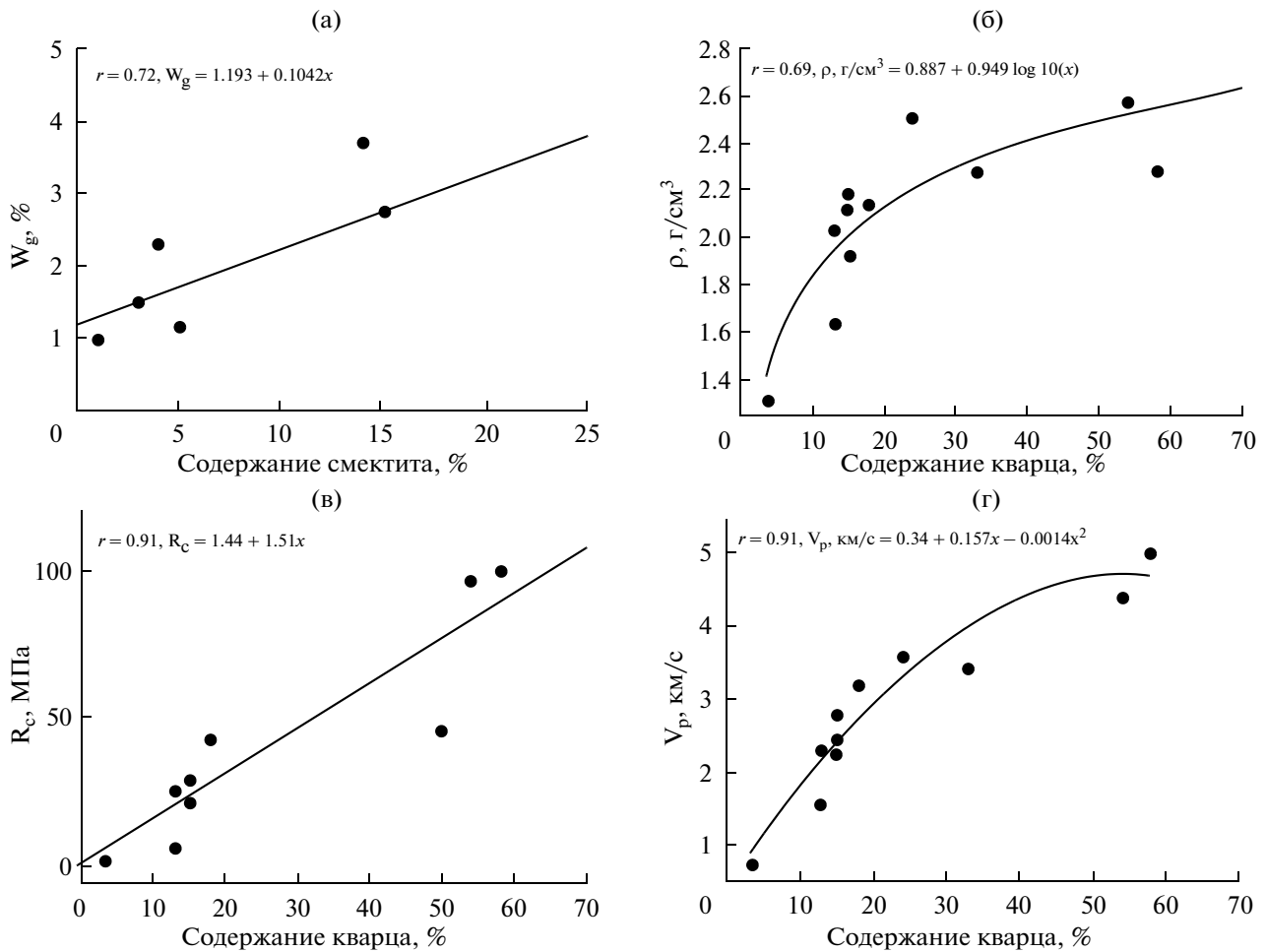


Рис. 9. Влияние содержания вторичных минералов на свойства гидротермально-метасоматических пород. а – зависимость гигроскопической влажности (W_g) от содержания смектитов; б – зависимость плотности (ρ) от содержания кварца; в – зависимость прочности на одноосное сжатие (R_c) от содержания кварца; г – зависимость скорости продольных волн (V_p) от содержания кварца.

скопичны и устойчивы в водной среде. Это свойство обусловлено широким развитием микрокристаллического цемента, состоящего из прочно сросшихся зерен вторичного кварца. Наличие алунита на границах зерен ослабляет прочность контактов и снижает прочностные свойства породы в целом. Исходя из особенностей состава, свойств и положения в структуре гидротермально-магматической системы кварц-алунитовых метасоматитов, мы полагаем, что они образовались за счет фильтрации в исходных породах кислых сульфатных вод в зоне конденсации паро-газового флюида (над крупными областями кипения гидротерм). Такие зоны широко распространены вдоль осевой части хребта Вернадского и могут играть роль дополнительного (вторичного) водоупора и теплоизолирующего горизонта в структуре гидротермально-магматической системы.

Пропилитизация туфов и туффитов приводит к их уплотнению, упрочнению, снижению пористо-

сти, увеличению упругих характеристик. Среднетемпературные пропилиты обладают существенно более высокими значениями упруго-плотностных и прочностных свойств по сравнению с низкотемпературными. Так, пористость пород (50–60%) в результате низкотемпературной пропилитизации снижается, в среднем, в два раза, а при среднетемпературной – в 5 раз, уменьшается и доля открытых пор. Плотность увеличивается от 1.22 г/см³ до 2.06 и 2.55 г/см³, прочность – от 6 МПа до 30 и 100 МПа, а скорость продольной волны V_p – от 1.4 км/с до 2.6 и 4.0 км/с, соответственно. Гигроскопическая влажность туфов и туффитов повышается в процессе низкотемпературной пропилитизации, в отдельных случаях достигая 3.7%, что обусловлено высоким содержанием глинистых минералов, и практически исчезает при среднетемпературных преобразованиях. Таким образом, в результате гидротермально-метасоматических изменений изначально пористые и низкопрочные

Таблица 5. Обобщенная таблица значений показателей физических и физико-механических свойств неизменных туффитов и гидротермально-метасоматических пород Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы

Порода	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	n, %	n_o , %	n_o/n	V_p , км/с	$V_{pв}$, км/с	R_c , МПа	$K_{разм}$, д.ед.	$\chi \times 10^{-3}$ СИ	Кол-во обр.	Вторичные минералы
Неизменные туффиты	$\frac{1.0-1.48}{1.22}$	$\frac{2.58-2.79}{2.67}$	$\frac{44-61}{54}$	$\frac{36-55}{46}$	$\frac{0.71-0.92}{0.87}$	$\frac{0.7-1.7}{1.4}$	$\frac{0.6-1.7}{1.3}$	$\frac{3-10}{5.9}$	$\frac{0.15-0.5}{0.32}$	0.52	20	Кристаллит, смектиты, гидрослюда (в малом количестве)
Опал-глинистые породы	$\frac{1.34-1.64}{1.49}$	2.76	$\frac{41-52}{46}$	$\frac{24-42}{33}$	$\frac{0.59-0.81}{0.70}$	$\frac{1.5-1.6}{1.55}$	—	$\frac{2.8-7}{4.7}$	0.43	17	2	Глинистые минералы, опал, кристобалит, гипс
Моноопалиты	$\frac{1.59-1.81}{1.68}$	$\frac{2.41-2.67}{2.50}$	$\frac{25-39}{32}$	$\frac{15-29}{23}$	$\frac{0.62-0.84}{0.69}$	$\frac{2.9-3.0}{3.0}$	$\frac{2.61-3.0}{2.9}$	$\frac{25-46}{33}$	1	0.22	3	Опал, кристобалит
Опалиты + Fe	$\frac{2.01-2.09}{2.05}$	$\frac{2.85-2.96}{2.90}$	$\frac{27-32}{29}$	$\frac{17-19}{18}$	$\frac{0.53-0.73}{0.63}$	3.40	$\frac{2.9-3.3}{3.1}$	$\frac{28-40}{34}$	$\frac{0.67-0.72}{0.70}$	—	2	Опал, кристобалит, халцедон, гидроксиды Fe, ярозит
Кварц-алунитовые породы	$\frac{2.29-2.32}{2.30}$	$\frac{2.72-2.80}{2.76}$	$\frac{16-17}{16.5}$	6.2	0.42	$\frac{4.45-5.0}{4.75}$	$\frac{3.78-5.0}{3.8}$	$\frac{43-104}{73}$	$\frac{0.8-0.9}{0.85}$	—	2	Кварц, алунит
Низкотемпературные пропилиты	$\frac{1.86-2.27}{2.06}$	$\frac{2.6-2.86}{2.74}$	$\frac{15-31}{25}$	$\frac{10-23}{17}$	$\frac{0.55-0.78}{0.66}$	$\frac{2.05-3.4}{2.6}$	$\frac{1.6-3.3}{2.4}$	$\frac{14-64}{30}$	—	$\frac{2.3-29.5}{18}$	22	Смектиты, гидрослюда, хлорит, кварц, альбит, кальцит, цеолиты
Среднетемпературные пропилиты	$\frac{2.49-2.64}{2.55}$	$\frac{2.73-2.93}{2.82}$	$\frac{6-14}{9.5}$	$\frac{0.3-6.5}{4.3}$	$\frac{0.04-0.74}{0.50}$	$\frac{3.6-4.4}{4.0}$	$\frac{4.2-4.5}{4.35}$	$\frac{49-197}{103}$	$\frac{0.71-1.0}{0.90}$	$\frac{0.01-0.15}{0.05}$	6	Кварц, альбит, мусковит, эпидот, адуляр, цеолиты, пренит, хлорит, дикиит, рудные

Примечание. Над чертой — минимальное и максимальное значения показателя, под чертой — среднее значение.

вулканогенно-осадочные породы превратились в плотные образования высокой прочности. Наибольшие изменения свойств пород произошли под воздействием высокотемпературных хлоридно-натриевых растворов: пористая тонкообломочная основная масса пород полностью перекристаллизовалась в плотный микрокристаллический агрегат, с прочными контактами между зернами, а первичная межобломочная пористость практически исчезла вследствие заполнения пустот вторичными минералами (кварцем, альбитом, мусковитом, хлоритом, эпидотом). В наибольшей степени уплотнение и упрочнение пород обеспечивает вторичный кварц, образующий микрокристаллический агрегат, состоящий из прочно сросшихся зерен с извилистыми ксеноморфными очертаниями поверхности. На графиках (рис. 9б, 9в, 9г) показано влияние содержания кварца на свойства пород, которое проявляется в увеличении плотности, скорости распространения продольных волн и прочности. Повышение значений показателей свойств наблюдается при увеличении содержания кварца примерно до 50%, а далее происходит стабилизация, т.е. свойства достигают максимальных значений. Наличие других вторичных минералов в межзерновом пространстве существенного влияния на прочностные и упругие свойства не оказывает, до тех пор, пока они располагаются внутри кварцевого агрегата. Но прочность породы резко снижается, если другие вторичные минералы выполняют пространство между зернами кварца или слагают целые участки. В процессе гидротермально-метасоматических преобразований пород снижается не только их общая пористость, но и доля открытых пор, способных фильтровать воду. В среднетемпературных пропилитах это обусловлено формированием плотного микрокристаллического агрегата, состоящего из прочно сросшихся зерен минералов (в основном, кварца). В низкотемпературных пропилитах и опал-глинистых породах это связано с широким развитием гидротермальных глинистых минералов: характерное для таких образований большое количество микропор, заполненных связанной водой, препятствует фильтрации гидротермальных растворов.

Необходимо отметить, что зависимости физико-механических свойств от плотности и пористости описываются едиными трендами для неизменных туфов и туффитов и пород всех гидротермальных фаций (см. рис. 8). Так, зависимость скорости продольных волн от плотности характеризуется тесной корреляционной связью ($r = 0.88$) и описывается экспоненциальным уравнением. Между прочностью на сжатие и пористостью также существует тесная корреляционная связь ($r = -0.79$) и обратная экспоненциальная зависимость. Хотя каждая из гидротермальных фаций на диаграмме и обособляется в виде определенной области, но происходит это в пределах одного тренда.

Это может свидетельствовать о единой природе (общем источнике, определенной направленности) гидротермально-метасоматических процессов, происходящих в недрах Северо-Парамуширской системы. Данное предположение согласуется с полученным ранее выводом о том, что система находится на прогрессивном этапе развития [Рычагов и др., 2002]. Для регрессивного этапа эволюции систем характерно наложение низкотемпературных преобразований на высокотемпературные, в результате чего единая взаимосвязь между свойствами новообразованных пород нарушается. В частности, это было показано для Паужетской гидротермальной системы [Фролова и др., 2011].

ВЫВОДЫ

1. В ряду неизменных туфов и туффитов \rightarrow \rightarrow низкотемпературные гидротермально-метасоматические фации \rightarrow среднетемпературные фации происходит снижение пористости пород, их уплотнение, упрочнение и повышение упругих характеристик. Наибольшие изменения свойств вызывают глубинные высокотемпературные щелочные и нейтральные хлоридно-натриевые растворы, под воздействием которых пористая тонкообломочная слабосцементированная основная масса исходных пород перекристаллизуется в плотный микрокристаллический гранобластовый кварцевый или полевошпат-кварцевый агрегат, с прочными контактами между слагающими его зернами. Первичная пористость исчезает вследствие заполнения пустот вторичными минералами, среди которых преобладают кварц, альбит, хлорит, серицит, эпидот, диксит.

2. При гидротермально-метасоматических изменениях исходных пород снижается доля открытых пор и микротрещин, способных фильтровать гидротермальные растворы. Отложение вторичных минералов (прежде всего — глинистых и минералов кремнезема) создает условия для изоляции потоков гидротермальных флюидов и образования дополнительных (вторичных) теплоизоляционных и водоупорных горизонтов. Вероятно, этот процесс наиболее характерен для верхних частей крупных зон кипения гидротерм, где происходит конденсация кислых сульфатных вод.

3. Взаимосвязи между свойствами неизменных вулканогенно-осадочных пород, опалитов, низко- и среднетемпературных пропилитов подчиняются единому тренду, что может свидетельствовать о формировании гидротермально-метасоматических пород в ходе однонаправленного процесса на этапе прогрессивного развития Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы. Этот вывод согласуется с полученными нами ранее геолого-структурными и минералого-геохимическими данными.

4. Поскольку гидротермально-метасоматические изменения приводят к устойчивому снижению пористости пород (в 5–6 раз), а объем новообразованного вещества значительно превышает количество выщелоченного первичного материала, для этапа прогрессивного развития гидротермально-магматической системы характерен принос вещества из ее нижних горизонтов.

Авторы выражают глубокую признательность всем коллегам, участвовавшим в полевых работах, и сотрудникам аналитических служб Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН за большой объем лабораторных исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 13-05-00530, 13-05-00262, 14-05-00708).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белоусов В.И.* Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1978. 174 с.
- Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Сугробов В.М.* Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая конвективная система: геологическое строение, концептуальная модель, геотермальные ресурсы // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1. С. 34–50.
- Бойкова И.А.* Низкотемпературная минерализация вулканогенно-осадочных пород северной части о. Парамушир // Материалы конференции “Вулканизм и связанные с ним процессы”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011. С. 121–125.
- Власов Г.М.* Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования // Тр. Лаб. вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 166–178.
- Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
- Котенко Т.А., Котенко Л.В.* Состояние вулкана Эбеко (о-в Парамушир) и влияние его активизации на экологическую обстановку // Вестник ДВО РАН. 2010. № 3. С. 51–58.
- Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю. и др.* Вулкан Эбеко (Курильские острова): История эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Ч. 1 // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 69–81.
- Никитина Л.П.* Миграция металлов с активных вулканов в бассейн седиментации. М.: Наука, 1978. 80 с.
- Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского, о. Парамушир) // Тр. СахКНИИ. Вып. 16. Южно-Сахалинск, 1966. 208 с.
- Пэк А.А.* Гидродинамические модели гидротермальных рудообразующих систем // Рудообразующие процессы и системы. М.: Наука, 1989. С. 68–78.
- Рычагов С.Н.* Эволюция гидротермально-магматических систем островных дуг / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 50 с.
- 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 // Вулканология и сейсмология. 2002. № 4. С. 3–21.
- Фролова Ю.В.* Скальные грунты и лабораторные методы их изучения. М.: КДУ, 2015. 222 с.
- Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Рычагов С.Н.* Инженерно-геологические особенности гидротермально-метасоматических пород Камчатки и Курильских островов // Инженерная геология. 2011. № 1. С. 48–64.
- Corbett G.J., Leach T.M.* Southwest Pacific Rim Gold-Copper systems: Structure, Alteration and Mineralization // Special Pub. Society of Econ. Geol. Ins. 1998. № 6. 237 p.
- Frolova Ju., Ladygin V., Rychagov S., Zukhubaya D.* Effects of hydrothermal alterations on physical and mechanical properties of rocks in the Kuril-Kamchatka island arc // Engineering Geology. 2014. V. 183. P. 80–95.
- Lund J.W., Bertani R.* Worldwide Geothermal Utilization 2010 // Geothermal Resources Council Transactions. 2010. V. 34. P. 195–198.
- Lutz S. J., Zutshi A., Robertson-Tait A. et al.* Lithologies, hydrothermal alteration, and rock mechanical properties in wells 15-12 and BCH-3, Bradys hot springs geothermal field, Nevada // Geothermal Resources Council Transactions. 2011. V. 35. P. 469–476.
- Shevko A. Ya., Gora M. P., Golikov N. A. et al.* Petrophysical Properties of Volcanic Rocks in the Interpretation of Geophysical Data (Volcano Ebeko, Kuril Islands) // Open Journal of Geology. 2013. № 3. P. 77–80.