

УДК 624.131.4

## К ВОПРОСУ О ПРЕОБРАЗОВАНИИ ТУФОВ В РАЗРЕЗЕ ВЕРХНЕ- ПАУЖЕТСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

*Ю.В. Фролова<sup>1</sup>, М.С. Чернов<sup>1</sup>, С.Н. Рычагов<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет,  
Москва, 119992;

*e-mail: ju\_frolova@mail.ru*

<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,

Петропавловск-Камчатский,  
683006; *e-mail: rychn@kscnet.ru*

Рассмотрены петрографические и инженерно-геологические особенности вулканогенно-осадочных пород (туфов, туффитов), слагающих верхнюю часть разреза Паужетского геотермального месторождения. Показаны преобразования структурно-минералогических характеристик пород - вплоть до превращения в гидротермальные глины, и сопровождающие их изменения свойств (физических, физико-механических) в разрезе Верхне-Паужетского термального поля.

### **Введение**

Развитие геотермальной энергетики и использование тепла Земли для целей тепло- и электрофикации предполагает изучение инженерно-геологических условий геотермальных районов, включая физико-механические свойства слагающих их пород. Как правило, вулканические породы отличаются достаточно высокими значениями прочностных и деформационных показателей свойств. Однако, в структуре гидротермальных систем парогидротермы могут оказывать на вмещающие горные породы «негативное» воздействие, при определенных условиях приводя к существенному снижению характеристик. В частности, в пределах термальных полей скальные вулканические массивы нередко полностью превращаются в глинистые толщи [2, 4-6, 7, 9, 10]. Это вносит коррективы в методику изучения пород, расчеты устойчивости оснований инженерных сооружений, моделирование и прогноз опасных склоновых процессов. Кроме того, как показано в ряде наших работ, гидротермальные глины представляют большой интерес для понимания условий минерало-рудообразования в зоне гипергенеза современных гидротермальных систем. Но их физическим и физико-механическим свойствам уделялось недостаточно внимания.

В настоящей работе приводится характеристика туфов верхнепаужетской подсвиты ( $N_2-Q_1$  рац), слагающих приповерхностный горизонт Паужетского геотермального месторождения, и анализируется изменение их состава, строения и свойств в пределах Верхне-Паужетского термального поля. Исследования продолжают цикл работ, проводимых авторами на различных гидротермальных системах Курило-Камчатского региона [6, 9, 10].

### **Геологические условия**

Геологическое строение Паужетской гидротермальной системы детально рассмотрено в [7]. Вмещающими породами являются вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения

(туфы и туффиты) от среднего до кислого составов плиоцен-плейстоценового возраста. В недрах гидротермальной системы на основании гидрогеотермических и изотопно-геохимических данных установлена зона интенсивного смешения метеорных и глубинных термальных вод [6, 7]. За счет разгрузки тепла, переносимого пароводяной смесью по субвертикальным разломам, на дневной поверхности сформировано несколько термальных полей. Одним из них является Верхне-Паужетское термальное поле. Оно имеет размеры 150 x 200 м в плане и расположено на пересечении кольцевых и радиальных тектонических нарушений в приподнятом тектоническом (тектонно-магматическом ?) блоке. В пределах термального поля туфогенные отложения верхнепаужетской подсвиты ( $N_2-Q_1$  рау3), залегающие в верхней части разреза, интенсивно переработаны термальными водами.

### Методы исследования

Разрез приповерхностного горизонта Верхне-Паужетского термального поля исследован с помощью проходки шурфа (ВхПП-1/10, глубина 1,7 м) и трех скважин колонкового бурения (ВхПП-...1/13, 4/13, 2/11, глубиной до 3,5 м). Проведено опробование, в результате которого отобрано 6 монолитов глинистого грунта и 6 образцов подстилающих глинистый горизонт туфов. Методика проведения лабораторных испытаний различна для дисперсных и скальных грунтов.

*Скальные грунты (6 образцов).* Из каждого монолита были изготовлены образцы правильной геометрической формы (кубики), с размером грани 2 см. В ходе лабораторных испытаний определялись следующие свойства пород: плотность воздушно-сухого грунта ( $\rho_d$ ), плотность твердых частиц ( $\rho_s$ ), общая пористость ( $n$ ), величина водопоглощения ( $W$ ), гигроскопическая влажность ( $W_r$ ), магнитная восприимчивость ( $\chi$ ), скорость распространения продольных волн ( $V_p$ ) в сухом и водонасыщенном состоянии;  $K_{vp}$  – коэффициент, показывающий насколько изменяется величина  $V_p$  при водонасыщении; скорость распространения поперечных волн ( $V_s$ ); динамический модуль упругости ( $E_d$ ); прочность на одноосное сжатие ( $R_c$ ); коэффициент размягчаемости ( $K_{разм}$  – отношение прочности образца на одноосное сжатие в водонасыщенном состоянии к прочности в сухом состоянии). Все определения проводились по стандартным методикам [8].

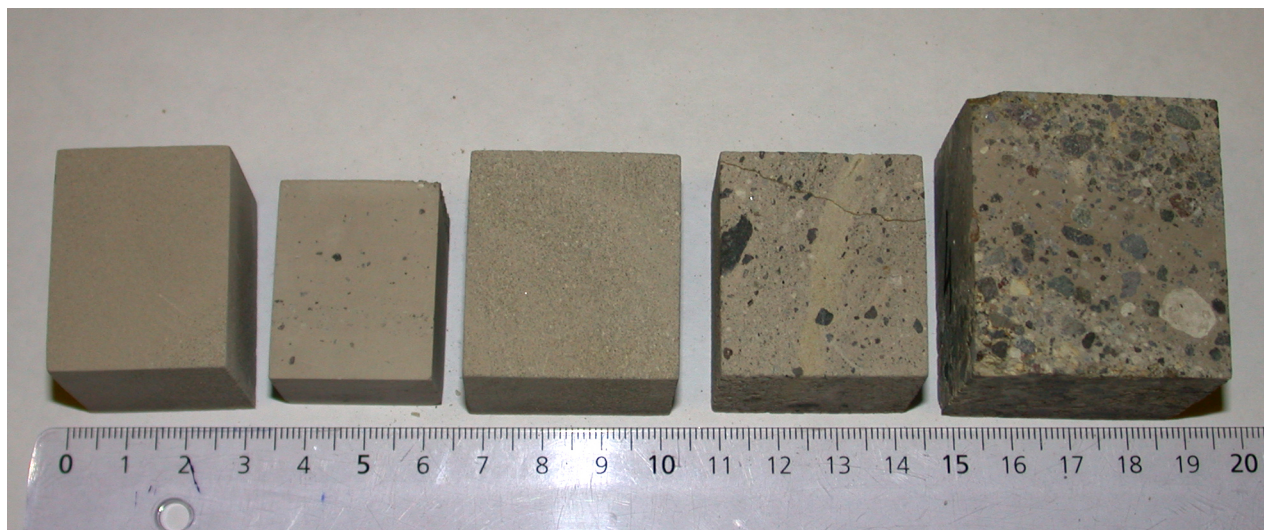
*Глинистые грунты (6 монолитов).* Для гидротермальных глинистых грунтов были определены естественная влажность ( $W_e$ ), гигроскопическая влажность ( $W_r$ ), влажности нижнего ( $W_p$ ) и верхнего ( $W_L$ ) пределов пластичности; рассчитаны число пластичности ( $I_p$ ), показатель консистенции ( $I_L$ ), степень влажности ( $S_r$ ); определены плотность грунта ( $\rho$ ), плотность скелета грунта ( $\rho_d$ ) и плотность твердых частиц ( $\rho_s$ ); вычислена пористость ( $n$ ); определена прочность на одноосное сжатие ( $R_c$ ). Для исследования структурных особенностей были выполнены гранулометрический и микроагрегатный анализы. Все определения проводились по стандартным методикам [3].

Одновременно с определением свойств были изучены состав и строение пород. Изучение общего химического состава образцов проводилось по стандартным методикам, определения

выполнены в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Изучение минерального состава и строения выполнено на Геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова. Все образцы описаны макроскопически и в шлифах (оптический микроскоп "Olympus BX-41"). Минеральный состав определен на рентгеновском дифрактометре Rigaku ULTIMA-IV (оператор к.г.-м.н. В.В. Крупская). Три образца измененных туфов и все образцы глин исследованы с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ) LEO 1450VP, оснащенного микрозондовым анализатором INCA 300 (операторы проф. В.Н. Соколов, с.н.с. М.С. Чернов), 2 образца неизмененных туфов на РЭМ CamScan (оператор Е.В. Гусева).

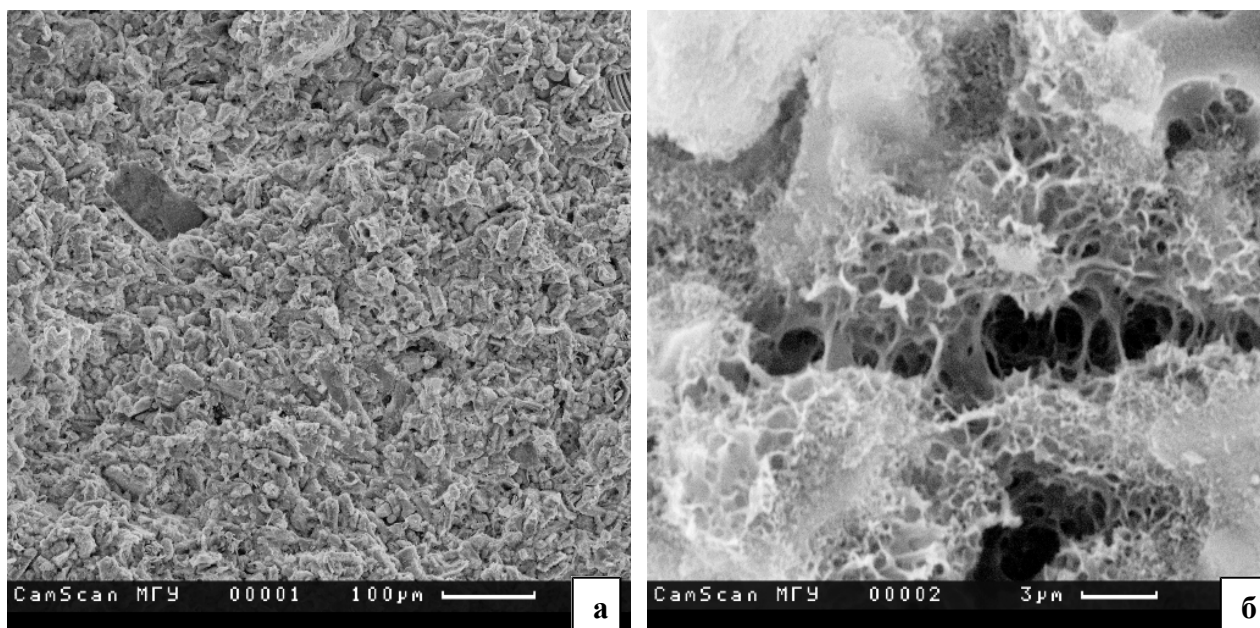
### Неизмененные туфы

Разрез слабо измененных вулканогенно-осадочных отложений верхнепаужетской подсвиты ( $N_2-Q_1$  рау<sub>3</sub>) был детально изучен вне зоны разгрузки современных гидротерм – в правом борту ручья Быстрый на некотором удалении от Нижне-Паужетского термального поля. Толща представляет собой переслаивание туфов – от тонкообломочных (пелитовых и алевроитовых) до крупнообломочных (псефитовых) (рис. 1). Породы разной степени цементации – от слабых, рассыпающихся в руках, до крепких и прочных.



**Рис. 1.** Неизмененные туфы верхнепаужетской подсвиты. Общий вид

Туфы имеют дацитовый состав (содержание  $SiO_2$  63-65 %). Обломочный материал представлен витрокластами, кристаллокластами плагиоклаза, реже – кварца, пироксена и роговой обманки; литокластами лав и более древних туфов, а также пемзой. В качестве цемента выступает тонкообломочное вулканическое стекло, частично перекристаллизованное и замещенное смектитами и низкотемпературными минералами кремнезема (опал, кристобалит). Процесс перекристаллизации наблюдается в РЭМ при больших увеличениях: обломки обволакиваются ячеистым, высокопористым опал-смектитовым веществом, которое частично или полностью заполняет межобломочное пространство (рис. 2 а, б). Однако, эти преобразования могут происходить в результате региональных эпигенетических процессов и не иметь прямого отношения к современным



**Рис. 2.** Микростроение неизмененного туфа верхнепаужетской подсвиты (РЭМ-изображение): общий вид (а), смектиты с ячеистым микростроением цементируют обломки в туфе (б)

гидротермально-метасоматическим процессам, которые обычно полностью меняют свойства исходных пород [7, 10]. Поэтому эти туфы, с известной долей условности, будем называть “неизмененными”. Среди туфов выделяются следующие разновидности: 1) пемзовые псаммито-псефитовые; 2) витрокристаллокластические алевро-псаммитовые; 3) кристаллолитокластические псефитовые. Их свойства приведены в табл. 1. В целом, они представляют собой высокопористые, влагоемкие, малопрочные, размягчаемые при водонасыщении породы. Наиболее пористыми, малопрочными, наименее плотными являются пемзовые разновидности. Максимальными значениями физико-механических показателей отличаются мелкопсефитовые туфы. Алевро-псаммитовые туфы занимают промежуточное положение между двумя указанными выше группами.

#### **Изменение туфов в разрезе термального поля**

Разрез Верхне-Паужетского термального поля сложен интенсивно измененными туфами, которые в приповерхностной зоне (1,5 - 2 м) переходят в гидротермальные глины.

*Туфовый горизонт.* По размерности слагающих обломков туфы относятся к псаммито-псефитовым и псефитовым. Преобладают разновидности с размером обломочного материала от 0,1 до 10 мм, реже встречаются обломки до 20 мм. Обломочный материал представлен витрокластами, кристаллокластами плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, пироксенов, литокластами эффузивных пород, пемзокластами. Первичные компоненты на 80-90% замещены вторичными минералами. Исключение составляют лишь кристаллокласты кварца и клинопироксенов, которые остаются неизменными при практически полной переработке других компонентов туфа. Основными вторичными минералами являются цеолиты (47-71 %) и глинистые минералы группы смектита (11-32 %); присутствует опал (5-9 %) (табл. 2).

**Таблица 1.** Физические и физико-механические свойства туфов верхнепаужетской подсвиты (рау3)

№	Кол-во проб	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\rho_s$ , г/см <sup>3</sup>	n, %	$V_p$ , км/с	$K_{vp}$ , %	$R_c$ , МПа	$K_{разм}$ д.ед.	$\chi \cdot 10^{-3}$ СИ
Неизменные туфы									
1	4	<u>0,99-1,37</u> 1,17	2,66	<u>48-63</u> 56	<u>1,3-1,8</u> 1,5	-16	<u>1,2-4,7</u> 3,1	0,13	<u>4-10</u> 7
2	40	<u>1,42-1,59</u> 1,49	<u>2,60-2,65</u> 2,62	<u>33-40</u> 36	<u>2,0-2,6</u> 2,35	-17	<u>10-28</u> 17	0,27	<u>5-8</u> 6
3а	18	<u>1,83-2,13</u> 1,97	2,84	<u>25-36</u> 30	<u>2,5-3,1</u> 2,75	20	<u>17-42</u> 30	0,47	<u>14-38</u> 21
Аргиллизированные и цеолитизированные туфы									
3б	14	<u>1,84-2,05</u> 1,91	<u>2,45-2,60</u> 2,53	<u>20-29</u> 25	<u>2,5-3,2</u> 2,8	-16	<u>9-21</u> 14	0,67	<u>2,3-3,1</u> 2,4

Примечание. \* Над чертой - максимальное и минимальное значения показателя, под чертой - среднее значение. 1- Пемзовые псаммито-псефитовые; 2- Витрокристаллокластические алевро-псаммитовые; 3- Кристаллолитокластические псефитовые неизменные (а), измененные (б)

Цеолиты псевдоморфно замещают кристаллокласты плагиоклазов, заполняют пустоты (рис. 3а). Сметиты образуют "рубашки" на поверхности обломков, замещают тонкообломочное вулканическое стекло, цементирующее обломочный материал (рис. 3б), выполняют трещинки спайности и дефекты в плагиоклазах (рис. 4а), развиваются по пемзокластам. При электронно-микроскопических исследованиях обнаружено, что в некоторых случаях сметиты начинают замещать кристаллы цеолитов (рис. 4б). Это свидетельствует о регрессивной тенденции развития гидротермальной системы, для которой характерно наложение низкотемпературных образований на более высокотемпературные [7].

Сравнивая свойства туфов, слагающих разрез Верхне-Паужетского термального поля, с неизменными туфами, можно отметить следующие закономерности (см. табл. 1). В процессе цеолитизации и аргиллизации существенно снижается плотность твердых частиц - от 2,85 до 2,52 г/см<sup>3</sup>, что вполне закономерно, т.к. плотность цеолитов существенно ниже (2,2-2,3 г/см<sup>3</sup>) по сравнению с плотностью вулканического стекла и плагиоклазов, которые они замещают. Пористость пород снижается, но незначительно. При аргиллизации и цеолитизации происходят два разнонаправленных процесса: с одной стороны, плотное вулканическое стекло замещается пористыми сметитами; с другой стороны, существующие в туфах пустоты заполняются сметитами и цеолитами. В ходе гидротермальных преобразований происходит разупрочнение пород - прочность снижается в два раза. Наиболее интенсивно преобразования пород сказываются на величине магнитной восприимчивости, которая снижается на порядок. Данная тенденция отражает изменения, происходящие с рудными минералами, в частности, связана с разложением титаномагнетита.

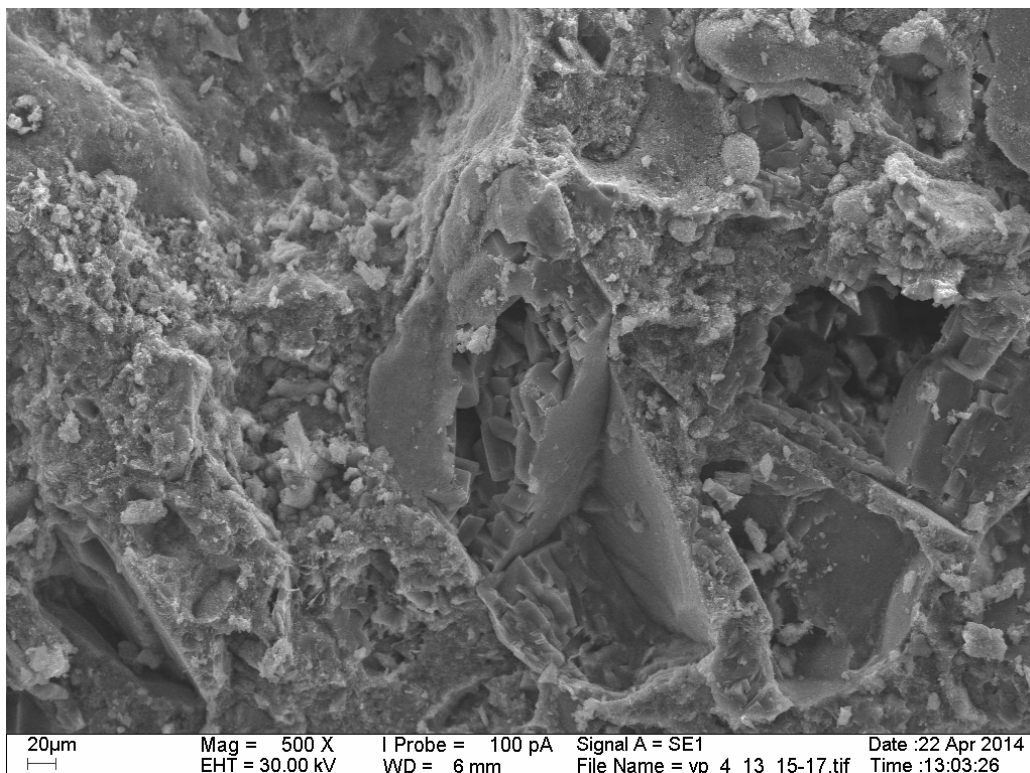
*Глинистый горизонт.* Вверх по разрезу, начиная с глубины около 2 м, туфы преобразуются в глины. Глины имеют псевдоморфную структуру, унаследованную от туфов:

**Таблица 2.** Литологическая характеристика пород и содержание вторичных минералов

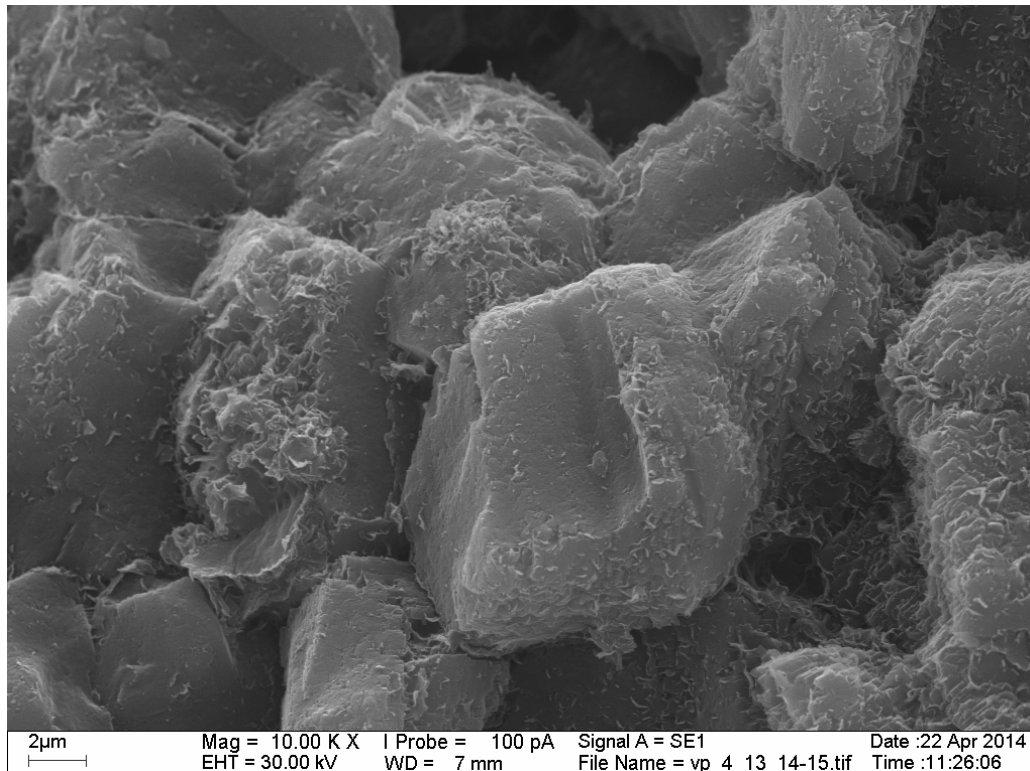
Глубина, см	Температура, °С	Литологическая характеристика породы	Содержание вторичных минералов (%) по данным рентгеновской дифрактометрии						
			Кварц/опал	пирит	гипс	цеолиты	каолинит	иллит	сметит
<b>Шурф ВхПП 1/10</b>									
25	80	Глина красная, тугопластичная. Видны бывшие обломки туфов, переработанные до глины	-	1,6	-	-	87	-	11
58	93	Глина серая, в верхней части мягкопластичная, в нижней – до полутвердой и твердой	1,8	0,7	3,9	-	28	1,2	68
82	93	Глина твердая, серо-зеленая, с ожелезнением по трещинам	19	0,2	-	0,9	4,1	-	76
105	93	Светло-серая глина, твердая, с рассеянным по матрице пиритом, много обломков переработанных туфов	10	0,4	-	-	3,8	-	86
135	95	Глина серая, пятнистая, иногда рыжая. Консистенция твердая. Отчетливо видна реликтовая структура туфов. Много переработанных обломков туфов (до 35-40 см).	4,7	0,1	-	-	3,2	-	92
162	95	Глина серая, голубоватая, твердая, полутвердая, местами до пластичной. Видно, что изменения идут по туфам.	13	0,2	-	-	9	-	78
<b>Скв. ВхПП 1/13</b>									
240		Туф темно-серый, мелкопсефитовый	2/5	-	-	49	-	-	32
<b>Скв. ВхПП 2/11</b>									
220		Туф серовато-зеленый, мелкопсефитовый	-/5	-	-	47	-	-	32
240		Туф серовато-коричневый, псаммитовый.	-	-	-	54	-	-	29
<b>Скв. ВхПП 4/13</b>									
240		Туф зеленовато-серый, крупнопсефитовый	-	-	-	67	-	-	13
270		Туф зеленовато-серый, псефитовый	2/9	-	-	61	-	-	17
310		Туф серый, псефитовый.	-/7	-	-	71	-	-	11

четко просматриваются первичные обломки и цементирующая масса, вплоть до того, что визуально эти глины можно принять за туфы. Однако, в туфах преобладают жесткие кристаллиционно-цементационные типы контактов между слагающими их обломками, обеспечиваю-

щие относительно большую прочность. Для глин характерны коагуляционные контакты – слабые и неводостойкие.

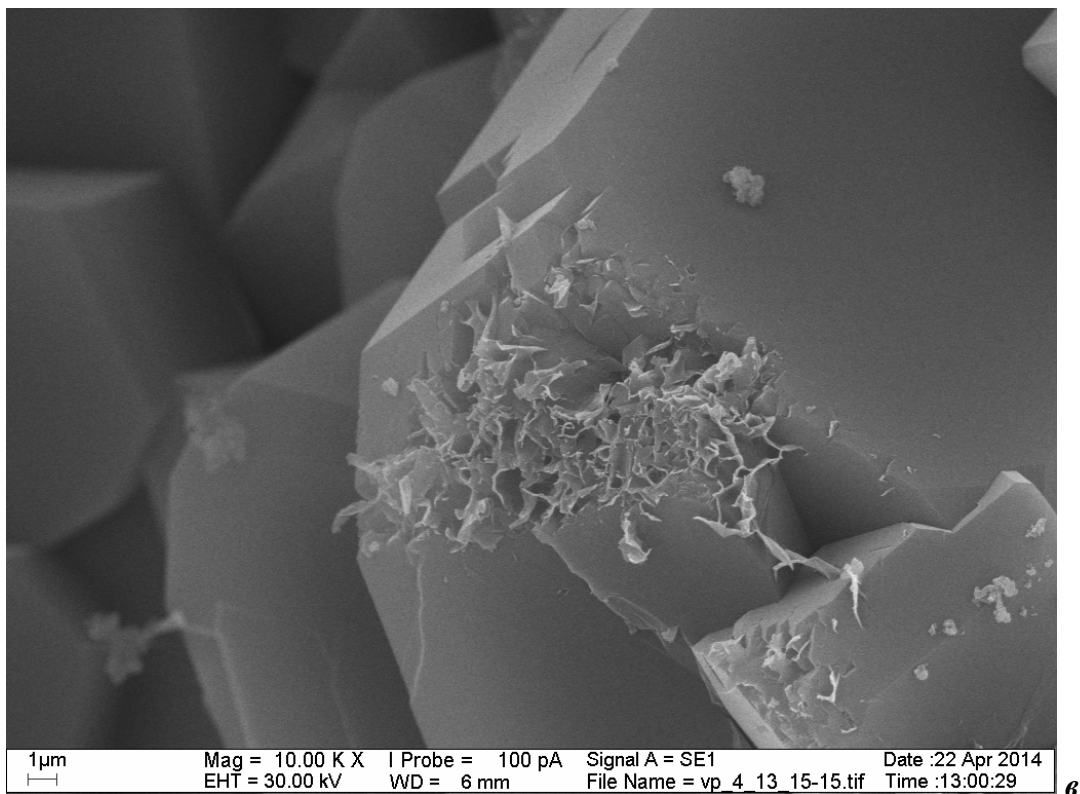


а

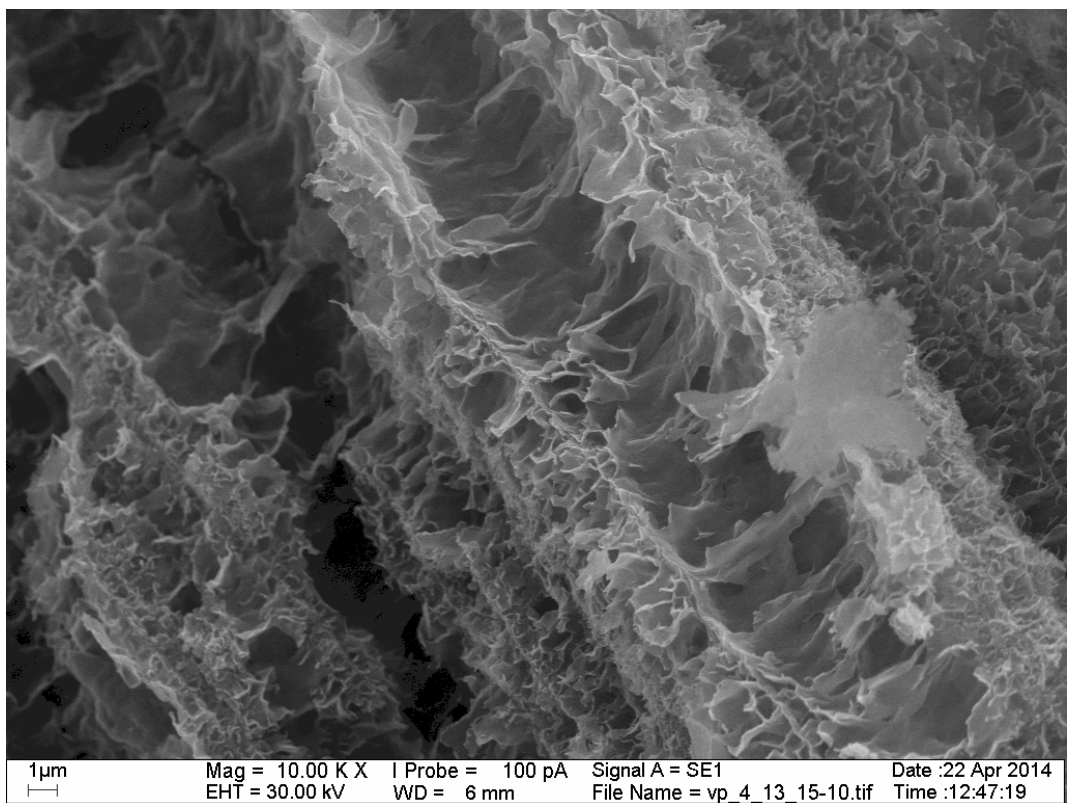


б

**Рис. 3.** Микростроение вторичных минералов в туфе: цеолиты выполняют пустоты (а); витрокласты замещаются смектитами (б)



б



г

**Рис. 4.** Микростроение вторичных минералов в туфе: пористые смектиты замещают плагиоклаз (а); смектиты развиваются по цеолитам (б)



По данным рентгеновской дифрактометрии (см. табл. 2) основными глинистыми минералами являются смектиты и каолинит, причем смектиты преобладают, за исключением самого верхнего горизонта (выше 25 см). Также вверх по разрезу увеличивается содержание пирита. В породах присутствует микрокристаллический кварц.

Согласно результатам гранулометрического анализа, вверх по разрезу (с глубины 135 см) увеличивается дисперсность отложений: на глубине 135 см преобладает песчаная фракция, до глубины 25 см – пылеватая, выше – глинистая. По-видимому, в нижних горизонтах присутствуют реликты кристаллокластов, которые и образуют песчаную фракцию. Исключением из общей закономерности является горизонт на границе с туфами (глубина 1,6 м), для которого характерно высокое содержание глинистых частиц. Микроагрегатный анализ показал, что природная дисперсность отличается от гранулометрического состава, т.е. все глинистые частицы находятся в агрегированном состоянии. Размеры агрегатов соответствуют песчаным фракциям и только в приповерхностном горизонте они имеют пылеватую размерность.

На микроуровне (по данным РЭМ) снизу вверх происходит смена типов структур: матричная – псевдоглобулярная – губчатая – псевдоглобулярная – доменоподобная (табл. 3).

Трансформация туфов в глины сопровождается их разуплотнением и формированием вторичной пористости (у туфов  $\rho_d=1,83-2,13$  г/см<sup>3</sup>,  $n=30$  %; у глин  $\rho_d=0,62-1,18$  г/см<sup>3</sup>,  $n=57-75$  %). Прочность снижается на два-три порядка (у туфов  $R_c=17-42$  МПа, у глин  $0,07-0,16$  МПа), что обусловлено сменой кристаллизационно-цементационных контактов между частицами на преимущественно коагуляционные. Породы приобретают пластические свойства ( $I_p=8-55$ ), становятся гигроскопичными ( $W_f=2,2-6,3$  %) (табл. 4).

### Заключение

В приповерхностной зоне Верхне-Паужетского термального поля выявлены следующие закономерности изменения состава и свойств пород (снизу вверх).

1. В интервале глубин 3,5 - 0 м выделяются два горизонта. Нижний (в среднем, от 2 м и глубже) представлен интенсивно цеолитизированными и аргилизированными туфами. Верхний сложен гидротермальными глинами преимущественно смектитового состава с примесью каолинита (в приповерхностном слое каолинит преобладает). Замещение носит псевдоморфный характер - глины наследуют обломочную структуру туфов.

2. В толще гидротермальных глин увеличивается дисперсность пород – в основании преобладают частицы песчаной фракции, в средней зоне - пылеватой, в верхней – глинистой фракции.

3. Происходит существенное разуплотнение пород (рис. 5 а), пористость увеличивается в 3-4 раза (рис. 5 б), прочность снижается на два-три порядка. Породы приобретают пластические свойства, становятся гигроскопичными.

4. Меняется класс грунтов: скальные грунты (туфы) превращаются в дисперсные (глинистые) с совершенно иными свойствами и инженерно-геологическими особенностями.

Таблица 3. Микростроение гидротермальных глин по разрезу шурфа ВхПП 1/10

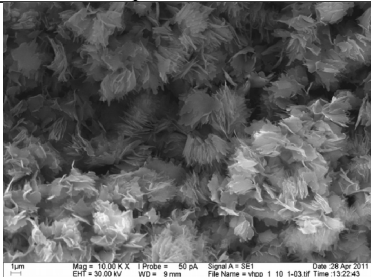
Глубина, м	Описание микростроения	РЭМ-изображение
25	Доменоподобная микроструктура. Дисперсная масса сложена агрегатами (доменами) частиц каолинита. Расположение доменов беспорядочное. Образец по микротрещинам разделяется на отдельные.	
58	Псевдоглобулярная микроструктура. Видны псевдоморфозы по вулканическому стеклу.	
82	Псевдоглобулярная микроструктура. Видны частицы железистого смектита. Наблюдаются псевдоморфозы по обломкам вулканического стекла и выщелоченные остатки исходных пород.	
105	Губчатая микроструктура. Ориентации структурных элементов не наблюдается. Преобладают частицы смектита.	
135	Псевдоглобулярная микроструктура. Преобладают частицы смектита.	
162	Матричная микроструктура. Преобладают частицы смектита.	

Таблица 4. Свойства гидротермальных глин

Глубина, м	Название грунта по [1]	Плотности, г/см <sup>3</sup>			n, %	W <sub>Г</sub> , %	W <sub>е</sub> , %	I <sub>p</sub> , %	I <sub>L</sub>	S <sub>в</sub>	R <sub>c</sub> , МПа	$\chi \cdot 10^{-3}$ ед. СИ
		$\rho$	$\rho_d$	$\rho_s$								
25	Глина тяжелая	1,40	0,62	2,52	75	2,2	12 6	40	1,15	0,94	0,07	3,3
58	Глина тяжелая	1,45	0,74	2,73	73	3,6	96	55	0,56	0,97	0,08	0,95
82	Супесь пылеватая	1,55	0,99	2,73	64	4,3	56	5	0,2	0,86	0,10	8,0
105	Глина легкая пылеватая	1,52	1,01	2,67	62	2,6	51	18	0,11	0,83	0,90	8,9
135	Суглинок легкий песчанистый	1,67	1,18	2,75	57	6,3	42	8	1,25	0,87	0,12	7,7
162	Суглинок тяжелый песчанистый	1,58	1,01	2,76	63	4,4	56	17	0,06	0,9	0,16	6,2

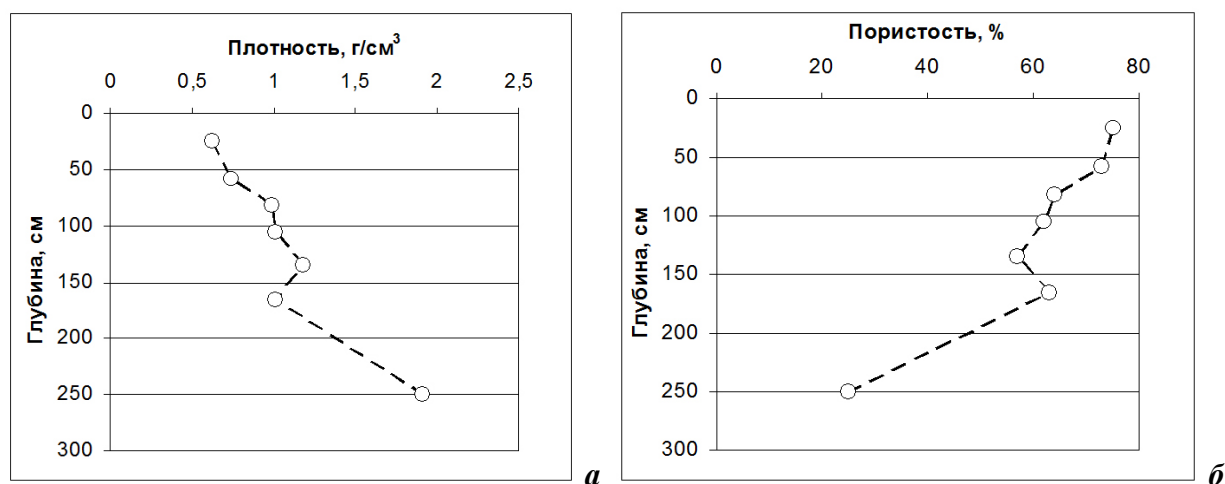


Рис. 5. Изменение плотности (а) и пористости (б) пород по разрезу Верхне-Паужетского термального поля

Следует отметить, что гидротермальные преобразования имеют некоторое сходство с гипергенными процессами, однако изменения пород происходят более интенсивно и отличаются высокой динамичностью.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 14-05-00708а, 16-05-00501а, 16-05-00971а, 16-05-00007а). Исследования проведены с использованием оборудования, полученного в рамках реализации Программы развития МГУ имени М.В. Ломоносова.

#### Список литературы

1. ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификации. М. 2011. 42 с.
2. Ероцев-Шак В.А. Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 131 с.

3. Лабораторные работы по грунтоведению / Под ред. В.Т. Трофимова и В.А. Королева. М.: Высш. шк., 2008. 519 с.
4. *Набоко С.И., Карнов Г.А., Розникова А.П.* Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 76-119.
5. *Набоко С.И.* Фации гидротермальных глин и аргиллизированных пород среди современных гидротермально измененных пород // Каолиновые месторождения и их генезис. М.: Наука, 1968. С. 83-91.
6. *Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В.* Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39-55.
7. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
8. *Фролова Ю.В.* Скальные грунты и методы их лабораторного изучения. М.: КДУ, 2015. 222 с.
9. *Фролова Ю.В., Чернов М.С.* Формирование глинистых минералов в вулканогенных породах при гидротермальном литогенезе // Материалы третьего Всероссийского совещания "Глины-2015", 2015. С. 70-72.
10. *Frolova Ju., Ladygin V., Rychagov S., and Zukhubaya D.* Effects of hydrothermal alterations on physical and mechanical properties of rocks in the Kuril-Kamchatka island arc // Engineering Geology. 2014. Vol. 183. P. 80-95.