
Л. П. Свириденко

ФУМАРОЛЬНО-ГИДРОСОЛЬФАТАРНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В ЛЮДИКОВИЙСКОМ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВОМ ВУЛКАНИЗМЕ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

Введение

В пределах Фенноскандинавского щита территория Карелии отличается высокой изученностью докембрийского вулканизма. К настоящему времени здесь выявлено более 50 руин вулканических построек. Впервые выполненное палеовулканологическое картирование и картографирование докембрийского вулканоплутонизма не имеет зарубежных аналогов на других щитах континентов. А. П. Световым, более 40 лет последовательно изучавшим вулканизм в различных регионах Карелии, разработана методология палеовулканологических исследований докембрия (Светов, Свириденко, 2005). В настоящее время можно считать очевидным, что выявление вулканических центров имеет не только теоретическое, но и важное прикладное значение, прежде всего, для фундаментальной проблемы региональной металлогении и особенно для локального металлогенического прогнозирования.

Мировой опыт изучения металлогении и опыт региональных металлогенических исследований приводит к признанию эруптивных вулканоплутонических центров одновременно металлогеническими центрами. Вулканические постройки с их питающими каналами являются признанным объектом локализации рудно-магматических полигенных и полихронных систем. В ареалах комплементарных эффузивно-пирокластических образований отмечаются крупные эксгалиационно-гидротермальные месторождения.

Выходу на этот уровень исследований способствовал проведенный факультетный анализ докембрийских вулканоплутонических образований Карелии, базирующийся на многолетних исследованиях (Светов, 1972, 1979; Светов, Свириденко, 2005). Проведена классификация фаций глубинности изверженных пород. При этом в составе эффузивно-пирокластической группы фаций выделена фумарольно-гидросольфатарная фация. Как известно по результатам исследования современного и недавнего вулканизма, фумарольный магматический класс рудопроявлений играет важную роль в рудообразовании.

Фумарольно-гидросольфатарная деятельность в протерозойском платобазальтовом вулканизме

При изучении ятулийского вулканического комплекса центральной Карелии А. П. Световым было установлено, что процессы развития ятулийского вулканизма не были ограничены лишь формированием лавовой, субвулканической и эксплозивной фаций. Им выделены фумарольно-гидросольфатарная фация и отдаленная вулканогенно-хемогенная фация. В завершающие стадии каждой из вулканических фаз (Светов, 1972, с. 59), а также в межпароксизмальные перерывы проходила активная поствулканическая деятельность, в результате которой термальными водами и растворенными в них газами выносилось значительное количество вулканогенного кремнистого, железистого, а также частично фосфорного, медного и другого материала, который вовлекался в осадочный процесс, что приводило к формированию хемогенных вулканогенно-осадочных смешанных пород.

Фумарольно-гидросольфатарная фация пространственно тесно связана с вулканическими аппаратами и прилегающими к ним участками лавовых полей, а удаленная вулканогенно-хемогенная фация формировалась на фланговых окончаниях и за пределами областей активного вулканизма. Была обоснована генетическая связь рудных медистых песчаников месторождения Воронов Бор с фумарольно-гидросольфатарной фацией вулканизма. Установлено, что в периоды межпароксизмальных перерывов между лавовыми излияниями, во время поствулканической фумарольно-гидросольфатарной деятельности на поверхность поставлялось обильное количество вулканогенного материала.

Осадочный тип месторождений, генетически связанных с вулканизмом, включает целый ряд железисто-кремнистых месторождений не только ятулийского, но и лопийского и людиковийского возраста. Нельзя не отметить, что мнения о происхождении этих месторождений согласуются. В. Я. Горьковец установил, что пространственное размещение вулканогенно-осадочных пород, генетически связанных

с вулканитами сортавальской серии, характеризуется ритмичным распределением пород. Нижние их части сложены основными вулканитами, резко преобладающими по мощности относительно верхних кремнистых, глиноземисто-железисто-кремнистых. Для вулканизма характерно чередование периодов интенсивной вулканической деятельности с периодами гидротермальной деятельности (Горьковец, 1993). При этом концентрация Al, Ca, Mg, Ti, K, Na возрастает в кровле ритма. Железисто-кремнистые фации располагаются в максимальном удалении от вулканического центра. Железисто-кремнистые месторождения имеют осадочное происхождение. Таким образом, характер вулканических процессов является определяющим в оценке состава и продуктивности рудных месторождений.

Гидротермально-метасоматические образования залива Варалахти

Остановимся подробнее на рассмотрении вулканогенных образований фумарольно-гидросольфатарной фации залива Варалахти, где они впервые изучались нами с использованием микрозондового анализа. Ранее уже отмечалось, что развитые здесь породы средней вулканогенной толщи метаморфически слабо изменены, именно в них часто встречаются первичные признаки вулканических пород. По первичному стекловатому метастазису развита сине-зеленая роговая обманка. Ее крупные порфиробласты содержат пойкилитовые вроски плагиоклаза. В среднезернистых базальтах наблюдаются реликты первичного клинопироксена диапсидового состава, почти полностью замещенного амфибол-хлоритовым агрегатом. Такого рода преобразования следует относить не к региональному, а к автometаморфизму. Химический состав платобазальтов устойчив (табл. 1). Средние составы различных частей средней вулканогенной толщи сортавальской серии практически идентичны. Слабоизмененный базальт 760–227 залива Варалахти (табл. 1) отличается пониженным содержанием TiO_2 , CaO и повышенным содержанием Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO.

Платобазальты, подвергшиеся гидротермальному изменению, как правило, не рассланцованы (рис.), а лишь подвержены микротрещиноватости. В результате гидротермально измененные породы также не имеют бластических структур, но содержат множество микропрожилков самого разнообразного состава. Химический состав фумарольно-гидросольфатарной фации варьирует в широких пределах (табл. 1). Это касается всех окислов, а также потерь при прокаливании. Химический состав гидротермально измененных пород не соответствует какой-либо конкретной магматической породе. Низкое содержание SiO_2 в них (как в ультраосновной породе) не согласуется с высоким содержанием кварца и резким увеличением потерь при прокаливании. Это обусловлено значительным содержанием в этих породах карбоната. Вы-

сокое содержание Al_2O_3 наблюдается в породах с повышенным содержанием каолинита. Не свойственное магматическим породам преобладание окисного железа над закисным объясняется высокой концентрацией магнетита и рутила. Вариации химического состава в целом объясняются как разной степенью гидротермального изменения, так и непостоянством минерального состава (табл. 2).

Как известно, фумаролы с низкими температурами обычно насыщены CO_2 (Макдоналд, 1975). Это согласуется с расположением фумарольно-гидросольфатарной фации вдали от эруптивного центра. Широко распространенным минералом фумарольно-гидросольфатарной фации залива Варалахти является анкерит (табл. 2), наблюдающийся в ассоциации с кварцем, хлоритом, каолинитом. Эта зона также расположена вдали от Кирьявалахтинского эруптивного центра, находящегося в центре Кирьявалахтинского купола. Поэтому широкое распространение здесь кварц-карбонатных пород вполне естественно. Процесс образования этих пород легко восстанавливается при сопоставлении рисунков измененных пород, химические и минеральные составы которых представлены в табл. 2.

Главная направленность в изменении амфиболитизированного базальта при гидротермальных изменениях заключается в разрушении силикатов и образовании окислов. Хлоритизированный амфиболит (760-227), представляющий собой слабо измененный базальт (табл. 2), содержит в своем составе единичные зерна титаномагнетита, который в интенсивно измененных гидротермальных породах отсутствует. К высокотемпературной стадии изменения относится также локально встречающийся биотит. Амфибол замещается эпидотом, образующим симплективные сростания с альбитом.

Многоминеральный состав измененного амфиболита можно видеть на рис., 2. Структура неравнозернистая. Породообразующие минералы распределены неравномерно. Наблюдаются участки, обогащенные амфиболом. Плагиоклаз раскисляется до альбита. Наблюдаются крупные обособления анкерита. Вторичные минералы образуют также прожилки с неровными контактами (анкерит, рис., 3, барит, рис., 4). К краевой части этих прожилков тяготеет хлорит. В таких ассоциациях появляются крупные неправильной формы зерна каолинита. Состав анкерита непостоянен (табл. 2) и варьирует вплоть до доломита. Непостоянство содержания магния, железа и кальция, видимо, определяется конкретным составом исходной породы в зоне гидротермального изменения.

Состав образующихся окислов зависит как от состава исходной породы, так и от состава газа, участвующего в характеризуемом процессе. В частности, развитие пирита, халькопирита, барита, образующих как прожилки, так и отдельные вторичные минералы, связано с воздействием сернистого газа, тогда как образование карбоната – с воздействием углекислого газа.

Таблица 1

Химический состав базальтов сортавальской серии и продуктов гидротермальной деятельности

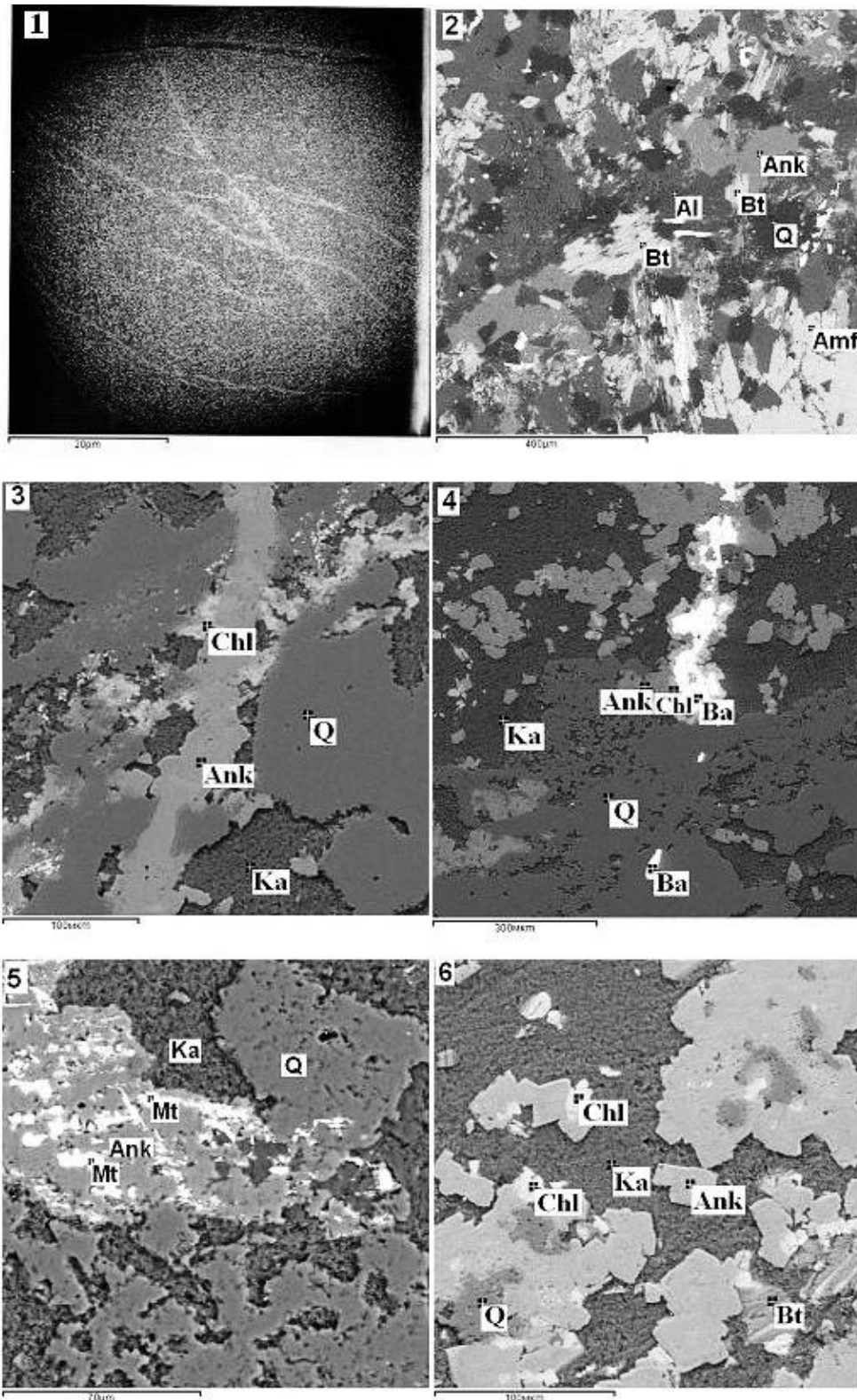
Оксиды	Базальты средний состав		Измененные базальты					
	№ обр.							
	1 (163)	2 (90)	760-227	760-234	760-235	760-140	760-143	760-182
SiO ₂	49,71	49,51	48,34	35,88	60,34	55,48	46,04	40,72
TiO ₂	1,06	0,99	0,57	0,73	0,33	1,15	1,16	0,68
Al ₂ O ₃	13,94	13,9	15,22	16,82	16,55	18,37	20,73	11,8
Fe ₂ O ₃	2,38	1,88	2,84	7,26	0,13	1,24	1,08	1,52
FeO	10,16	9,87	9,98	2,73	3,44	11,21	5,96	9,05
MnO	0,2	0,19	0,208	0,672	0,09	0,134	0,254	0,192
MgO	7,42	7,92	8,1	5,36	1,46	4,13	7,76	7,43
CaO	10,55	11,14	8,9	9,42	4,7	3,22	11,5	11,2
Na ₂ O	2,02	1,83	2,39	0,05	0,02	0,36	0,78	1,36
K ₂ O	0,3	0,24	0,2	0,03	0,1	1,82	1,89	0,18
H ₂ O			0,18	0,67	0,53	0,03	0,04	0,26
ппп			2,89	20,14	12,24	2,31	2,05	15,36
P ₂ O ₅	0,14	0,11	0,08	0,12	0,1	0,11	0,42	0,055
Сумма			99,89	99,88	100,03	99,73	99,85	99,9

Примечание. 1 – Кирьявалахтинская вулканическая зона; 2 – лавовое поле Кирьявалахтинского залива (средняя вулканогенная толща).

Таблица 2

Микрозондовые анализы породообразующих минералов фумарольно-гидротермальных пород сортавальской серии

Образец	№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CoO	Сумма
760-234	1	1,25		1,37	14,31	3,75	30,72	48,61				100,01
	2				17,46	4,18	30,02	48,35				100,01
	3	2,45			8,42	4,54	33,41	51,18				100
760-235	1/1	0,86		0,65	13,72		11,52	27,84				54,59
	2/3	3,25		1,73	11,31		11,45	29,95				57,69
	3/4				2,26	1	3,98	48,78				56,02
	4/1				10,91		12,48	31,88				55,27
	4/2				13,18		11,28	30,03				54,49
5/4				11,1		11,94	31,46				54,5	
760-227	1	55,85		27,99				9,48	6,68			100
	2	58,17		25,71				8,02	8,1			100
760-229	1	56,93		26,16	1,46			8,22	7,23			100
	2	63,96		22,14				3,43	10,47			100
	3	63,1		23,23				0,36	9,87			100
	4	69,69		23,58				2,52	3,16	1,05		100
760-289	3/2	56,62		27				9,35	6,94			99,91
	4/3	58,05		26,6				8,42	7,23			100,3
	5/3	58,37		26,38				8,47	7,53			100,75
760-289	4/1	69,27		19,77					12,18			101,22
760-227	1	47,15	0,79	12,28	15,82		12,55	11,42				100,01
	2	51,27		7,46	14,32		13,96	12,99				100
760-229	1	48,04	0,6	9,64	18,8		9,54	12,73		0,64		99,99
	4	46,37		11,16	18,64	0,85	9,15	12,92		1		99,99
	5	45,68		12,3	20,65		8,61	11,83		0,93		100
760-289	1/3	44,74	1,05	10,37	19,1		8,65	12,44	0,88	0,81		98,04
	3/4	46,71	0,37	9,79	19,93		9,06	12,22	0,74	0,81		100,31
760-289	4/4	44,35	1,03	11,14	18,64	0,53	8,45	12,84	0,94	0,95		98,87
760-235	1/2	25,42		22,87	31,21		6,39	0,48				86,37
	2/4	26,32		25,45	34,72		6,81				0,24	93,54
	5/6	28,49		24,53	31,57		5,83	0,58				91
760-289	2/4	27,74		19,33	32,11		10,89					90,07
760-229	1	35,58	1,17	17,23	26,98		12,59			6,45		100
	2	38,41	2,23	15,94	24,31		11,54			7,57		100
	3	39,32	1,65	14,83	24,61		11,23			8,35		99,99
760-289	6/1	38,92		27,12	7,59			25,25				98,88
760-235	2/1	50,03		40,61								91,64
	3/2	47,38		37,63								85,01



Фумарольно-гидросольфатарные преобразования платобазальтов сортавальской серии залива Варалахти:

1 – начальная стадия изменения платобазальтов вдоль зоны микротрещиноватости; 2 – наложение фумарольно-гидросольфатарной фации на автometаморфически измененные (амфиболитизированные) базальты; 3 – прожилковый тип развития анкерита в кварц-анкерит-хлорит-каолинитовой ассоциации; 4 – прожилковый тип развития барита в кварц-анкерит-барит-хлорит-каолинитовой ассоциации; 5 – развитие магнетита по анкериту в кварц-магнетит-анкерит-каолинитовой ассоциации; 6 – структура анкерит-каолинитовой ассоциации.

Amf – амфибол, Ab – альбит, Ank – анкерит, Chl – хлорит, Ba – барит, Bt – биотит, Ka – каолинит, Pr – пирит

Образование в большом объеме анкерит-каолинит-магнетит-кварцевой ассоциации относится к завершающей стадии гидросольфатарной деятельности (рис., 5–6). Развитие магнетита по анкериту – это регионально распространенный процесс. Содержание каолинита отражает степень разложения силикатов, являющихся источником алюминия и кремнезема. Кварц, анкерит и каолинит завершающей стадии находятся в близких соотношениях. При этом таблитчатые зерна анкерита содержат неправильной формы включения кварца и хлорита. Ксеноморфный каолинит с множеством неправильной формы включений является цементирующим.

Характер структур гидротермальных ассоциаций убеждает в отсутствии наложенного регионального метаморфизма, что позволяет оценить интенсивность фумарольно-гидросольфатарных изменений и их вклад в процессы минерализации региона.

Заключение

Следы активной фумарольно-гидросольфатарной деятельности выявлены практически во всех изученных ареалах свежескарельского вулканизма. При решении целого ряда вопросов генетической металлогении существенный вклад может внести палеовулканология с применением новых методов геохимических исследований, поскольку известно, что вулканизм является поставщиком рудных компонентов из глубин Земли.

К настоящему времени дана классификация генетических типов рудных месторождений в докембрии Карелии (Голубев, Светов, 1983; Светов, Свириденко, 2005). Приведенные в статье данные о радикальном преобразования силикатных систем под воздействием флюидно-гидротермальных процессов позволяют предполагать, что широкомасштабное их изучение будет способствовать выработке локальных критериев поиска рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 190 с.

Горьковец В. Я. Модель железнакопления в раннем докембрии восточной части Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1993. С. 11–32.

Макдоналд Г. Вулканы. М., 1975. 430 с.

Светов А. П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии Л., 1972. 118 с.

Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 1979. 208 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 357 с.