

А. И. Светова, С. А. Светов, Т. Н. Назарова

МЕЗОАРХЕЙСКИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ АНСАМБЛИ В ПРЕДЕЛАХ ОФИОЛИТОПОДОБНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНО-КАРЕЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА

Мезоархейские мафические ассоциации, представленные коматиит-базальтовыми сериями, в пределах Центрально-Карельского террейна сохранились в ряде локальных структур (Хаутаваарской, Койкарской, Койкарской, Паласельгинской, Совдозерской, Остерской и др.) с реконструированной мощностью разрезов до 2,5–2,8 км. Породный комплекс коматиит-базальтов сформирован стратифицированными толщами подушечных, массивных, вариолитовых, дифференцированных лав с прослоями туфового, осадочного материала и интрузивными телами дунитов-перидотитов, высокомагнезиального габбро, что позволяет говорить о «офиолитоподобной» природе породного ансамбля.

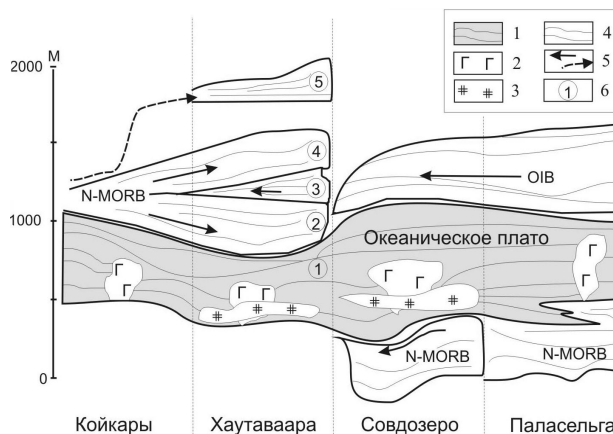
Формирование таких комплексов может происходить в разнообразных геодинамических обстановках – в областях становления глубоководных океанических плато, в спрединговых зонах (DeWitt et al., 1987; DeWitt, 1991, 1998), на океанических островах (Komatiites, 1982; Puchtel et al., 1998) и в супрасубдукционных обстановках (Кожевников, 2000).

Целью данной работы является детальный анализ имеющихся материалов по седиментационным ансамблям (пирокластическим, вулканогенно-осадочным и осадочным), ассоциирующим с коматиит-базальтовыми «офиолитоподобными» комплексами, при этом основной акцент делался на реконструкции геодинамических обстановок формирования элементов мезоархейской океанической коры на основе данных по изменению генетических и вещественных особенностей осадочных последовательностей.

Необходимо подчеркнуть, что внутренняя литостратиграфия рассматриваемых коматиит-базальтовых ассоциаций Центрально-Карельского террейна не является постоянной, в современных реконструированных разрезах в основании комплексов могут находиться фрагменты коматиитовых, базальтовых толщ (пластин) или их чередование, а залегание варьирует от автохтонного (Паласельгинская структура) до аллохтонного (Хаутаваарская

структура) (Светов и др., 2005). При этом Sm-Nd возраст коматиитов и базальтов составляет 2921 ± 55 млн лет (Svetov et al., 2001), что хорошо коррелирует с U-Pb возрастом секущих даек.

В работе анализ осадочных ансамблей проводится в порядке принятого стратиграфического разреза и зависит от сохранившихся в современном денудационном срезе литогенетических отложений. Породы рассматриваемых ансамблей изменены в зеленосланцевой (Койкары), эпидот-амфиболитовой (Хаутаваара, Семчь, Совдозеро и др.) и амфиболитовой (нижняя часть разреза Совдозеро, верхняя часть Семчи) фации андалузит-силлиманитового типа (рис.).



Схема, иллюстрирующая слайдерный характер современных разрезов «офиолитоподобных» коматиит-базальтовых ассоциаций Центрально-Карельского террейна в пределах Койкарской, Хаутаваарской, Совдозерской и Паласельгинской структур:

фрагменты «офиолитоподобного» комплекса (1–4): 1 – стратифицированный лавовый комплекс, доминируют коматиитовые лавы, в переслаивании с ними встречаются осадочные ансамбли; 2 – высокомагнезиальное габбро; 3 – тела, линзы оливинитов, дунитов, перидотитов; 4 – стратифицированные толщи базальтов (N-MORB и ОИВ типов), представленные подушечными и массивными лавами с внутриформационными осадками; 5 – маркируемые и предполагаемые зоны смещения пластин мафитов в разрезе; 6 – номера толщ мафитов

I. Седиментационные ансамбли, приуроченные к базальтам нижнего уровня

Базальты данного уровня выявлены в двух структурах – Паласельгинской и Совдозерской. Геохимическое исследование толеитовых базальтов (Al-недеплетированные) в этих структурах говорит о их близости к N-MORB (спрединговому) типу (Светов 2005), что позволяет охарактеризовать условия седиментогенеза в данном геодинамическом режиме.

В 600 м разрезе базальтов Паласельгинской структуры вулканогенно-осадочные фации представлены отдельными маломощными горизонтами лапиллиевых и псаммитовых туфов, реже туффитов основного состава. В межподушечном пространстве шаровых лав присутствует литокластика основного состава и не выявлены силициты, глинистые и прочие глубоководные осадки, характерные для офиолитов, при этом общая мощность осадков в разрезе не превышает первых метров, что является следствием высокой скорости излияния лав, почти полностью подавивших формирование осадочных последовательностей. С перекрывающей базальты коматиитовой ассоциацией наблюдается постепенный переход, выраженный в чередовании базальтовых и коматиитовых маломощных потоков.

В Совдозерской структуре отмечается принципиально другой стиль породонакопления. При мощности базальтового разреза около 280–300 м в виде отдельных прослоев зафиксированы горизонты лапиллиевых и псаммитовых туфов (мощностью 0,5–1,5 м), а по данным бурения (Чернов и др., 1970) описаны горизонты осадков, разделяющие пачки базальтов и завершающие разрез, сложенные графитистыми алевролитами, основными туфами, магнетитовыми кварцитами мощностью 5–6 м и песчано-глинистыми осадками мощностью 0,5–2,5 м.

Формирование осадочных пород проходило за счет отложения, переотложения и перемыва тонких туфов основного состава, поступления эксталяционно-гидротермальных растворов, выносящих в водную среду кремнезем и железо, и фоновых песчано-глинистых океанических осадков. Осадочные прослои фиксируют перерывы вулканической деятельности в структуре и соответствуют фациям умеренной глубинности морского бассейна при окислительно-восстановительном характере среды осадконакопления.

II. Седиментационные ансамбли, приуроченные к коматиитам

Осадочные последовательности данного типа детально изучены в Совдозерской, Паласельгинской, Хаутаваарской и Койкарской структурах. Коматииты в пределах названных структур могут быть классифицированы как Al-недеплетированные, при этом по РЗ и трасс элементам показывают общую геохимическую специфику, исключая существенное влияние контаминационных процессов, и максимально близкую к обстановкам океанических плато (Светов, 2005).

В Совдозерской структуре коматиитовая толща, мощностью 600 м, сформирована потоками лав перидотитовых, пироксенитовых коматиитов. Осадочная составляющая разреза представлена лапиллиевыми, пелитовыми туфами коматиитов (до 2,5 м) и пачкой переслаивания туфов со слоями магнетитовых кварцитов (мощностью около 50 м).

В Паласельгинской структуре в ассоциации с коматиитами, мощность которых равна 450 м, находятся горизонты и линзы псаммитовых и пелитовых туфов коматиитов, реже туффитов (общая мощность осадков – 18 м, мощность слоев – от 0,5 до 6 м). Для парагенеза характерна тонкая зернистость, ненарушенная слоистость, присутствие конкреций, микроразмыв слоев и трассирование горизонтов на большие расстояния, что свидетельствует об осадконакоплении в спокойной водной среде на больших глубинах.

В Хаутаваарской структуре коматиитовая ассоциация (лоухиваарская свита; толща 1) находится в аллохтонном залегании, так как продукты размыва мафитов (седиментогенные брекчии) появляются в разрезе значительно раньше самой толщи. Мощность коматиитового аллохтона составляет 400 м, при этом в его пределах выявлены многочисленные слои осадков, заключенные между лавами. Основные их типы представлены туффитами коматиитов, силицитами (афанитовыми алюмокремнистыми породами), графитистыми алевролитами, с мощностью слоев 0,5–10 м и трассируемыми по латерали на 1–2 км. Отличительной особенностью пород является их почти черная окраска, обусловленная постоянным присутствием графита (до 1–5%), и тонкая рассеянная вкрапленность сульфидов.

Следует дать более полную характеристику основных породных литотипов: Туффиты коматиитов представлены массивными или тонкослоистыми породами, состоящими из актинолита-тремолита и хлорита, с добавлением графитистого, кремнистого или глинистого вещества, мощность слоев от см до первых м (х/а 430-4) (табл. 1).

Следует дать более полную характеристику основных породных литотипов:

Туффиты коматиитов представлены массивными или тонкослоистыми породами, состоящими из актинолита-тремолита и хлорита, с добавлением графитистого, кремнистого или глинистого вещества, мощность слоев от см до первых м (х/а 430-4) (табл. 1).

Таблица 1

Геохимическая характеристика (петрогенные элементы) типовых осадочных породных литотипов, ассоциирующих с коматиитовой толщей, Хаутаваарская структура

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	53,26	76,75	71,66	55,02	62,92	37,38
TiO ₂	0,55	0,45	0,43	0,55	0,52	0,16
Al ₂ O ₃	16,66	8,50	11,26	17,50	16,62	-
Fe ₂ O ₃	2,19	1,14	0,21	2,61	2,72	21,17
FeO	2,44	2,66	3,23	2,87	1,51	24,50
MnO	0,059	0,221	0,019	0,073	0,072	1,62
MgO	9,07	2,66	2,85	4,65	3,70	6,86
CaO	5,89	1,33	3,93	3,51	3,43	5,47
Na ₂ O	2,71	2,17	2,34	4,57	4,00	0,06
K ₂ O	0,12	0,97	0,28	1,81	1,76	0,02
H ₂ O	0,69	0,14	0,04	0,46	0,17	0,13
ппп	5,80	2,81	3,03	5,98	2,38	2,27
P ₂ O ₅	0,21	0,15	0,14	0,21	0,11	
Сумма	99,79	100,10	99,76	100,08	100,11	99,66
S	1,35		5,52			0,32

Примечание. 1 – 430-4 – коматиитовый туффит; 2 – 424-4 – графитистый силицит; 3 – 430-7 – графитистый силицит; 4 – 426-2 – графитистый алевролит с сульфидами; 5 – 425-1 – графитистый алевролит; 6 – х-2 – магнетитовый кварцит.

Афанитовые алюмокремнистые породы – силициты (х/а 430-7, 424-4) имеют тонкозернистое сложение, состоят в основном из кварца и серицита, имеют светло-серый или черный цвет (в присутствии графита).

Графитистые алевролиты – черные, тонкослоистые, тонкозернистые породы, состоят из кварца-серицита-графита с рассеянной вкрапленностью сульфидов.

Эта триада осадков характерна для периода излияния коматиитовых лав и отражает фоновую седиментацию бассейна – алевролиты, силициты, собственные туфы – туффиты, перемытые и образующие смешанные породы (графитистые основные туффиты, графитистые силициты).

В разрезе коматиитовой толщи присутствует несколько осадочных прослоев (Стратиграфия., 1992):

Первый слой осадков (между I и II потоками коматиитов) вскрыт канавами и представлен графитистыми туффитами базальтов с прослоями графитистых силицитов. Мощность 20 м.

Для второго слоя (II и III потоки) характерно переслаивание туффитов коматиитов, графитистых алевролитов и графитистых силицитов. Мощность равна 5–10 м.

Между потоками V и VI вскрыт слой тонкослоистых осадков, представленных чередованием слоев светло-серого силицита, светло-зеленых псаммитовых граувакк, тонкозернистых темно-зеленых туффитов коматиитов мощностью от 1–2 до 5–10 см (обн. 230). Отличает этот горизонт присущая породам первичная окраска и отсутствие графитистого вещества. Мощность слоя от 4 до 15 м.

Этот слой представляет дистальную фацию турбидитового низкоплотностного потока, переместившего осадки на значительное расстояние от места сноса, что согласуется с концепцией Ф. П. Шепарда (1976) и подтверждается минералогическим анализом тяжелой фракции граувакк. В данной фракции из мелкозернистых граувакк преобладает амфибол (76%), присутствуют сфен, эпидот, апатит, гранат, арсенипирит, пирит. Выделено пять генераций циркона: торпедовидные, копьевидные, гиацинтовые, изометричные (округлые или обломочные), розоватого, серо-розового, желто-бурого цвета, размеры зерен 0,35×0,10; 0,20×0,10, 0,15×0,10 мм и меньше. Поверхность зерен неровная, кавернозная, шероховатая. Внутреннее строение простое, незональное. Микровключения точечные. Цирконы гиацинтового типа преобладают, большая их часть представляет детритовую составляющую.

Слой осадков, вскрытый канавой 426, между потоками VI и VII, представлен черными амфиболовыми и плагиоклаз-амфиболовыми сланцами, с прослоями и линзами черных графитистых алевролитов.

Завершает коматиитовый разрез осадочная пачка, мощностью до 50–60 м, сложенная туфами – туффитами коматиитов, графитистыми силицитами и графитистыми алевролитами. На лавах коматиитов залегают ожелезненные актинолит-тремолитовые сланцы

(туфы – туффиты коматиитов) с сульфидами, мощность слоя 0,4–0,9 м, графитистые силициты (х/а 424-4) (табл. 1), мощность слоя 1,2 м, затем графитистые туффиты мафитов с вкрапленностью пирротина, мощностью 6 м, и вверху пачки встречены графитистые алевролиты (х/а 425-1).

Осадки, ассоциирующие с коматиитовой толщей, близки осадочным формациям меловых офиолитов Кипра, представленных тонкими туфами, хемогенными и глинистыми породами (Robertson, 2002).

Анализируя разрез ассоциации по морфологическим особенностям лав и литологическим характеристикам осадочных составляющих, можно заключить, что коматииты отлагались в океаническом бассейне со сглаженным рельефом дна (турбидитовые отложения редки), в области, удаленной от континентальных окраин, со спокойной динамикой водной среды и восстановительными условиями осадконакопления, при этом размывались собственные отложения коматиитов, хемогенный кремнезем поставлялся фумаролами, а алевролиты были фоновыми океаническими отложениями.

В Койкарской структуре ассоциация коматиитов имеет мощность 450–500 м, представлена стратифицированной пачкой лав, переслаивающейся с горизонтами псаммитовых, пелитовых туфов и силицитов (общая мощность осадков 80 м, представлены в табл. 2), при этом силициты присутствуют и в межподушечном пространстве шаровых лав наряду с литокластикой коматиитов и засыпкой туфами. Коматиитовый вулканизм в данной структуре имеет высокий индекс эксплозивности, встречаются валунные, агломератовые и лапиллиевые туфы, максимальная мощность горизонтов агломератовых туфов достигает 20 м. В северной части структуры закартированы две линзы агломератовых туфов с признаками спекания мощностью 15–20 м и протяженностью 60–70 м.

Таблица 2

Геохимическая характеристика (петрогенные элементы) типовых осадочных породных литотипов, ассоциирующих с коматиитовой толщей, Койкарская структура

Оксид	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46,66	45,12	43,62	45,80	26,78	78,22
TiO ₂	0,38	0,84	0,31	0,45	1,17	0,15
Al ₂ O ₃	7,63	8,92	12,23	14,33	18,64	8,30
Fe ₂ O ₃	1,04	3,36	1,23	2,00	3,17	0,26
FeO	9,05	9,19	9,48	10,17	16,76	2,28
MnO	0,154	0,200	0,172	0,148	0,244	0,068
MgO	21,54	11,55	8,55	8,82	20,66	2,99
CaO	8,00	8,40	9,38	5,74	1,12	2,24
Na ₂ O	0,05	0,01	1,18	2,34	0,03	3,38
K ₂ O	н/обн.	<0,01	0,01	1,68	0,06	0,04
H ₂ O	0,17	0,17	0,20	0,22	0,32	0,09
ППП	5,06	11,01	13,41	8,21	10,99	2,29
Сумма	99,73	99,87	99,80	99,91	99,94	100,30

Примечание. 1 – 5065-1 – слоистый псаммитовый туф коматиита; 2 – 318-2 – туф псаммитовый базальтовый; 3 – 2096-1 – вулканогенная алевролитовая граувакка; 4 – 576-1 – вулканомитовая граувакка; 5 – 14-2 – кора выветривания на коматиитах (хлоритовый сланец); 6 – 1293-1 – силицит из межшарового пространства.

В единичном случае среди агломератовых туфов встречен слой мощностью 5–7 см среднезернистой мафитовой граувакки, привнесенный турбидитовым потоком. Начиная со средней части разреза коматиитов в обнажениях встречается переслаивание коматиитовых и базальтовых туфов, в слоях мощностью от первых см до 1,2–2,0 м, что может отражать дистальные фации сосуществующего, но удаленного базальтового вулканического центра.

Наличие грубых туфов коматиитов со следами спекания, линз агломератов свидетельствует об их прижерловом формировании. Тонкие пелитовые коматиитовые туфы с ненарушенной слоистостью, линзами силицита, присутствием магнетита маркируют условия отложения в морском бассейне на глубине ниже волновой деятельности при сопутствующей фумарольной активности в бассейне.

III. Седиментационные ансамбли, приуроченные к базальтам верхнего уровня

Верхний уровень базальтов, залегающий в современном разрезе выше коматиитовых толщ, существует в Хаутаваарской, Койкарско-Семченской и других структурах Центрально-Карельского террейна.

Верхние базальты Хаутаваарской структуры по результатам палеофациальных реконструкций разделены на три толщи, принадлежащие к лоухиварской свите: 2) толща подушечных и массивных базальтов, 3) толща плагиофировых базальтов, 4) толща подушечных базальтов. В стратиграфической колонке лоухиварской свиты толща коматиитов занимает позицию 1, затем следуют 3 толщи базальтов – 2, 3, 4.

Толща (2) подушечных и массивных базальтов, мощностью 700 м, с маркерным горизонтом, представленным потоком подушечных лав с мощной зоной закалки (> 3 см), слабо деформированных, ограничена в основании и кровле слоями графитистых алевролитов (подстилающие 60 м, в кровле 5–6 м графитистых алевролитов со слоями и линзами силицитов и редкими маломощными, невыдержанными по простиранию слоями мелкообломочных базальтовых туфов (мощностью 0,3–0,5 м)).

В разрезе толщи выявлены три горизонта агломератовых туфов, мощностью от 2,5 до 30 м, прослеженные по простиранию на 500–700 м. В первом снизу (от подошвы толщи) преобладают литокласты базальтов (60–70%), во втором горизонте, мощностью около 30 м, в агломератовых туфах наряду с обломками базальтов появляются и литокласты плагиофировых базальтов, размером от 2 до 20 см. Цемент выполнен амфиболовым агрегатом с гранатом, в нем встречаются графитокремнистые обособления. Выше по разрезу брекчии сменяются основными туфами. Третий горизонт агломератовых туфов имеет базальтовый облик с отчетливо диагностируемой литокластической структурой и перекрывается графитистыми алевролитами. Кроме того, среди потоков описан слой светло-серых силицитов мощностью 1,5–2,5 м, а также слои пирит-пирротиновой руды мощностью 0,8 м, содержащие сфалерит, галенит, арсенопирит.

Толща (3) плагиофировых базальтов, мощностью 400 м, сложена недифференцированными потоками, переслаивающимися с прослоями туфового, туффитового, хемогенного и осадочного материала, общей мощностью в 120 м. Прослои агломератовых туфов имеют общую мощность 50 м, слои графитистых алевролитов – 35 м, магнетитовые кварциты – 15 м и прослои туффитов коматиитов, силицитов и граувакк – 25 м. Магнетитовые кварциты слагают три горизонта мощностью от 2,0 до 8–12 м и прослежены геофизическими методами на расстояние 3–5 км. Для них характерно чередование слоев, выполненных гюнеритом и куммингтонитом, мощностью 2–4 см со слоями магнетита мощностью 0,5–1,0 см и прослойками раскристаллизованного силицита до 10 см. Магнетитовые кварциты ассоциируют со слоями туфов базальтов, графитистых алевролитов, прослоями силицитов. Общая мощность осадочной пачки – 15–18 м. В других выходах с магнетитовыми кварцитами ассоциирует пирротиновая руда (0,3 м), мощные слои графитистых сланцев (8–10 м) и силицитов (10 м), в них отмечается постоянная вкрапленность пирротина с примесью халькопирита и арсенопирита.

Между потоками встречаются пачки (по 8–10 м мощности) переслаивания графитистых (черных) и кремнистых (светло-серых) силицитов. В пачке осадков, мощностью 60 м, описаны туфы – туффиты с кремнистыми конкрециями и слои с ильменит-магнетитовыми конкрециями в других слоях. Кремнистые конкреции, размером от 0,5 до 10 см, различно ориентированы в слое, часто зональны. Этот слой перекрывается светлыми афанитовыми силицитами мощностью 12 м.

В туфах коматиитов, имеющих тонкозернистую, тонкослоистую структуру и темно-зеленый цвет, также присутствуют тонкослоистые конкреционные образования, сформированные ильменит-магнетитовым агрегатом. Мощность слоев туфов коматиитов с конкрециями 12–18 м (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

Геохимическая характеристика (петрогенные элементы) типовых осадочных породных литотипов, ассоциирующих с плагиофировой базальтовой толщей, Хаутаваарская структура

Оксид	1	2	3	4	5
SiO ₂	45,92	46,80	37,68	47,20	70,78
TiO ₂	1,24	1,19	0,21	0,73	0,58
Al ₂ O ₃	4,58	4,45	1,21	16,02	15,70
Fe ₂ O ₃	2,57	4,22	15,11	2,60	0,88
FeO	16,96	11,64	33,20	6,48	0,40
MnO	0,140	0,220	0,200	0,270	0,020
MgO	20,02	18,35	4,56	10,91	1,55
CaO	5,02	9,80	4,34	7,55	1,64
Na ₂ O	0,08	0,28	0,07	3,15	0,93
K ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,26	3,71
H ₂ O	0,09	–	0,05	0,28	0,17
ппп	2,92	3,18	1,66	4,19	3,34
Сумма	99,59	100,18	100,14	99,59	99,70

П р и м е ч а н и е . 1 – 1222-1 – туф коматиита; 2 – 1249-2 – коматиитовый туффит с конкрециями магнетита; 3 – 1269-3 – магнетитовый кварцит; 4 – 714-6 – туффит коматиита; 5 – 1256-1 – графитистый силицит.

Графитистые алевролиты слагают самостоятельные слои или входят в состав пачек, имеют мощность от первых метров до 15–16 м, содержание графитового вещества в алевролитах колеблется от 1 до 7%. Кроме того, встречаются графитистые туффиты основного состава, в которых минеральная основа представлена амфиболом.

С открытием в современном океане «черных» и «белых» курильщиков стала формироваться гидротермально-экстракционная концепция, основанная на взаимодействии океанической воды и горячих раскристаллизованных базальтов, последние обогащают восходящий гидротермальный поток выщелоченными компонентами – Li, K, Ca, Ba, Cu, Fe, Si и др. и превращают его в рудоносный раствор (Золотарев, Ерощев-Шак, 2005).

Коматиитовые пепловые туфы осаждались на дно бассейна, образуя пепловые илы, и смешивались с осаждающимися гидроокислами железа, кремнезема, которые при диагенезе оформились в собственно конкреции. Затем при региональном метаморфизме они были перекристаллизованы и приобрели современный облик.

Рассматриваемая толща плагифирированных базальтов приурочена к глубоководной зоне спрединга, вдоль которой на поверхности дна шли трещинные излияния лав, а на некотором удалении располагались постройки «курильщиков».

Верхняя толща (4) подушечных и массивных лав имеет мощность 350 м. Для лав характерны пузыристые, миндалекаменные, брекчированные кровли потоков, слои гиалокластитов, в межподушечном пространстве лав появляются засыпки среднезернистых граувакк. В разрезе подушечных лав выделяются матрацевидные крупные обособления, формирующие отдельные потоки. Также среди потоков фиксируются прослои мелкообломочных туфов мощностью 0,3–0,5 м, слои хемогенных силицитов и мало мощные линзы серноколчеданных руд. Граувакки не зафиксированы в самостоятельных слоях, но, судя по их участию в засыпке матрикса подушечных лав, в заполнении отрицательных форм в рельефе, они безусловно существовали, но не сохранились в данном эрозионном срезе. Подобный характер вулканогенно-осадочного ансамбля свидетельствует об образовании его в условиях мелкого морского бассейна, в субаквальной обстановке.

При этом важно подчеркнуть, что седиментологические и литологические особенности осадков, связанных с верхними базальтами Хаутаваарской структуры, не соответствуют принятому стратиграфическому делению этой части лоухиваарской свиты, на чем и следует акцентировать внимание.

Так, коматиитовые лавы, формирующие океаническое плато, отлагались в глубоком океаническом бассейне, со сглаженным рельефом дна, спокойной динамикой водной среды и восстановительными условиями осадконакопления. Их излияние сопровождалось формированием триады – туфы, туффиты ко-

матиитов, силициты, алевролиты в обогащенной графитом и сульфидами среде.

При этом вторая толща базальтов выпадает из седиментационного характера разреза, ее формирование связывается с более мелководной обстановкой, в осадках – туфы базальтов, редкие слои силицитов, а агломератовые туфы содержат литокласты базальтов и плагифирированных базальтов, последних в структуре еще нет, а главное, в осадконакоплении не задействованы коматиитовые туфы и туффиты.

В третьей толще плагифирированных базальтов происходит накопление коматиитовых туфов, графитистых коматиитовых туффитов, графитистых силицитов и графитистых алевролитов со слоями серноколчеданных руд и магнетитовых кварцитов, продолжающее стиль осадконакопления коматиитовой толщи и формирующее единый седиментационный ряд, отвечающий глубоководным морским обстановкам.

Таким образом, нам представляется вероятным, что вторая толща базальтов по двум ограничивающим ее горизонтам графитистых сланцев была в виде тектонической пластины перемещена под толщу плагифирированных базальтов, в то время как в реальном разрезе должна была находиться значительно выше.

В Хаутаваарской структуре существует вторая группа базальтов (5) – кульонская свита, также в виде обдурченного аллохтона надвинутая на графитистые алевролиты калаярвинской свиты. В основании свиты залегает пачка седиментогенных брекчий, представленная обломками базальтов и графитистых сланцев в граувакковом цементе, и слои псаммитовых, пелитовых мафитовых граувакк, т. е. продукты разрушения базальтов появляются в разрезе раньше самих базальтов. По морфологическим особенностям лав – миндалекаменные кровли, массивные и подушечные лавы в виде крупных, недеформированных подушек, заполнению межподушечных пространств гиалокластитом, наличию вариолитов в подушках, слоев мелкообломочных и псаммитовых туфов между базальтами, слоев гиалокластитов между потоками они более всего соответствуют второй толще массивных и подушечных базальтов лоухиваарской свиты.

В Койкарско-Семченской структуре верхний уровень базальтов слагают стратифицированные лавы подушечных и массивных базальтов, с агглютинатами, гиалокластитам, вариолитовыми и миндалекаменными зонами в лавах, общей мощностью 1,5 км. В пределах данного уровня туфы базальтов развиты незначительно и представлены агломератовыми, лапиллиевыми и тонкими пепловыми слоистыми разностями, мощностью от 0,2 до 1,5 м. Некоторое увеличение эксплозивного и осадочного материала отмечается в верхней части разреза, где появляются граувакки в виде матрикса в подушечной лаве, а затем и самостоятельных слоев.

В 200 м от слияния рек Суны и Семчи между потоками массивных полосчатых базальтов задокументирована слоистая пачка осадочных пород мощностью

70–80 м, сложенная туффитами базальтов (мощность 15–20 м), псаммитовыми вулканомиктовыми граувакками с линзами силицитов (мощность 18 м), силицитом (мощностью 1,5 м), литокластической мафитовой грауваккой (мощность 5 м), вулканомиктовой слоистой мелкозернистой грауваккой (мощностью 15–20 м), афанитовыми силицитами, серыми, слоистыми, смятыми в изоклинальные складки, с сульфидной вкрапленностью (мощность 6 м) и мелкозернистыми мафитовыми граувакками (мощность 4 м). Пачка осадков отражает длительный перерыв в излиянии лав, перебив основных вулканитов, их туфов и появление граувакковых песчаников, отложение хемогенного кремнезема в виде слоев силицитов и соответствует субаквальным, мелководным обстановкам с восстановительными условиями в бассейне.

Завершается формирование коматиит-базальтовой ассоциации в Хаутаваарской и Койкарско-Семченской структурах маркерной пачкой вулканокласто-осадочных пород (табл. 2), сложенной различными мафитовыми граувакками, туффитами базальтов, графитистыми алевролитами, смешанными эксгальционно-хемогенными породами (магнетитовые кварциты, силициты, серноколчеданные руды), линзами внутриформационных конгломератов (Светов, Светова, 2004). При латеральном прослеживании в Хаутаваарской структуре мощность пачки изменяется от 40 м до 150 м, в Койкарской структуре пачка имеет мощность 150–200 м и включает в себя образования коры выветривания на коматиитах и продукты ее перемыва, в Семченской структуре – 100–120 м, а в ее Корбозерском участке граувакки достигают мощности 200–250 м.

Ксенолиты туфов коматиитов и мафитовых граувакк содержатся в субвулканических дацитах Койкарской структуры, следовательно, их возраст древнее 2,9 млрд лет.

Простая стратификация слоев с четкими границами и малой мощностью, проявленное совмещение в разрезе проксимальных и дистальных фаций при размыве разноудаленных источников свидетельствуют об отложениях в спокойных условиях водного бассейна, при этом седиментация лишь изредка нарушалась мутьевыми потоками, формирующими линзы моноконгломератов.

Осадочные ансамбли, приуроченные к океаническим островам

Петрологические исследования всех мафитовых «офиолитоподобных» образований Ведлозерско-Сегозерского пояса позволили выделить в пределах Совдозерской и Паласельгинской структур (верхние части разреза) специфические породные ассоциации с аномальной геохимической характеристикой, формирование которых могло быть связано с деятельностью «внеосевых» (расположенных вне срединговых осей) вулканических палеопостроек (Светов, 2005).

Характеризуя верхний уровень базальтов в разрезе Совдозерской структуры, следует отметить, что

среди лавовых потоков базальтов возрастает доля пирокластитов, гиалокластитов, силицитов, отмечаются туффиты основного состава, магнетитовые и амфиболовые кварциты, граувакки.

Туффиты базальтов представлены темно-зелеными мелкозернистыми массивными или слоистыми породами, с минеральным составом – амфибол, хлорит, плагиоклаз, кварц, серицит, карбонат, ильменит и мощностью слоев от первых метров до 8–10 м.

Силициты – хемогенные светло-серые тонкозернистые породы, с рассеянной вкрапленностью сульфидов, массивные с раковинистым изломом или тонкослоистые. Встречаются в виде самостоятельных слоев, мощностью 0,5–2,5 м, или в тонких линзах в основных туффитах, в граувакках, в составе матрикса подушечных лав. При смешивании силицитов и продуктов дезинтеграции пепловых туфов базальтов возникают амфиболовые кварциты. Магнетитовые кварциты представлены тонкополосчатыми породами, в которых чередуются магнетитовые слои с примесью кварца, мощность равна 0,5–1 см, кварцевые – 5–10 см мощности и грюнерит-амфиболовые слои с вкрапленностью сульфидов.

Граувакки – мелкозернистые темно-зеленые, темно-серые слоистые породы, часто со слоями силицитов, состоят из кварца, биотита, роговой обманки, плагиоклаза.

В целом для осадков, ассоциирующих с верхним уровнем базальтов ОИВ-типа в Совдозерской структуре, характерно переслаивание в разрезе, мелкозернистое или среднезернистое сложение, линзовидная или тонкая горизонтальная слоистость (с мощностью слоев от первых мм до 50–60 см) при мощности пачек 7–12 м. Туффиты базальтов, светло-серые и зеленые амфиболовые силициты, единичные слои магнетитовых кварцитов, мелкозернистые и среднезернистые мафитовые граувакки содержат рассеянную вкрапленность сульфидов и иногда детритовые минералы – в виде зерен плагиоклаза и кварца. В осадочном разрезе появляются среди граувакк редкие слои и линзы светло-серых туфопесчаников.

В Паласельгинской структуре верхняя пачка, мощностью ~500 м, формируется серией переслаивания подушечных и массивных лав базальтов, с единичными маломощными потоками коматиитовых базальтов. Горизонтов туфов и осадочных пород между потоками не наблюдается, а четкие непосредственные контакты между потоками говорят о высокой скорости излияния лав. Только в одном потоке подушечных лав матрикс представлен мелкозернистой мафитовой грауваккой, что свидетельствует о первичном присутствии осадков, которые не сохранились ввиду значительного уровня эрозионного среза.

Возможно предположить, что осадочные ансамбли, ассоциирующие с ОИВ вулканитами, образовались за счет поступления в бассейн пирокластитов основного состава, разрушения вулканитов, привноса фумарольных продуктов – кремнезема, железа, глинистого и органического вещества, существовав-

шого в бассейне, и дистальных фаций перемыва кислых туфов. При этом графитистые алевролиты с содержанием углеродистого вещества 1,9–4% в настоящее время являются метаморфизованными аналогами монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин – фоновых осадков бассейна. Присутствие рассеянной вкрапленности сульфидов во всех осадках свидетельствует об образовании их в восстановительных условиях. Типичная ненарушенная тонкая горизонтальная слоистость, тонкозернистое сложение характеризует седиментацию в условиях спокойного водного бассейна с глубиной ниже волновой деятельности.

Выводы

На основе детального анализа осадочных литотипов мафитовых толщ Центрально-Карельского террейна можно сделать следующие выводы:

Исследованные седиментационные ансамбли «офиолитоподобных» толщ Центрально-Карельского террейна близки осадкам фанерозойских офиолитовых комплексов Кипра и представлены туфами и туффитами мафитов, силицитами, алевролитами, обогащенными глинистым и органическим веществом, кремнеземом, железом, серой, связанными с эксгальационно-гидротермальными выносами черных «курильщиков».

Глубоководные обстановки породотложения характерны для коматиитов, плагиофировых базальтов в Хаутаваарской, Койкарской, Паласельгинской структурах, сформированных в условиях океанического плато за счет деятельности вулканов трещинного типа. Формирование характерного парагенеза подушечных, массивных лав и гиалокластитов (Хаутаваара, Койкары, Семчь, Паласельга, Совдозеро) привязывается, вероятнее всего, к вулканам центрального типа, существующим в более мелководной обстановке с расчлененным рельефом.

Выявлены обстановки седиментации, ассоциирующие с «внеосевыми» вулканическими постройками ОИВ-типа (Паласельгинская и Совдозерская структура).

В Койкарской структуре подтверждено совместное сосуществование коматиитовых и базальтовых вулканических центров.

Установлено, что в составе стратиграфических последовательностей (по литологофациальным признакам и условиям седиментогенеза) существует тектоническое перемещение базальтовых толщ в Хаутаваарской структуре, вызвавшее нарушение порядка следования фрагментов базальтового разреза, что привело к завышению мощности хаутаваарской серии в реконструированном разрезе на 400 м.

ЛИТЕРАТУРА

Золотарев Б. П., Ероцев-Шак В. А. Гидротермальное сульфидное оруденение в океане и его генетическая связь с дифференциацией первичных расплавов // Прикладная геохимия. Вып. 7: Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений. Кн. 2: Генетические типы месторождений. М., 2005. С. 106–124.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.

Светов С. А., Светова А. И. РЗЭ систематика верхнеархейских осадочных парагенезов Центральной Карелии // Доклады РАН. 2004. Т. 394, № 3. С. 393–398.

Светов С. А., Светова А. И., Ронкин Ю. Л. и др. Террейновая литостратиграфия мезоархейских породных ассоциаций Центральной Карелии // Геология и геодинамика архея: Материалы совещания. СПб., 2005. С. 339–345.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 230 с.

Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск, 1992. 190 с.

Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, 1970. 285 с.

Шенард Ф. П. Морская геология. Л., 1976. 488 с.

DeWitt M. J. Archaean greenstone belt tectonism and development: some insights from the Barberton and Pietersburg greenstone belts, Kaapval craton, South Africa // J. African Earth Sci. 1991. N 13. P. 45–63.

DeWitt M. J. On Archean granites, greenstones, craters and tectonics, does the evidence demand a verdict? // Precambrian Research. 1998. Vol. 91. P. 181–227.

DeWitt M. J., Armstrong R., Hart R. J., Wilson A. H. Felsic igneous rocks within the 3.3 to 3.5 Ga Barberton greenstone belt: high-crustal level equivalents of the surrounding tonalite-trondhjemite terrain, emplaced during thrusting // Tectonics. 1987. N 6. P. 529–549.

Komatiites. Arndt N. T., Nisbet E. G. (Eds.). London, 1982. 525 p.

Puchtel L. S., Hofmann A. W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model continental crustal growth in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth and Planet. Sci. Letters. 1998. 155. P. 57–74.

Robertson A. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region // Lithos. 2002. 65. P. 1–67.

Svetov S. A., Svetova A. I., Huhma H. Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero archaean greenstone belt, Central Karelia // Geochemistry International. 2001. Vol. 39, Suppl. 1. P. s24–s38.

Т. Н. Назарова, А. И. Светова

СПЕЦИФИКА СУМИЙСКОГО ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ (КУМСИНСКАЯ СТРУКТУРА)

В пределах Карельского кратона в интервале 2,55–2,40 млрд лет сформировалась крупная магматическая палеопротерозойская (сумийская) провинция, представленная андезибазальтовым комплексом, условия формирования и геодинамический режим заложения которого дискутируются длительное время. В последние годы существует концепция о принадлежности андезибазальтов сумия Карельского кратона к бонинитовой серии (Шарков и др., 1997), однако геохимическая характеристика ассоциации более сопоставима с андезитовыми комплексами (БАДР-сериями известково-щелочного ряда), приуроченными к субдукционным конвергентным режимам, существующим в активных континентальных окраинах Андийского типа (Светов и др., 2004).

В настоящем сообщении авторами обращено внимание на характеристику осадочных частей разреза сумийского комплекса Кумсинской структуры, их литолого-седиментационных особенностей, с целью характеристики обстановок формирования и палеогеографических условий осадконакопления в этом возрастном интервале, что позволит получить дополнительные аргументы для геодинамической реконструкции формирования вулканитов.

Сумийская вулканическая ассоциация в Центральной Карелии с угловым несогласием перекрывает лопийские отложения (метаморфизованные, деформированные и выведенные в область эрозии) с зоной элювиально-делювиальных брекчий в основании (Семченская и Койкарская структуры), при этом ложится на кору выветривания гранитоидов в районе д. Красная Речка и имеет в основании осадочную пачку в Кумсинской структуре. Изучаемые породы изменены в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации метаморфизма андалузит-силлиманитового типа.

В статье при описании осадочных пачек Кумсинской структуры за основу принято стратотипическое описание В. И. Коросова (Коросов, Назарова, 1989; Коросов, 1991). Нижняя пачка осадков (нижняя часть глубоководной свиты) прослежена на 12–15 км по южному борту структуры (озера Собаچه, Глубокое, д. Чебино) и имеет мощность от 10 до 12 м (рис.).

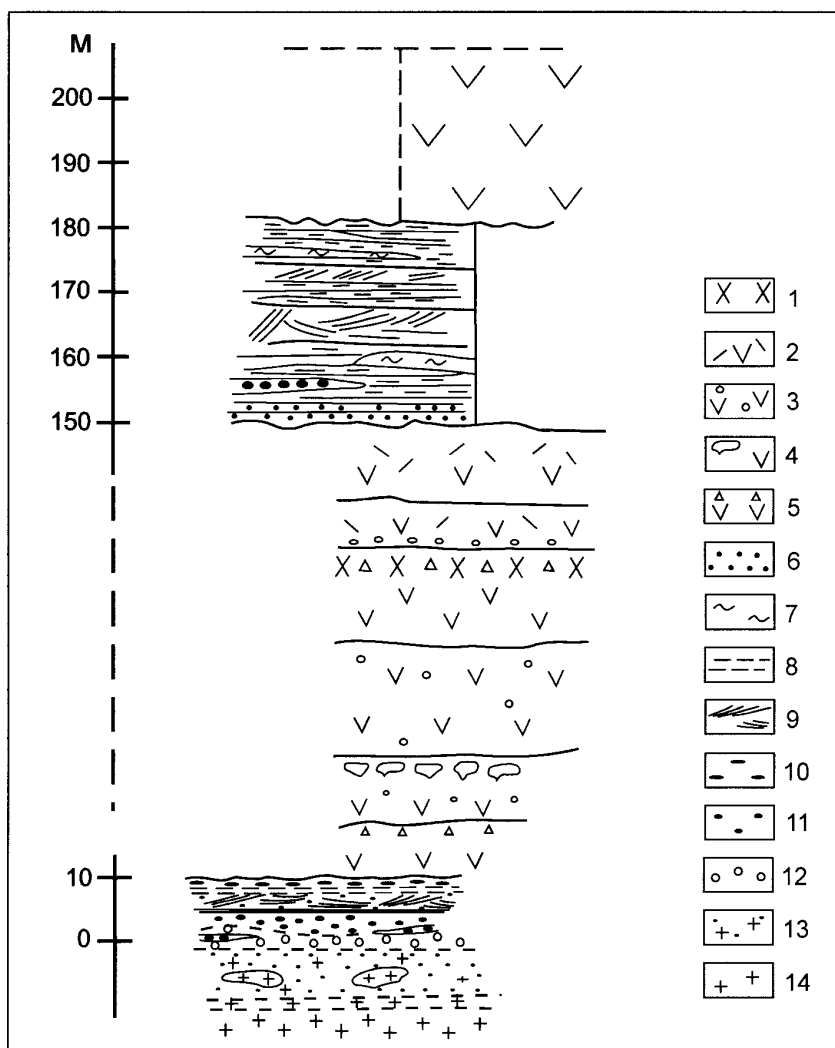
На дезинтегрированных порфиридных микроклин-плагиоклазовых гранитах и коре химического

выветривания с мощностью не менее 10 м (Коросов, Назарова, 1988) в районе озер Глубокое, Собаچه с довольно резким контактом вскрыты базальные аркозы, серые, мелкозернистые, представляющие собой слабо переработанные остаточные продукты выветривания гранитов. В минеральном составе присутствует плагиоклаз, реже микроклин, мелкие литокласты гранита (2–5 мм), цементированные кварц-полевошпат-биотитовым (серицитовым), иногда сильно эпидотизированным материалом. Если процессу дезинтеграции подвергались секущие гранитоиды кварцевые жилы, в аркозах появляются прослои кварцевых гравелитов и реже мелкогалечных конгломератов. Мощность слоя базальных аркоз при этом варьирует от 0,5 до 2–3 м и в нем не наблюдается слоистости.

Далее в породной последовательности аркозы сменяются аркозовыми аренитами, чередующимися со слоями кварцитов, мощностью до 3–4 м. Ближе к кровле пачки в районе оз. Собаچه в аркозовых аренитах отмечены косослоистые разнонаправленные серии до 15 см мощности, переслаивающиеся с горизонтально-слоистыми разностями, в которых встречаются обломки гравелитовой размерности полностью выветрелого полевого шпата или кварца.

В осадках слоистость подчеркивается гранулометрическим составом. В районе д. Чебино (северо-западный берег оз. Аланолампи) в косослоистых аркозовых аренитах встречены прослои до 0,7 м мощности, сложенные полимиктовыми конгломератами, имеющими хорошо окатанные гальки до 15 см в диаметре, представленные гранитами, гнейсо-гранитами, зелеными сланцами (метабазальтами). В кровле осадочной пачки залегает слой мелкозернистого металлоносного песчаника мощностью 2–10 см, обогащенного магнетитом (до 30%). Химический состав представлен (х/а 936): SiO₂ – 61,46, TiO₂ – 0,23, Al₂O₃ – 8,13, Fe₂O₃ – 6,72, FeO – 8,98, MnO – 0,120, MgO – 4,88, CaO – 2,80, Na₂O – 0,03, K₂O – 1,26, H₂O – 0,07, ппп – 5,41, сумма – 100,09. Этот слой мог образоваться за счет разрушения и отложения тяжелой фракции архейских коматиитов или коматиитовых базальтов.

Петрографическое изучение базальных аркоз показывает, что они сложены остроугольными, углова-



Литолого-стратиграфическая колонка Губокозерской свиты и нижней части Кумсинской свиты:

1 – эпидотизированная кровля потока; 2 – плагиопорфириты; 3 – андезибазальты с порфиробластами амфибола; 4 – андезибазальты с шарово-подушечной текстурой в кровле потока; 5 – плагиоклазовые порфириты с пенистой брекчированной кровлей; 6 – кварциты; 7 – серицитовые сланцы; 8 – кварцито-песчаники горизонтальнослоистые; 9 – кварцито-песчаники косослоистые; 10 – песчаники, обогащенные магнетитом; 11 – кварцевые гравелиты и конгломераты; 12 – базальные аркозы; 13 – кора выветривания на гранитах; 14 – плагиомикроклиновые граниты

тыми зернами плагиоклаза и кварца, с неровными зазубренными краями, зерна кварца иногда слабо окатаны. Размер зерен варьирует от 0,1–0,3 до 1,5–2 мм. Плагиоклаз переполнен чешуйками серицита. В составе породы содержится до 25% обломков плагиоклаза, реже встречается микроклин, кварц (50–70%), биотит (1–5%), присутствуют серицит, хлорит, эпидот, рудный минерал, иногда карбонат. Цемент аркоз – базальный, представлен мусковит (или биотит)-хлорит-серицитом.

В аркозовых аренитах кварцевые зерна слабо окатаны, чаще с зазубренными краями, распределены неравномерно, образуют мозаичную или blastopсаммитовую структуру с базальным или поровым цементом. Матрикс выполнен агрегатом чешуек серицита, мусковита, реже биотита, мелкими зернами кварца, иногда присутствует хлорит, карбонат. На отдельных участках шлифа наблюдается перекристаллизация – в поле кристаллов полевого шпата находятся более мелкие, вновь образованные зерна.

Описанная выше осадочная пачка, скорее всего, могла формироваться в прибрежных условиях мелководного бассейна в период трансгрессии моря на территорию распространения гранитоидов. При этом

выветрелые породы быстро перекрываются терригенными отложениями, в которых сохраняются полевые шпаты и серицит. В условиях волноприбойного мелководья происходит вынос матрикса и образование более чистых кварцевых аренитов, кварцитов. К верхним уровням пачки в аркозовых аренитах появляется разнонаправленная косая слоистость, чередующаяся со слоями горизонтальной слоистости, что характерно для бассейна спокойной гидродинамики с волновой деятельностью в придонной части формирующихся краевых шельфовых зон.

Важным является факт появления слоев гравелитов и галечных конгломератов, что может маркировать изменения в эвстатических колебаниях уровня моря или привнос временными потоками осадочного материала в условиях контрастного рельефа. Область питания, скорее всего, была ограничена размывом гранитоидного фундамента.

Аргументом в пользу мелководного бассейна породонакопления может служить текстурная характеристика перекрывающих осадки лавовых потоков, которым свойственны брекчированные, пенные кровли и появление подушечных текстур в верхних частях потоков.

На пачке лав андезибазальтов мощностью 140 м залегают нижняя подсвита кумсинской свиты, представленная в основной массе белыми, кремовыми, серыми, зеленоватыми сливными кварцитами и реже кварцевыми аренидами. В единичном случае наблюдается слой кварцита черного цвета. В кварцитах распространена горизонтальная параллельная слоистость, слои мощностью 1–8 см имеют ровные, четкие границы, выражены чередованием разноокрашенных слоев, реже обусловлены изменением гранулометрического состава. Кварциты прослеживаются локально в непрерывных выходах по латерали на 70–80 м на протяжении 15 км. Иногда в кварцитах наблюдается косая слоистость. Пологие косослоистые серии мощностью 10–15 см чередуются с горизонтальнослоистыми сериями.

Периодически в однообразной толще кварцитов встречаются линзовидные прослои темно-серых тонкослоистых кварц-серицитовых сланцев мощностью до 1,5 м и прослои грубозернистых песчаников мощностью до 2,5–3 м. В них на фоне мелкозернистой основной массы, состоящей из кварца, серицита и полевого шпата, выделяются зерна голубого кварца размером до 0,2–0,5 см в диаметре. В районе оз. Глубокого они встречены ближе к кровле пласта кварцитов, а к северо-западу от оз. Аланолampi – ближе к подошве. Общая мощность пачки кварцитов составляет 30 м.

Микроскопически кварциты выглядят как мелкозернистая порода с гранобластовой структурой, характеризующаяся относительно одинаковым размером зерен кварца с округлыми или зазубренными контурами. Кварцит на 95–97% состоит из зерен кварца, размером 0,1–0,2 до 1–2 мм. Цемент представлен мелкочешуйчатым биотит-хлорит-серицитовым материалом. В некоторых шлифах имеются зерна рудного минерала.

Кварцевый аренит по минеральному составу близок кварцитам, но его структура обычно псаммитовая или бластопсаммитовая. Песчинки кварца чаще всего округлой и субугловатой формы, разнообразного размера от 0,05–0,10 до 1,0–1,5 мм. В более крупных зернах наблюдаются следы дробления и волнистое погасание. Цемент мусковит-серицитовый, чаще всего сильно хлоритизирован и серицитизирован. Присутствует большое количество зерен рудного минерала, как правило, к ним приурочены чешуйки хлорита. В некоторых шлифах имеются небольшие скопления чешуек биотита округлой формы.

Химический состав кварц-серицитовых сланцев из прослоя среди кварцитов следующий: SiO_2 – 73,18, TiO_2 – 0,46, Al_2O_3 – 12,30, Fe_2O_3 – 1,12, FeO – 4,93, MnO – 0,029, MgO – 1,95, CaO – 0,21, Na_2O – 0,10, K_2O – 2,82, H_2O – 0,10, ппп – 2,89, сумма – 100,08.

Для пачки осадков характерно присутствие высокозерных осадков – кварцитов и кварцевых аренидов, с хорошей сохранностью текстурных признаков – параллельной горизонтальной и реже косослоистой мелкомасштабной слоистостью. Чистые кварциты,

скорее всего, образовались в условиях мелководных прибрежных зон с активной гидродинамикой среды, вызвавшей их многократное перебивание и переотложение. При этом глинистые слои отмечают рост степени осадочной дифференциации седиментогенного материала, с тонкой зернистостью и тонкой слоистостью и отложением его в периоды спокойного водного режима (Рейнег, Сингк, 1981). Слои грубозернистых кварцевых аренидов с голубым кварцем поступили из расширяющихся областей размыва (массивов порфиридных гранитоидов) и отлагались за счет временных потоков, сгужающих материал на прибрежное мелководье.

Из слоя серицит-кварцевых сланцев среди кварцитов Н. Г. Бережной с соавторами (2003) были изучены акцессорные цирконы, среди которых выделены два морфологических типа – сильно окатанные с возрастом 2831–2883 млн лет и менее окатанные с гиацинтовым габитусом с возрастом 2726–2788 млн лет. Присутствие в сланце двух различных детритовых цирконов позволило авторам предположить два источника сноса – первый находится на большом удалении от области сноса и второй – более близкий. Цирконы, отобранные из близлежащих позднеархейских гранитоидов, с возрастом 2875 ± 4 МА по геохимическим особенностям не могут рассматриваться в качестве источника, последние, по-видимому, были перекрыты осадками и в дальнейших процессах не участвовали. Приведенные данные свидетельствуют в пользу расширения водного бассейна и увеличения площади размыва – не только гранитного фундамента и лопийских отложений, но и отдельных гранитоидных массивов.

На основании приведенных данных могут быть сделаны следующие выводы:

Развитие сумийского седиментационного бассейна проходило в условиях, приближенных к геодинамическому режиму активной континентальной окраины, при этом началось с трансгрессии моря на непленнизированный континент, где в это время были развиты коры химического выветривания. Базальные аркозы в виде маломощного плащеобразного слоя перекрывают гранитоидный фундамент и далее сами перекрываются слоями осадков с улучшающейся дифференциацией осадочного вещества в водной среде – аркозовые арениды, кварцевые арениды – кварциты.

Все породы образовались в условиях прибрежных фаций мелководного бассейна при спокойной водной среде и тектонической стабильности (аркозы), в условиях донных течений, вызывающих неоднократный перебив и перенос на значительные расстояния от области перебива (кварцевый аренит, кварцит), где осаждались в условиях спокойной гидродинамики водной среды бассейна. Грубые пески, гравелиты, галечные конгломераты формировали линзы и прослои в результате привноса временными донными потоками (турбидитами). Глинистые сланцы образовывали линзы при транспорте на короткие расстоя-

ния отмученного матрикса аркозовых аренитов и стабильной длительно существующей обстановке.

Наличие высокозрелых осадков в основании сумийских разрезов зависит от древнего рельефа области накопления, геологического состава и равновесия между скоростью выветривания и скоростью эрозии.

Расширяющиеся области размыва (гранитоидный фундамент, огромные массы осадочно-вулканогенных пород лопия) соотносятся с увеличением площади бассейна, увеличением дальности транспорта осадочных компонентов, что подтверждают изученные цирконы, и компенсированным характером породонакопления за счет мощных лавовых толщ.

ЛИТЕРАТУРА

Бережная Н. Г., Мыскова Т. А., Арестова Н. А. и др. Возраст протолита сумийских кварцитов Кумсинской структуры // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 63–65.

Коросов В. И. Геология дютулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск, 1991. 118 с.

Коросов В. И., Назарова Т. Н. Сводный разрез основания протерозоя Кумсинской структуры // Геология и петрология: Операт.-информ. материалы за 1987 г. Петрозаводск, 1988. С. 19–22.

Коросов В. И., Назарова Т. Н. Сводный разрез осадочно-вулканогенных образований Кумсинской структуры и

соотношение их с конгломератами сариолия // Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1989. С. 39–47.

Рейнек Г.-Э., Сингк И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М., 1981. 439 с.

Светов С. А., Голубев А. И., Светова А. И. Геохимия сумийских андезибазальтов центральной Карелии // Геохимия. 2004. № 7. С. 729–739.

Шарков Е. В., Смолькин В. Ф., Красивская И. С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. С. 503–522.