

УДК 551.733

© Н.Ю. Никулова, С.В. Панинская, И.В. Швецова

ВИШНЕВЫЙ МАРКЕР В ОСНОВАНИИ ТЕЛЬПОССКОЙ (ОБЕИЗСКОЙ) O_1tp СВИТЫ НА ХР. МАЛДЫНЫРД (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Институт геологии Коми научного центра, г. Сыктывкар
(Представлена д. чл. УАГН Н.П. Юшкиным)

Горизонт вишневых песчаников, залегающих на хр. Малдынырд между базальными конгломератами тельпоССкой (обеизСкой) свиты (O_1tp), и нижележащими отложениями алькесвожСкой толщи (ϵ_3-O_1al), выделяется в качестве маркирующего, между тем как вопрос о его стратиграфической принадлежности до сих пор остается дискуссионным.

Первоначально Я. Э. Юдович и Л. И. Ефанова (Зона..., 1998, с. 84) считали его кровлей алькесвожСкой толщи, исходя из наличия в этих песчаниках пиррофиллита. Эта же трактовка строения зоны межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты воспроизведена Я.Э.Юдовичем и в недавней книге, где в колонке алькесвожСкой толщи горизонт вишневых песчаников имеет номер 7: *“Локальное развитие вишневых песчаников... горизонта $?_3-O_1al_7$ обусловлено палеорельефом поверхности суши перед раннеордовикской трансгрессией, отложившей конгломераты в отложениях тельпоССкой (обеизСкой) свиты...”* (Геохимия..., 2002, с. 113).

Между тем, новые материалы поискового бурения на золото на рудопроявлении Нестеровское показали, что вишневые песчаники отделены от алькесвожСкой толщи стратиграфическим перерывом. Основываясь на особенностях залегания и взаимоотношения с породами алькесвожСкой толщи Л. И. Ефанова, относит горизонт вишневых песчаников к основанию тельпоССкой свиты (Ефанова, 2001, с. 10).

Нами впервые было проведено детальное литологическое изучение пород маркирующего горизонта. Разрез горизонта вишневых песчаников изучался по керну скважин № 218, 219, 220, 221 и 222, пробуренных в 2001 г. на водораздельном плато к юго-западу от ледникового кара оз. Грубепендиты Рудной партией ОАО “Полярноуралгеология”. Скважины вскрыли базальные конгломераты тельпоССкой свиты нижнего ордовика (O_1tp), горизонт вишневых песчаников, отло-

ложения золотоносной алькесвожСкой толщи (ϵ_3-O_1al) и породы фундамента. Изучались также естественные обнажения вишневых песчаников на хр. Малдынырд. Изучено около 70 шлифов и протолочных минералогических проб. Кроме того, по скважинам было изучено более 150 шлифов и минералогических проб конгломератов тельпоССкого возраста и пород алькесвожСкой толщи. Отложения тельпоССкой свиты изучались также на участках: Сводовый, Нестеровский, Альбовский, Сана-Вож и на хребте от г. Старуха до г. Черная (район кварцевого месторождения Желанное).

На хр. Малдынырд *горизонт вишневых песчаников* фрагментарно обнажается в юго-западной стенке кара оз. Грубепендиты, а также протягивается вдоль вершины хребта от плато Нестеровское до северной оконечности гольца Скалистый. Мощность горизонта изменяется от 17 м на Нестеровском плато до 1.5–2.0 м в каре оз. Грубепендиты, где его выходы расположены в непосредственной близости от Озерного разлома. Здесь породы разбиты сетью мелких разрывных нарушений, оперяющих разлом, содержат большое количество маломощных, часто будинированных кварцевых жил, смяты в мелкие несимметричные микроскладки, амплитуда которых не превышает первых сантиметров. По мере удаления от разлома амплитуда складок уменьшается и они постепенно затухают.

Горизонт представляет собой толщу переслаивающихся элементарных ритмов, мощностью от 0.5 до 1.2 м, которые имеют, как правило, трехчленное строение.

Нижние части ритмов сложены мелкогравийными гравелитами или гравелитистыми песчаниками, в которых прослеживается тонкая горизонтальная слоистость градационного типа, проявляющаяся в гранулометрической сортировке обломочного материала. Слойки, обогащенные обломками гравийной размерности, среди которых преобладает фракция 1.5–2.5 мм, чередуются с более мелкозернистыми, более темными по цвету прослоями. Толщина слоев от 5–7 до 10 мм. Мощности горизонтальнослоистых серий изменяются от 10 до 20 см.

В средних частях ритмов слоистость приобретает вид сложного сочетания линзовидной и косой S-образной слоистости. Серии косых слоев образуют линзы, толщиной 0.3–0.7 мм и длиной до 1.0–1.5 м. Внутри линз слоистость косая S-образная. Угол наклона слоев в подошве и кровле составляет 5–7°, а в центральной части достигает 35–40°. Толщина слоев не превышает 5–6 мм. Слоистость подчеркнута неравномерным распределением темноцветных минералов.

Верхние части ритмов представлены тонкогоризонтальнослоистым песчаником, в котором чередуются слюдястые и песчаные прослои. Толщина слоев составляет 3–5 мм.

Характерно, что вверх по разрезу зернистость пород постепенно увеличивается. Возрастают мощности относительно грубозернистых прослоев, при этом сокращаются мощности и количество обогащенных слюдой слоев.

Выделены следующие литологические типы пород: гравелит мелкогравийный, песчаник гравелитистый, песчаник среднезернистый, песчаник мелкозернистый со слюдястыми прослоями.

Гравелиты и гравелитистые песчаники имеют массивную, местами сланцеватую текстуру, псефопсаммитовую структуру с лепидогранобластовой структурой основной ткани. Иногда в шлифах заметны реликты первичной седиментационной слоистости и порода имеет полосчатую текстуру, обусловленную неравномерным распределением грубообломочного материала. Чередуются прослои, содержащие значительное количество обломков гравийной размерности и слойки, сложенные материалом преимущественно псаммитовой размерности. Порода состоит из грубообломочного материала, количество которого изменяется от 5–10% в гравелитистых песчаниках, до 40–60% в гравелитах, и заполнителя. Размер обломков варьирует от 1.0 до 7.0 мм, преобладает фракция 1.5–2.5 мм, составляющая 70–80% грубообломочной части.

В составе обломочного материала преобладает гигантокристаллический жильный кварц, реже встречаются обломки поликристаллической монокварцевой породы и кислых эффузивов.

Обломки гигантокристаллического жильного кварца составляют от 50 до 80% от общего количества обломков. Они имеют преимущественно угловатую, неокатанную форму. Крайне редко встречаются средне окатанные зерна.

Максимальное количество обломков гигантокристаллического кварца встречено в образцах из кара оз. Грубепендиты и скважин, расположенных на Нестеровском плато вблизи Озерного Разлома. Породы на этом участке насыщены маломощными кварцевыми жилами. Вероятно, что часть “обломков” в действительности является будинированными кварцевыми жилами. По мере удаления от разлома уменьшается количество секущих породу кварцевых жил и, вместе с тем увеличивается доля окатанных обломков.

Обломки, сложенные поликристаллической монокварцевой породой характеризуются гранобластовой зубчатой структурой, массивной текстурой и формально могут быть определены как мелкозернистый кварцит. Вероятно, часть из них также имеет жильное происхождение. Среди обломков такого типа чаще, чем среди остальных встречаются окатанные разности. Примерно треть из них средне, или хорошо окатаны.

Обломки кислых эффузивов встречаются очень редко. Они, как

правило, не окатаны, имеют удлиненную форму с угловатыми очертаниями. Первичная микропйкилитовая структура прослеживается лишь за счет пигментации зерен тонкодисперсным рудным веществом и вроскам слюды, окаймляющей отдельные зерна. Порфириовидные вкрапленники, представленные кварцем и полевым шпатом, имеют округлую или прямоугольную со сглаженными углами форму (рис. 1. Шлиф 218—161,3).

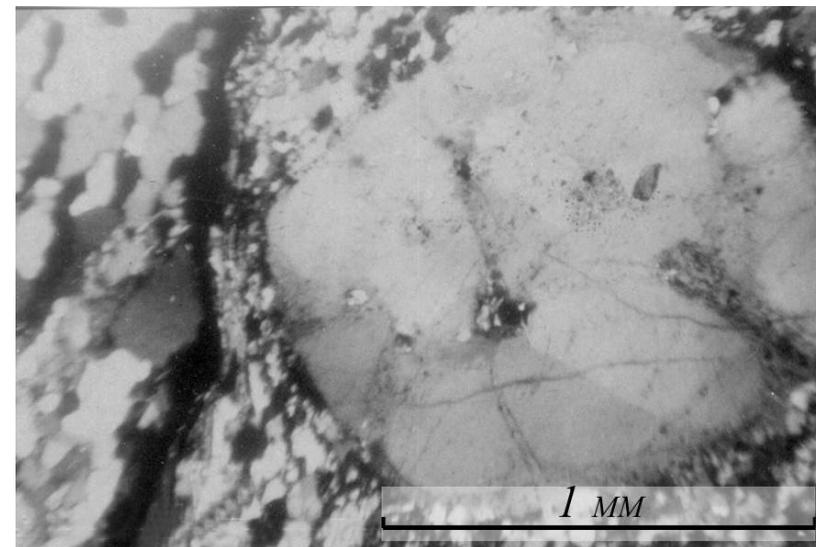


Рис. 1. Порфириовидный вкрапленник кварца в апориолитовой породе. Шлиф 218–161,3. Николи +.

В обнажении в юго-западной стенке кара оз. Грубепендиты, в гравелитовом прослое в толще вишневого песчаника встречен валун размером 20 x 10 x 6 см, представленный мелкозернистой массивной породой коричнево-вишневого цвета.

Под микроскопом порода валуна представляет собой сильно измененный кислый эффузив с зернами размером 0.2–0.5 мм. Структура неясновыраженная микрофельзитовая, текстура массивная, на отдельных участках пятнистая. В составе породы преобладает кварц. Встречены единичные зерна циркона, турмалина, хлоритоида (размер зерен — 0.05–0.07 мм). Отдельные участки сложены мелкозернистым кварцево-слюдястым агрегатом, с примесью пирофиллита, присутствие которого подтверждено рентгеноструктурным анализом.

В основной ткани наблюдаются зерна алланита, размером 0.04–0.1 мм, и его многочисленные скопления округлой и прожилковидной

формы, размером до 2-2.5 мм. Алланит желтовато-зеленоватого цвета, с низкими, сероватыми цветами интерференции и прямым угасанием. Часто зерна алланита пигментированы тонкодисперсным гематитом (рис. 2, шл. С-2).

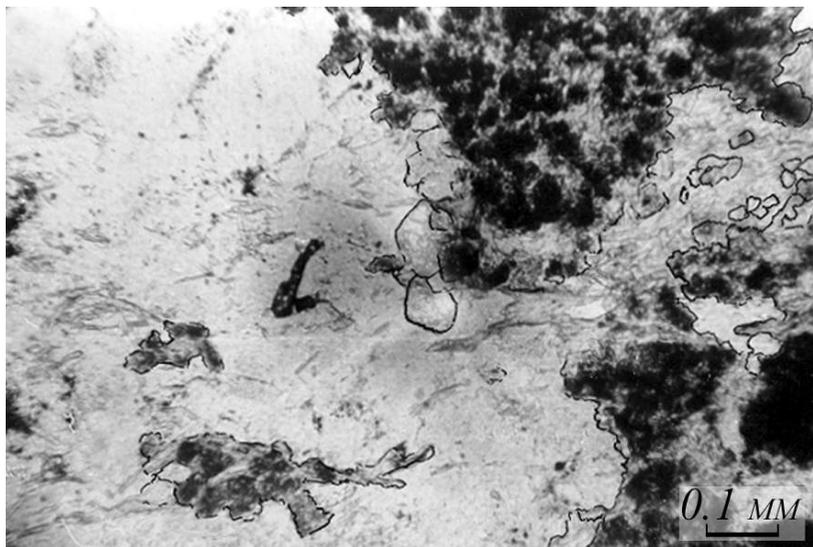


Рис.2. Скопления мелкозернистого алланита. Шлиф С-2. Николи II.

В протолочках алланит представлен мелкозернистым агрегатом в сростках со слюдой, кварцем и гематитом. Окраска красно-коричневая. Межплоскостные расстояния на дифрактограмме (Å, в скобках интенсивность): 5.7 (2), 3.5 (1), 2.94 (3), 2.46 (1), 2.24 (1), 1.85 (1). Результаты полуколичественного спектрального анализа показывают повышенные содержания Се, La, Yb.

Гематит встречается в виде мельчайших включений пигментирующих зерна кварца и эпидота и образующих неправильной формы скопления размерами от 0.5 до 0.8 мм, а также в виде отдельных зерен размерами от 0.1–0.2 до 0.8 мм. По данным микронзондового анализа, в составе гематита присутствует незначительное количество TiO₂ (от 0,38 до 0,83%). На поверхности зерен наблюдается неровный, ступенчатый рельеф, образованный отдельными пластинчатой формы субиндивидами (рис. 3).

Вероятно, в период накопления осадка, это был валун трещиноватых сильно выветрелых риолитов (материал коры выветривания по

риолитам), предположительно саблегорской свиты верхнего рифея (R_{3sb}) с пустотками выщелачивания, выполненными существенно глинистым материалом, с примесью зерен кварца алевритовой и мелкопесчаной размерности. В процессе метаморфизма, по материалу выполнявшему пустотки, образовались серицит, пиррофиллит и гематит, а по плагиоклазам сформировались скопления алланита.

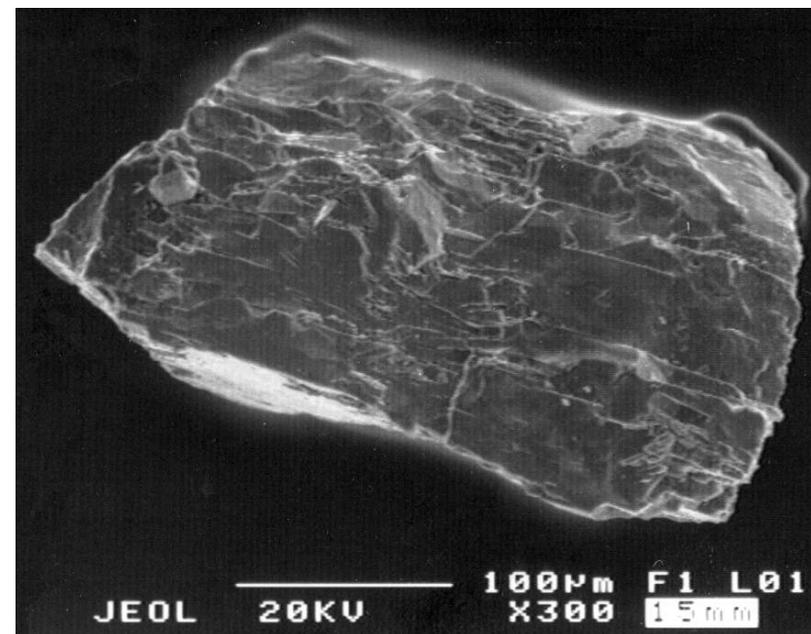


Рис.3. Пластинчатое зерно гематита. Обр. С-2.

Я. Э. Юдович, изучавший распределение редкоземельных элементов в метаморфизованных риолитах, отмечает, что увеличение содержания редкоземельных элементов, носителем которых является алланит, связано со степенью метаморфических изменений риолитов (Геохимия..., 20002, с.187).

Цемент гравелитов базального, реже – порового типа, нацело перекристаллизован в сплошной лепидогранобластовый агрегат, с размером зерен от 0.03 до 1.0 мм, в составе которого доминирует кварц. Зерна кварца имеют зубчатые, ступенчатые ограничения. Чешуйки слюдяных минералов – мусковита и, в меньшей степени, пиррофиллита, присутствие которого подтверждено рентгеноструктурным и химическим анализами, располагаются по сланцеватости поро-

ды. Кроме того, они образуют скопления, заполняющие микротрещины.

Рудное вещество, занимающее в цементе от 5 до 10%, представлено примерно равными количествами гематита и лейкоксена, а также единичными зернами магнетита и ильменита.

Гематит представлен зернами размером до 0.2–0.3 мм, а также мельчайшими, пылеватыми частицами, окаймляющими, в виде тончайших цепочек, внешние зоны крупных обломочных зерен.

Зерна лейкоксена размером 0.1–0.15 мм имеют округлую, овальную и неправильную формы, с расплывчатыми границами. Встречено несколько зерен, имеющих четкие кристаллографические очертания, указывающие на то, что в лейкоксен развивается по сфену или ильмениту. Наиболее насыщены рудными минералами мелкозернистые, песчаные слойки, в них же, преимущественно, располагаются и минералы, встречающиеся в аксессуарных количествах, и представленные эпидотом, цирконом, турмалином, хлоритоидом, хлоритом, апатитом, баритом, сфеном, магнетитом и ильменитом.

Песчаники являются наиболее распространенным типом пород. В зоне перехода от гравелитистых песчаников и гравелитов к собственно песчаникам они характеризуются бластопсаммитовой структурой и массивной, с элементами слоистой, текстурой. Обломочный материал занимает по площади шлифа 70–90%, и представлен, в основном, кварцем, содержание которого составляет 90–95% от всего количества обломков, остальное приходится на мелкозернистую поликристаллическую кварцевую породу (“кварцит”), полевой шпат и аксессуарные минералы. Размер зерен от 0,1 до 1.0 мм, преобладает фракция 0.2–0.5 мм.

Цемент порового типа имеет лепидогранобластовую структуру, массивную, на отдельных участках сланцеватую, текстуру.

Количество и характер распределения рудных минералов такие же, как в описанных выше гравелитах.

Песчаники имеют, как правило, неравномернозернистую лепидогранобластовую структуру, проявляющуюся в субпараллельной ориентировке чешуек слюдястых минералов, массивную или слоистую текстуру. Последняя характерна для горизонтальнослоистых песчаников, слагающих верхние части седиментационных ритмов. Здесь мусковит и ассоциирующий с ним пиррофиллит образуют сплошные слойки, мощность в первые миллиметры (рис. 4, шл. 218–183,1) и порода приобретает лепидобластовую структуру.

Обломочный материал представлен обломками монокристаллического кварца. Преобладают неокатанные и слабоокатанные зерна размером 0,1–0,4 мм, которые составляют до 80% от общего количества

ва. Вдоль границ наиболее крупных зерен наблюдаются цепочки тонкораспыленного рудного вещества. Часто, из-за близости состава обломочного материала и цемента, границы отдельных обломков угадываются только по присутствию указанных каемок. У отдельных зерен заметны регенерационные каймы толщиной до 0.01–0.02 мм (рис. 5, шл. 221–181,6). Обломочные зерна полевого шпата, размером 0.3–0.5 мм, составляют доли процента от общего количества обломков.

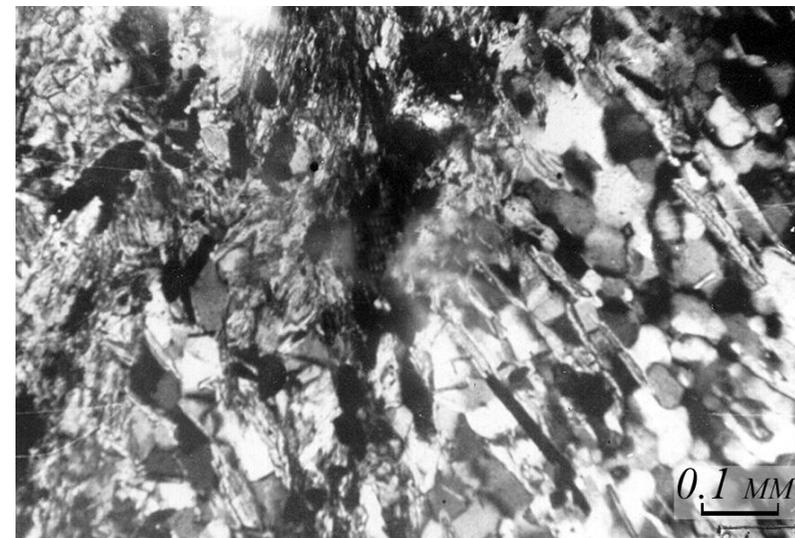


Рис. 4. Контакт слюдястого (слева) и песчаного (справа) слойков. Шлиф 218—183.1. Николи +.

Рудные минералы неравномерно распределены в цементе и занимают от 5–7 до 20%, представлены равными количествами гематита и лейкоксена. Они концентрируются вдоль трещин рассланцевания в виде отдельных зерен, размером 0.1–0.2 мм, а также скоплений тонкодисперсных частиц, образуя невыдержанные по толщине прослойки, часто извилистой формы.

В шлифах первое место среди аксессуарных минералов, размеры которых сопоставимы с размерами кварцевых зерен, занимают турмалин и циркон, которые иногда составляют доли процента от общего числа обломков (рис. 6, шл. 221–179,1). В знаковых количествах отмечаются эпидот, хлоритоид, апатит, сфен, ильменит, магнетит. В шлифе 219–151,6 встречено зерно дистена.

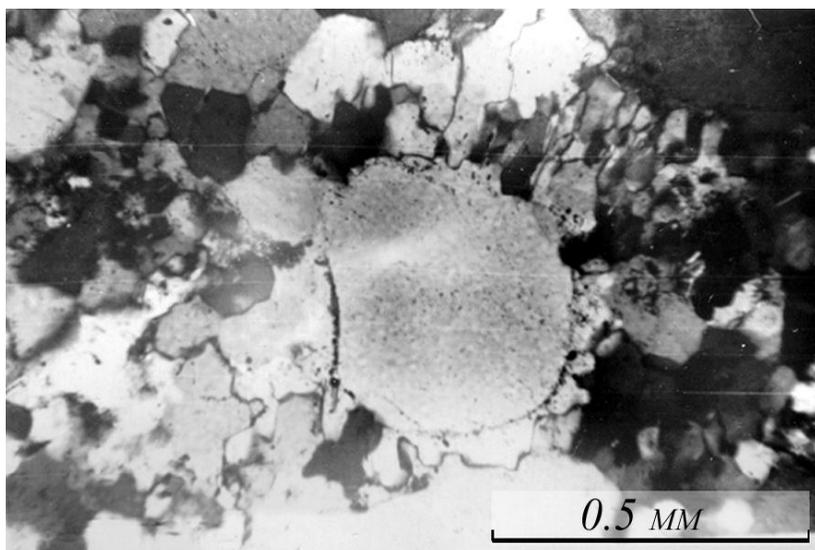


Рис. 5. Окатанное зерно кварца с регенерационной каймой.
Шлиф 222-181.6. Николи +.

Изучение минералогического состава тяжелой фракции показало, что в неэлектромагнитной фракции преобладает лейкоксен. Обычно он представлен плоско-удлиненными зернами светло-желтого цвета, скрытокристаллического строения. В раскристаллизованных зернах лейкоксена мельчайшие субиндивиды рутила увеличиваются до размеров, видимых под бинокляром. В этом случае зерна лейкоксена приобретают мелкокристаллическое сложение, окраска их становится светло-красной. Конечным результатом раскристаллизации лейкоксена являются кристаллы рутила, которые имеют форму плохоокристаллизованных призм. Кроме того, в этих же пробах встречается новообразованный анатаз. Он имеет ту же, что и лейкоксен и рутил желто-красную окраску, но отличается по форме кристаллов – это толсто-столбчатые призмы и удлиненные, с усеченными вершинами, дипирамиды.

Циркон – характерный минерал толщи, количество которого варьирует от 1 до 10% неэлектромагнитной фракции. Выделяются три типоморфных разновидности циркона: 1) окатанные кристаллы и шаровые зерна, окраска которых меняется от светло-розовой до вишневой; 2) удлиненно-призматические идиоморфные кристаллы, остросереберные, слабо окрашенные или бесцветные, возможно, новообразованные; 3) коричневые, непрозрачные короткопризматические кристаллы и зерна малакона.

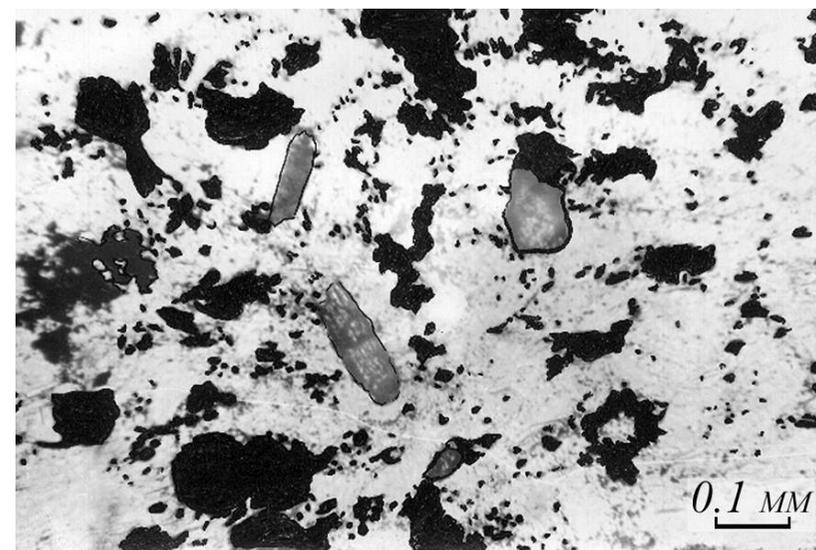


Рис. 6. Обломочные зерна циркона (1) и турмалина (2) в обогащенном гематитом прослое. Шлиф 221-179.1. Николи II.

Турмалин встречается во всех пробах. Представлен тремя типоморфными разновидностями: 1) идиоморфные короткопризматические и длиннопризматические кристаллы, окраска от коричневой до зеленой всех оттенков; 2) зерна, сложенные агрегатами субмикроскопических кристаллов или радиально-лучистые агрегаты (“турмалиновые солнца”); 3) окатанные кристаллы (встречаются редко).

Апатит обычно отмечается в небольших количествах (до 1% неэлектромагнитной фракции), но встречается почти во всех пробах. Выделяются две генерации апатита: 1) скрытокристаллические зерна молочно-белой окраски; 2) идиоморфные кристаллы бесцветные, прозрачные, иногда с замутненным (белыми) областями внутри кристаллов, таблитчатые и короткопризматические.

Барит распределен неравномерно. Встречается в незначительных количествах в виде бесцветных прозрачных и полупрозрачных зерен.

Монацит встречается в знаковых количествах. Выделяются две генерации: 1) зерна скрытокристаллического строения, окраска желто-красная, похож на лейкоксен; 2) мелкие плохообразованные кристаллы таблитчатого или призматического облика, окраска бледно-желтая или бесцветная.

Таблица

	222- 181,5	N6	220- 143,6	219- 151,1	221- 187,9	N1	218- 173,1	218- 173,6	218- 179,8
SiO ₂	87,78	95,12	92,8	95,16	71,72	92,86	89,88	95,178	86,413
TiO ₂	1,16	0,54	0,63	0,51	1,82	0,22	0,81	0,461	0,879
Al ₂ O ₃	4,8	2,16	3,01	2,54	15,29	3,1	4,43	1,621	6,156
Fe ₂ O ₃	2,58	0,75	1,14	0,89	4,75	1,13	2,57	0,734	3,463
MnO	0,04		0,01		0,03		0,02	0,003	0,011
MgO	0,64	0,26	0,57	0,26	0,64	0,26	0,26	0,001	0,123
CaO	0,26	0,57	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,126	0,021
Na ₂ O	0,09	0,26	0,26	0,26	0,15	0,06	0,08	0,040	0,100
K ₂ O	1	0,17	0,17	0,12	1,54	0,33	0,76	0,350	0,960
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,04	0,02	0,06	0,03	0,03		0,067
ппп	1,72	1,02	0,82	0,96	3,88	1,56	1,38	1,140	1,930
Сумма	100,31	100,54	99,66	100,53	100,11	99,96	100,14	100,000	100,000
H ₂ O-	0,29	0,22	0,11	0,17	0,55	0,26	0,06	0,220	0,170
CO ₂	0,14	0,06	0,06	0,06	0,06	0,22	0,06	0,520	2,180
FeO	0,37	0,13	0,13	0,13	0,37	0,39	0,35	0,460	0,250
Дополнительные сведения									
Na ₂ O		0,03	0,025	0,025					
MgO		0,16		0,08		0,33	0,07		
CaO	0,46		0,45	0,23	0,23	0,34	0,11		
CO ₂		0,07	0,05	0,08	0,03		0,05		
FeO		0,19	0,2	0,18				0,46	0,25
H ₂ O-							0,09		

Примечание: обр. 218-173,6 и далее – рентгенофлуоресцентный анализ.

Алланит (ортит) встречается, как и монацит, в знаковых количествах. Представлен двумя генерациями: 1) зерна коричневой окраски, скрытокристаллического строения. Подтвержден рентгенометрически; 2) единичное обломочное зерно алланита, окаймленное новообразованным эпидотом.

Хлоритоид распространен в описываемых породах повсеместно. Представлен полупрозрачными пластинчатыми кристаллами светло-зеленой, редко – коричневой окраски. В шлифах порфириобласты хлоритоида, размерами до 0,5–0,7 мм, приурочены, как правило, к зонкам рассланцевания.

Продолжение таблицы

	220- 143,6	220- 145,6	220- 151,8	221- 174,9	222- 185,6	N9	N4	N3
SiO ₂	96,582	88,097	92,026	97,186	94,142	96,457	95,443	92,188
TiO ₂	0,267	1,341	0,679	0,218	0,591	0,135	0,303	0,075
Al ₂ O ₃	1,211	4,770	3,259	0,862	1,963	1,403	1,091	2,996
Fe ₂ O ₃	0,516	3,479	1,169	0,670	0,953	0,191	0,424	2,577
MnO	0,008	0,024		0,009	0,002			0,002
MgO	0,078	0,118				0,042	0,239	
CaO	0,071	0,008	0,096	0,038		0,182	0,624	0,133
Na ₂ O	0,030	0,050	0,050	0,040	0,050	0,070	0,050	0,160
K ₂ O	0,170	0,480	0,400	0,250	0,360	0,430	0,340	1,100
P ₂ O ₅	0,149	0,069	0,137		0,143	0,149	0,146	0,136
ппп	0,770	1,490	1,930	0,540	1,740	0,690	1,010	0,770
Сумма	100,001	100,001	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000
H ₂ O-	0,170	0,200	0,190	0,100	0,200	0,090	0,100	0,040
CO ₂	0,830	0,730	0,650	0,130		0,400	0,410	0,240
FeO	0,230	0,470	0,410	0,230	0,160	0,300	0,410	0,130
Дополнительные сведения								
Na ₂ O								
MgO								
CaO								
CO ₂								
FeO	0,23	0,47	0,41	0,23	0,16	0,3	0,41	0,13
H ₂ O-								

Пирофиллит установленный на дифрактограммах, снятых со слюдистых проб, является весьма распространенным в описываемой толще минералом. Межплоскостные расстояния на дифрактограмме (Å, в скобках интенсивность) 9,2 (2), 4,57 (1), 3,06 (3), 2,51 (1), 1,838 (1), 1,692 (1).

Гематит представлен тремя генерациями: 1 – зерна мелкокристаллические, 2 – кристаллы удлиненно-листоватые, 3 – кристаллы таблитчатые.

В знаковых количествах встречаются: *ильменит лейкоксенитизированный*, *сфен*, *ксенотим*, *эпидот*, *эвклаз*, *биотит*, *хлорит*, *пирит*, *халькопирит*.

В таблице приведен химический состав песчаников. По резуль-

татам нормативного пересчета данных силикатного анализа большая часть изученных песчаников (10 проб), аттестуются как гиперсилиты (Юдович, Кетрис, 2000). В составе песчаников преобладает кварц (91 %). Второстепенные минералы представлены мусковитом (3.2 %), хлоритом (2.1 %), гематитом (1.6 %) и пиррофиллитом (1.1 %). Доли процента составляют акцессорные минералы — альбит (0.5 %), анортит (0.5 %), лейкоксен (0.4 %), апатит (0.3 %) и ильменит (0.3 %).

Присутствием большего количества слюдястых и слюдopodobных минералов (пиррофиллит) отличаются горизонтальнослоистые песчаники, слагающие верхние части седиментационных ритмов, аттестуемые как нормосилиты (Юдович, Кетрис, 2000). В составе этих песчаников присутствует кварц (77.7%), пиррофиллит (7.9 %) и мусковит (6.4 %). Второстепенные минералы представлены лимонитом (2.9 %), анортитом (1.7 %) и хлоритом (1.2 %). К акцессорным минералам относятся лейкоксен (0.9 %), сфен (0.8 %) и альбит (0.5 %)э

В образце из пиррофиллитового слоя в горизонтальнослоистом песчанике обнаружены: кварц (41.0 %), пиррофиллит (33.5 %), мусковит (12.6 %) и гематит (6.0 %). Присутствуют также хлорит (2.5 %), лейкоксен (2.3 %), альбит (1.1 %), эпидот (0.9 %) и кальцит (0.1 %) (таблица 2.3, см. приложение). Эта порода аттестуется как гипосиллит (Юдович, Кетрис, 2000).

По данным полуколичественного спектрального анализа, в изученных образцах песчаников и гравелитов отмечаются заметные содержания (г/т) V (75), Cr (100-130), Zr (240-420), Mn (750-1300), Sr (240-420), La (75), Sn (7.5), Ga (24), Ba (240).

Носителями V, Cr и Ni являются рудные минералы - магнетит, ильменит. Постоянно присутствующий в составе тяжелой фракции циркон является носителем Zr. Mn, в качестве микропримеси может содержаться в ильмените, хлорите, эпидоте и хлоритоиде. Sr, La и Ga в качестве микропримесей присутствуют в редкоземельном эпидоте – алланите. Повышенное содержание Ba обусловлено присутствием в породе барита.

Детальное литологическое описание особенностей состава, строения и рудоносности отложений алькесвожской толщи приводятся в работах Л. И. Ефановой (Ефанова, 1999, 2000, 2001), Я. Э. Юдовича (Зона..., 1998) и ряда других исследователей. Детальная характеристика особенностей минералогического состава отложений этой толщи дана в работе Л.И.Ефановой и Н.В.Повонской (Ефанова, Повонская, 1999).

При сравнении минерального состава тяжелой фракции горизонта вишневых песчаников и алькесвожских отложений отмечаются различия, которые выражаются в более узком минералогическом спектре. Набор акцессорных минералов и их количественные соотно-

шения аналогичны тельпосской свите. В изучаемых песчаниках, как и залегающих выше конгломератах тельпосской свиты, постоянно встречаются гематит, пиррофиллит, лейкоксен, циркон, турмалин, эпидот и апатит. Реже отмечаются ильменит, магнетит, хлоритоид, сфен, барит, монацит, ксенотим, эвклаз, пирит, халькопирит и биотит. Несомненно, что часть обломочного материала была унаследована из пород алькесвожской толщи, о чем свидетельствует, в частности, постоянное присутствие пиррофиллита и хлоритоида.

Есть и другие отличия. Если алькесвожские отложения представлены континентальными, преимущественно аллювиальными фациями, то для вишневых песчаников характерен иной характер слоистости, свойственный прибрежно-морским дельтовым фациям. Для них свойственна лучшая, по сравнению с породами алькесвожской толщи, окатанность обломочного материала, в составе которого, в отличие от олигомиктовых и полимиктовых алькесвожских пород, преобладает кварц.

Мы считаем, что отмеченные выше особенности позволяют уверенно говорить о принадлежности описываемого горизонта к тельпосской свите, формирование которой началось с медленного погружения морского бассейна (ингрессии). Далее, когда береговая линия сместилась к востоку и скорость погружения резко возросла, началось накопление мощной конгломератовой толщи.

Авторы благодарны доктору г.-м.н. Я.Э. Юдовичу за конструктивную критику и редакторскую правку первого варианта статьи.

Литература

1. Геохимия древних толщ Севера Урала / Отв. Ред. Академик Н.П. Юшкин. Ред.-сост. Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис. Сыктывкар: Геопринт, 2002. 333с.

2. Ефанова Л.И. Алькесвожская толща на севере Урала. Стратиграфия, литология, металллоносность. Автореферат диссерт. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. Наук. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 2001. 24 с.

3. Ефанова Л.И., Повонская Н.В. Минералогические особенности и золотоносность базальной части разреза уралид хребта Малдынырд (Приполярный Урал) // Сыктывкарский минералогический сборник №28. Сыктывкар, 1999. С.155-164. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып. 101).

4. Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиды. Юдович Я.Э., Ефанова Л.И., Швецова И.В. и др. Сыктывкар: Геопринт, 1998. 97 с.

5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб. Наука, 2000. 479 с.