



УДК 551.733.11+552.51+549(474.2)

Хельо ХЕЙНСАЛУ, Тийа КУРВИТС, Тынис ОЯ

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА РАННУСКОЙ ПАЧКИ (ϵ_3 — O_1 k/r) В САКА II, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЭСТОНИЯ

Раннуская пачка слагает нижнюю часть каллавереской свиты в Северо-Восточной Эстонии (Хейнсалю, 1987). До выделения ее в составе каллавереской свиты (Хейнсалю, 1981) соответствующие отложения относили или к маардуской пачке в первоначальном ее объеме (Мююри-сепп, 1958а, б; 1960), или к суурйыгиской пачке (Loog, 1964; Лоог, Кивимяги, 1968). Т. Н. Давыдова и Ц. Л. Гольдштейн (1960) включили их в т. н. нижний горизонт верхнего цикла пакерортского осадконакопления, а Л. Е. Попов и К. К. Хазанович (1985; Опорные разрезы..., 1989) — в вихуласкую пачку лахемааской свиты.

Выделение раннуской пачки преследует цель отделить от суурйыгиской пачки ее восточную часть (к востоку от г. Кунда), литологически значительно отличающуюся от западной. Тем самым суурйыгиская пачка вмещает в себя литологически относительно однородные детритовые песчаники (т. н. детритовый слой) и по содержанию соответствует статусу литостратиграфической единицы (пачки). Отделенная же от нее восточная часть — раннуская пачка — по общему литологическому облику является аналогом маардуской пачки в Западной Эстонии.

Стратотипом раннуской пачки предлагается разрез обнажения Сака II, расположенного в траншее глубоководного выпуска канализационной трассы г. Кохтла-Ярве, практически на глинте.

На восточной стенке траншеи обнажаются снизу вверх слои в следующей последовательности (рис. 1).

Тискреская свита (ϵ_{1ts})

Слой 1 (0,40 м) — песчаник кварцевый мелкозернистый или алевролит крупнозернистый, грязно-белый, с прослоями светло-зеленой алевроитовой глины.

Тситреская свита (ϵ_{3ts})

Слой 2 (0,10 м) — алевролит кварцевый (или песчаник мелкозернистый), хорошо отсортированный, светло-серый. Встречается черный детрит, а редко и почти целые створки тонкостенных брахиопод (неопределимые до рода оболиды). Наблюдаются мелкие листочки слюды.

Слой 3 (0,15 м) — чередование коричневой алевроитовой глины и светло-серого кварцевого алевролита.

Слой 4 (0,25 м) — песчаник кварцевый мелкозернистый, светло-серый. Часто встречается преимущественно мелкий черный детрит и редко — почти целые створки беззамковых брахиопод.

Слой 5 (0,10—0,12 м) — чередование коричневой глины и алевроитового мелкозернистого песчаника, аналогично слою 3.

Выше по резкому, слегка волнистому контакту следуют три пачки.

- Слой 6 (0,10—0,15 м) — брахиоподовый ракушечник (детритит), представляющий собой скопление преимущественно толстостенных хорошо окатанных темноцветных фрагментов беззамковых брахиопод разного размера, среди которых определены И. Пуура *Ungula ingrca* (Eichwald) и *Schmidtites celatus* (Volb.). Целые створки практически не встречаются или крайне редки. Вмещающий кварцевый песчаник разно-, преимущественно мелко- и среднезернистый. Зерна кварца в основном хорошо окатаны. Количество обломков брахиопод в породе около 50—55%, их больше в основании слоя, где они маркируют косую слоистость, в верхней части мелкий детрит рассеян более или менее равномерно.
- Слой 7 (0,40 м) — чередование желтовато-серого мелкозернистого кварцевого песчаника с детритом брахиопод и несколько более крупного средне- и мелкозернистого, более желтого по цвету песчаника, повторяющегося дважды. Участками эти песчаники разной зернистости и окраски разделены выклинивающимися тонкими прослоями коричневой алевроитовой глины, но обычно переход между ними постепенный. На небольшом участке обнажения прослой коричневой глины залегает внутри линзы обогащенного детритом брахиопод песчаника.
- Слой 8 (0,40—0,45 м) — брахиоподовый ракушечник (детритит): обломки брахиопод темноцветные, преимущественно толстостенных створок *Ungula ingrca*, хорошо окатаны и разного размера, но целые створки практически не встречаются. Нижняя треть слоя, наиболее богатая детритом, косослоистая, выделяется более темно-серой окраской и очень резкой, почти горизонтальной или слабоволнистой нижней границей.
- Слой 9 (0,35—0,40 м) — песок-песчаник, кварцевый, желтовато-сероватый, мелкозернистый. В нижних 0,2 м слоя видна четкая косая слоистость, обусловленная расположением темного детрита брахиопод. Постепенно кверху косая слоистость сходит на нет при одновременном уменьшении содержания детрита и равномерном его рассеивании в породе. Количество брахиоподового детрита опять увеличивается в верхних 5 см слоя, которые выделяются более темной окраской породы.
- Слой 10 (0,50 м) — песок или песчаник слабо сцементированный, кварцевый, желтовато-серый, мелкозернистый, с хорошо окатанным детритом брахиопод. Прослеживается группа тонких неясно выраженных наклонных, обогащенных черным органическим веществом слойков, а также несколько слабо выраженных выклинивающихся слойков из мелкого темного детрита брахиопод.

Раннунская пачка перекрывается отложениями орасояской пачки, ареал распространения которой (как и раннунской пачки) приурочен к восточной половине Северной Эстонии. Основным критерием проведения границы между пачками является изменение гранулометрического состава обломочного кварца (рис. 1).

Орасояская пачка (O_1klO)

- Слой 11 (0,90—1,00 м) — алевролит, кварцевый, крупнозернистый, песчаный, желтовато-сероватый, в нижней части с примесью мелкопесчаных зерен. Наблюдаются частые, очень тонкие (миллиметровые) слабоволнистые или горизонтальные слойки темного аргиллита, два из которых имеют мощность 1 см. В основании слоя есть группа очень тонких, то выклинивающихся, то появляющихся слойков аргиллита, из которых выдержанным является самый нижний 2-миллиметровый прослой.
- Слой 12 (0,85 м) — алевролит, песчаный, кварцевый, желтовато-серый. В верхней половине слоя редкие, неясно выраженные, в основном горизонтальные слойки темного аргиллита. В нижней половине их больше, они волнистые, участками выклиниваются, часто они располагаются группами из нескольких слойков. Наиболее мощный прослой (0,5 см) прослеживается в основании описываемого слоя. Но эти темные слойки еще не являются граптолитовыми аргиллитами, основной их компонент — те же кварцевые зерна алевроитовой размерности, поверхность которых окрашена в черный цвет обогащенным органикой илистым материалом.
- Слой 13 (0,10 м) — алевролит, песчаный, кварцевый, серовато-желтоватый, участками (всего 8—10) с тонкими (до нескольких миллиметров) горизонтальными или слабоволнистыми прослоями темного граптолитового аргиллита.

Слой 14 (0,25 м) — алевролит, песчаный, кварцевый, от серовато-желтоватого в нижней части слоя до ржавого и темно-серого в самой верхней части. Видны два прослоя аргиллита мощностью 3 и 5 см, причем в последнем, в свою очередь, наблюдаются тонкие слойки светлого алевролита.

Тоолсеская пачка тюрисалуской свиты ($O_{1tr}Tl$)

2,35 м — граптолитовый аргиллит (диктионемовый сланец), темно-коричневый. Детальное описание затруднено, поскольку по всей толще аргиллитов в обнажении течет вода. В основании толщи аргиллита видны прослои алевролита мощностью в несколько миллиметров, а в средней части ее прослой мощностью в несколько сантиметров из конкреций антраконита и светлого рыхлого кремнистого материала. Прослои пиритизированного алевролита мощностью 5 и 2 см прослеживаются соответственно на 0,5 и 0,6 м выше нижней границы пачки.

Критерием для проведения границы между орасояской и тоолсеской пачками является преобладание в конкретном разрезе алевролитов в орасояской и аргиллитов в тоолсеской пачке.

Таким образом, раннуская пачка представлена двумя циклитами, в основании которых по резкой нижней границе залегает насыщенный детритом и почти целыми створками брахиопод «оболовый конгломерат». Содержание детрита в них постепенно уменьшается кверху, и породе переходит в кварцевый песчаник. Аналогичная картина наблюдается в строении маардуской пачки в стратотипическом районе ее распространения (Хейнсал и др., 1987).

В гранулометрическом составе (определения «по кварцу», см. А. В. Казаков, 1957) обломочного компонента отложений раннуской пачки преобладает мелкопесчаная (0,1—0,25 мм) фракция — 51—77%. Суммарное содержание мелка- и среднепесчаных (0,1—0,5 мм) зерен в породе 87—94% (рис. 1).

В прослоях ракушечника содержится еще около 5—9% зерен крупнопесчаной (0,5—1,0 мм) и гравийной (крупнее 1,0 мм) размерностей; остальное (1—11%) приходится на крупноалевритовую (0,05—0,1 мм) размерность зерен, а частиц размером менее 0,05 мм очень мало.

Для отложений раннуской пачки характерна относительно плохая сортировка зерен кварца, особенно в слоях брахиоподового ракушечника (детритита). Степень сортировки улучшается к верхам пачки.

Биогенный компонент встречен во всех изученных гранулометрических фракциях породы раннуской пачки, в большинстве случаев его максимальное количество (около 30—50% от общего количества детрита в пробе) приурочено к крупнопесчаной фракции. Наблюдается четкая тенденция к увеличению размерности фосфатного детрита с увеличением общего количества биогенного компонента в пробе. Так, в прослоях ракушечника около 30% от общего количества детрита крупнее преобладающей (0,5—1 мм) размерности.

По степени окатанности (рис. 2) преобладает неокатанный и слабо окатанный детрит, но относительно много присутствует и окатанного (Оя, 1988). Аналогичная картина выявилась и при изучении других разрезов раннуской пачки (три скважины Раквереского месторождения), для которых характерно отсутствие четких закономерностей в распределении разных типов окатанности детрита. В рассматриваемом разрезе Сака II в перекрывающих орасояских отложениях почти во всех случаях также преобладают неокатанный и слабо окатанный типы детрита.

Минеральный состав раннуских и перекрывающих орасояских отложений изучен в крупноалевритовой фракции (0,05—0,1 мм) иммерсионным методом (таблица, рис. 1). В тяжелой фракции (плотность более 2,98 г/см³) количественные соотношения разных групп минералов подсчитаны по методике, предложенной Х. А. Вийдингом (1976).

В легкой фракции преобладающим минералом является кварц, его содержание колеблется в пределах 89,0—95,4%. Зерна кварца средней и

хорошей окатанности. К верхам раннуской пачки степень окатанности зерен обломочного кварца несколько увеличивается, а коэффициент мономинеральности уменьшается.

Полевые шпаты представлены в количестве 2,7—9,7%, причем наблюдается постепенное увеличение их содержания в пачке снизу вверх. Зерна полевых шпатов вторично изменены, что выражено в помутнении их средней части. Практически на всех зернах наблюдается прозрачная, хорошо выраженная регенерационная каемка шириной около 0,01 мм.

Глауконит в раннуских отложениях наблюдается в виде очень редких зерен. В слоях брахиоподового ракушечника встречаются карбонаты в количестве 6,3 и 4,4%, а также единичные зерна вивианита.

Характерным для раннуской пачки является отсутствие биотита в легкой фракции. В тяжелой фракции тоже обнаружены лишь единичные его листочки.

Содержание минералов в **тяжелой фракции** крупноалевритовой размерности в раннуских отложениях меняется в пределах 1,0—4,8%. Такие высокие содержания обусловлены в основном обилием аутигенных карбонатов.

Аутигенные минералы составляют 48,8—99,8% от всей тяжелой фракции. В нижней половине пачки среди аутигенных преобладают карбонаты (62,3—99,4%), в верхней — пирит (98,8—100%). Кроме выше-названных, в небольшом количестве (0,7—2,2%) присутствуют гидроокислы железа.

Редко встречаются также аутигенные фосфатные оболочки на хорошо окатанных зернах лейкоксена, рутила, циркона, ильменита, турмалина, а также кристаллики аутигенного анатаза на зернах лейкоксена. Частота встречаемости фосфатных оболочек на зернах разных минералов выше в тех частях разреза, в которых не наблюдается карбонатной цементации.

Среди аллотигенной части тяжелых минералов прозрачные (5,6—40%) преобладают над рудными (1,2—14,6%). Последние представлены ильменитом и лейкоксом при постоянном преобладании первого в 1,7—10,2 раза.

В подфракции аллотигенных прозрачных минералов основную роль играют весьма устойчивые минералы (96,7—99,4%). Представлены они ассоциацией циркона-турмалина-рутила при большом преобладании циркона (таблица). Доля титановых минералов не превышает 1,2—1,5%.

Прозрачные минералы средней устойчивости представлены гранатами (0,4—2,8%) и ставролитом (0,8—1,5%). Содержание в раннуской пачке гранатов относительно небольшое, хотя обычно они приурочены именно к более крупнозернистым отложениям. Возможно, что в данном случае мы имеем дело с постседиментационными процессами, в ходе которых происходило растворение гранатов (Клеесмент, 1984). Вызывает интерес присутствие ставролита, который обычно в каллавереской свите почти не встречается. Апатит и дистен отсутствуют. Не обнаружено и малоустойчивых минералов.

Состав группы аутигенных минералов в обнажении Сака II довольно своеобразен. Преобладают среди них доломит, гипс, вивианит, пирит и глауконит. Гипс и вивианит в отложениях каллавереской свиты встречаются редко, пирит и глауконит в данном случае представлены в большем количестве, чем обычно в каллавереской свите, хотя количество их увеличивается в основном в отложениях орасояской пачки.

Доломит, гипс и вивианит образуют цемент в породах раннуской пачки. Как известно, доломит является наиболее распространенным цементирующим минералом песчаников каллавереской пачки (Оя, Пиррус, 1986), в то время как гипс и вивианит редки в этих породах, осо-

ДБН. САКА 三

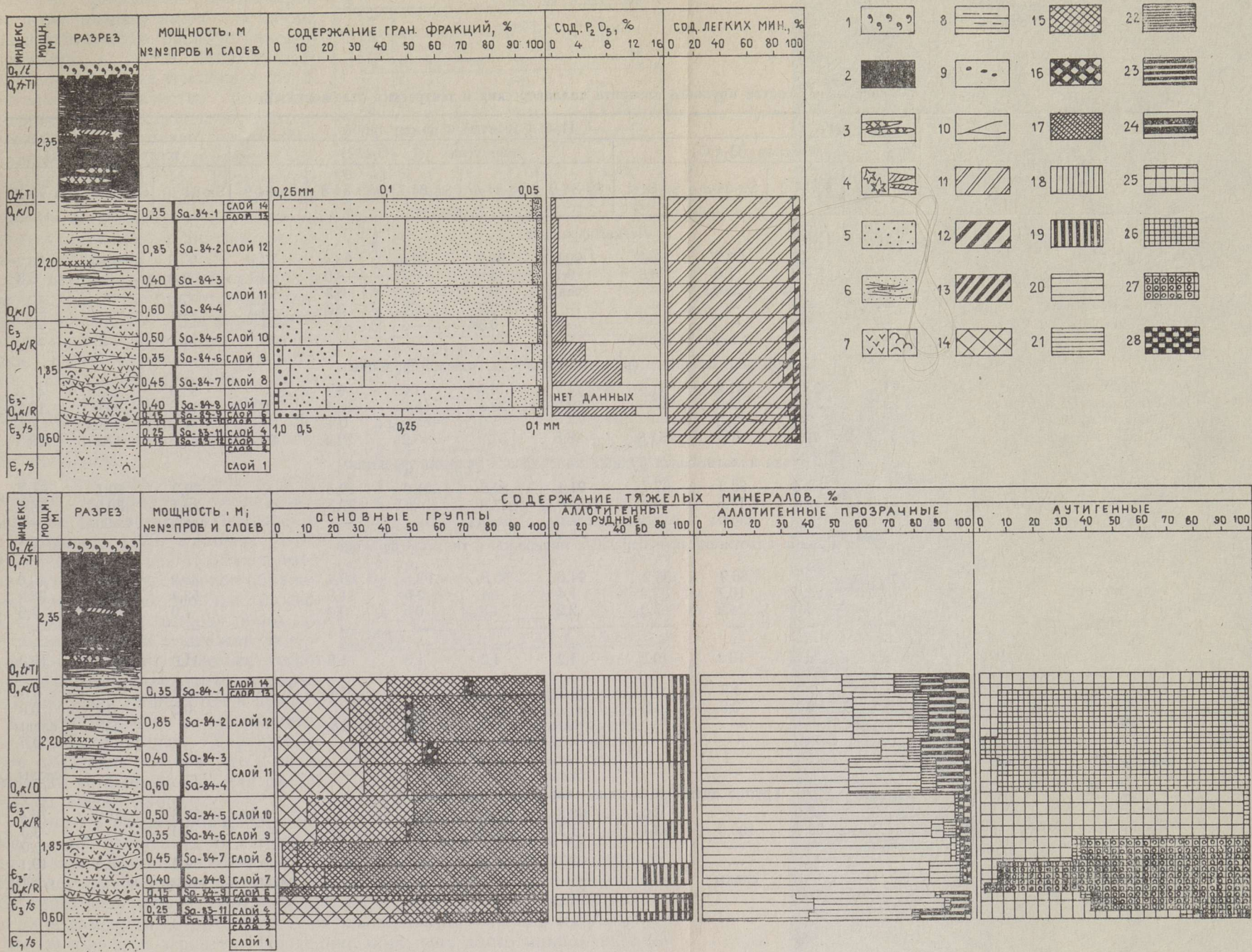


Рис. 1. Литологическая и минералогическая характеристика пограничных кембро-ордовикских отложений разреза обнажения Сака II. 1 — глауконитовый песчаник, 2 — граптолитовый аргиллит, 3 — пиритизированные линзы алевролита, 4 — конкреции антраконита и линзы мучнистого кремнистого материала, 5 — кварцевый песчаник, 6 — алевролит с прослоями граптолитовых аргиллитов, 7 — брахиоподовый детрит и почти целые створки, 8 — прослой глины, 9 — фосфатизированные гальки, 10 — косая слоистость, 11 — кварц, 12 — полевые шпаты, 13 — карбонаты, 14 — аллотигенные рудные минералы, 15 — аллотигенные прозрачные минералы, 16 — слюды, 17 — аутигенные минералы, 18 — ильменит, 19 — лейкоксен, 20 — циркон, 21 — турмалин, 22 — рутил, 23 — титановые минералы, 24 — остальные минералы (гранаты, апатит, ставролит, дистен), 25 — пирит, 26 — гидрокислы железа, 27 — карбонаты (тяжелой подфракции), 28 — анатаз.

Минеральный состав крупного алеврита каллавереских и тситреских отложений, %

Минералы и их группы	Пачки (свиты) и номер пробы											
	орасояская (O ₁ klO)				раннуская (Є ₃ —O ₁ klR)					тситреская (Є ₃ ts)		
	Sa-84-1	Sa-84-2	Sa-84-3	Sa-84-4	Sa-84-5	Sa-84-6	Sa-84-7	Sa-84-8	Sa-84-9	Sa-84-10	Sa-84-11	Sa-84-12
Легкая фракция												
Кварц	94,7	94,0	93,0	96,7	90,0	90,3	89,0	95,4	91,0	93,6	98,0	94,7
Полевые шпаты	5,3	6,0	7,0	3,3	9,7	8,0	6,3	4,0	2,7	6,0	2,0	5,3
Глауконит	—	следы	следы	—	следы	0,7	0,3	0,3	—	—	—	—
Карбонаты	—	—	—	—	—	0,7	4,4	0,3	6,3	0,4	—	—
Мусковит	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—
Биотит	—	—	следы	следы	—	—	—	—	—	—	—	—
Содержание основных групп минералов в тяжелой фракции												
Аллотигенные рудные	41,4	25,8	31,2	31,6	11,2	14,6	1,2	6,4	—	34,4	47,2	41,6
Аллотигенные прозрачные	29,2	20,8	22,9	16,6	40,0	33,8	5,6	10,8	0,2	18,6	35,0	17,2
Слюды (мусковит)	2,4	3,0	5,2	—	—	1,0	следы	0,4	—	0,6	следы	1,4
Аутигенные	27,0	48,4	40,7	51,8	48,8	51,5	93,2	82,4	99,8	46,4	17,8	39,8
Группа аллотигенных рудных минералов в тяжелой фракции												
Ильменит	88,9	83,7	82,2	87,7	91,1	82,2	100,0	62,5	—	70,9	69,1	61,5
Лейкоксен	11,1	16,3	17,8	12,3	8,9	17,8	—	37,5	—	29,1	30,9	38,5
Магнетит	—	—	следы	следы	следы	следы	—	—	—	следы	следы	—
Группа аллотигенных прозрачных минералов в тяжелой фракции												
Весьма устойчивые:												
циркон	54,2	57,6	66,9	55,2	94,6	85,8	92,5	85,4	—	35,2	42,2	40,0
турмалин	18,2	22,0	10,7	27,2	1,4	4,4	2,0	11,5	—	52,4	48,4	38,9
рутил	9,4	5,0	4,2	5,0	2,2	4,8	0,5	0,4	—	1,0	2,2	2,6
корунд	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
сфен	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
титановые минералы	8,8	10,6	16,2	10,2	1,2	1,2	1,5	1,5	—	11,0	6,6	16,8
Среднеустойчивые:												
гранаты	6,9	9,8	1,5	2,2	0,6	2,8	1,0	0,4	—	0,2	—	0,6
апатит	2,5	1,0	0,5	0,2	—	—	—	—	—	0,2	0,2	0,6
ставролит	—	—	—	—	следы	1,0	1,5	0,8	—	—	0,2	следы
дистен	—	следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6
Малоустойчивые:												
амфиболы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	следы
Группа аутигенных минералов в тяжелой фракции												
Пирит	83,0	7,0	—	6,9	98,8	100,0	35,5	5,8	0,6	37,5	41,6	75,4
Гидроокислы железа	17,0	92,7	100,0	93,1	1,2	следы	2,2	0,7	—	3,0	—	3,5
Анализ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0
Карбонаты	—	—	—	—	—	следы	62,3	93,5	99,4	59,5	58,4	19,1
Глауконит	следы	—	следы	—	—	—	—	—	следы	следы	—	следы

бенно их концентрации. Здесь они развиты практически равномерно по всему разрезу раннуской пачки. В вертикальном распространении доломита и гипса наблюдаются противоположные тенденции: относительное количество доломита увеличивается сверху вниз, а количество гипса — снизу вверх. Эти данные хорошо согласуются с наблюдениями Л. И. Горбуновой (1979), которая показала, что гипс развит максимально в породах, контактирующих с диктионемовыми аргиллитами.

Из цементирующих минералов в раннуской пачке присутствует также вивианит. На дифрактограмме концентрата вивианита выявлен пик, соответствующий межплоскостному расстоянию 6,96 Å, которое свойственно борьевиту $Mg_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ (Васильев и др., 1974), т. е. магнезиальному аналогу вивианита.

Как гипс, так и вивианит считаются минералами, образовавшимися в процессах гипергенеза (Горбунова, 1979; Raudsep, 1976). Наличие их в Сака II объясняется тем, что это искусственное обнажение расположено довольно близко к естественному выходу пород на глинте, отчего и содержит гипергенные минералы. Поэтому легкорастворимые минералы, которые обычно выщелачиваются в процессе выветривания в обнажениях, здесь сохранились. Характерно, что окисление пирита здесь практически не развивалось или развивалось очень слабо.

Пирит в рассматриваемом обнажении по морфологическим признакам можно разделить на три группы: 1) микрокристаллы и их агрегаты на поверхности обломочных минералов (кварца) и фосфатного детрита; 2) отдельные мелкие кристаллы пирита, соизмеримые с зернами кварца; 3) пиритовый цемент. В отложениях раннуской пачки на зернах кварца и на обломочном детрите встречаются микрокристаллы пирита размером 10—30 мкм и их агрегаты. Последние образуют часто микроконкреции диаметром до 1 мм, но преобладающий их размер 0,25—0,5 мм. Микроконкреции характеризуются концентрическим строением, ядрами их служат аллохтонные зерна кварца и детрит брахиопод.

Отдельные кристаллы пирита размером до 1 мм, иногда и больше, обнаружены только в отложениях орасояской пачки (Оя, Калласте, 1988). Эти кристаллы обычно кубического и октаэдрического габитуса, иногда наблюдаются эпитактические нарастания кристаллов. В орасояской пачке встречен и третий морфологический тип пирита — цементный.

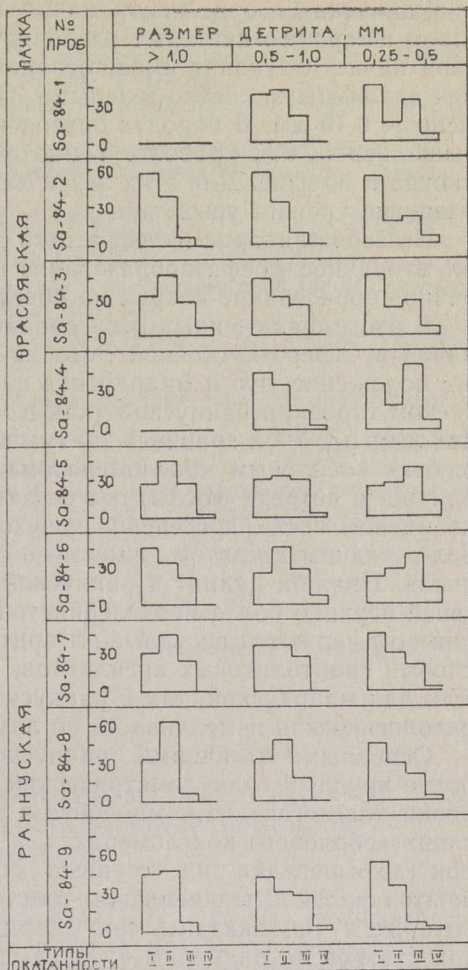


Рис. 2. Распределение типов детрита брахиопод по окатанности в отложениях каллавереской свиты разреза Сака II. Типы окатанности: I — неокатанный, II — слабо окатанный, III — окатанный, IV — хорошо окатанный.

Раннуская и орасояская пачки отличаются также разным количеством и морфологическими разновидностями зерен глауконита. В раннуской пачке глауконит имеет ограниченное распространение и представлен единичными светло-зелеными округлыми зернами размером обычно меньше 0,10 мм. В породах орасояской пачки встречаемость глауконита выше, зерна, как правило, темно-зеленые, размером обычно до 1 мм, иногда и больше. Для этих зерен характерны лопастновидная форма и развитие трещин усыхания.

На зернах кварца и фосфатного детрита брахиопод наблюдается также вторичное фосфатообразование в виде пятен и пленок, а также вторичное образование кварца на поверхности обломочных зерен кварца.

В итоге проведенных исследований можно сказать, что раннуская пачка в Северо-Восточной Эстонии занимает в каллавереской свите то же положение, что и маардуская пачка на западе Эстонии. В литологическом строении раннуской (как и маардуской) пачки выделяются два циклита с четкой границей размыва в основании. Оба циклита начинаются «оболовым конгломератом», т.е. обильным скоплением битой ракушки и детрита фосфатных беззамковых брахиопод в разномзернистом кварцевом песке, постепенно переходящем в мелкозернистый песок с более редким детритом, а местами и с прослоями граптолитовых аргиллитов. Нижний циклит в раннуской пачке несколько сокращен за счет своей верхней более мелкозернистой части, а продолжением верхнего циклита являются песчаные алевроиты с довольно многочисленными прослоями граптолитовых аргиллитов, относимые уже к орасояской пачке. Как для маардуской, так и раннуской пачек характерна значительная литологическая изменчивость по латерали.

Основными отличиями раннуской пачки от маардуской являются более крупный гранулометрический состав и меньшая степень сортировки кластогенного компонента в нижних частях циклитов, т.е. в прослоях «оболового конгломерата», а также отсутствие в них целых створок (хотя нередко их крупные обломки). В раннуской пачке встречаются фрагменты в основном толстостенных коричневого цвета створок, которые лучше окатаны, чем маардуские. Степень сортировки фрагментов створок по размерам хуже, встречаются обломки разной величины. По последнему признаку раннуская пачка четко отличается от суурйыгиской, в которой детрит хорошо отсортирован и по крупности не превышает 2—3 мм, в то время как в раннуской пачке размер фрагментов достигает 1 см.

ЛИТЕРАТУРА

- Васильев Е. К., Кашаева Г. М., Ушановская З. Ф. Рентгенометрический определитель минералов (класс фосфоритов). М., 1974.
- Вийдинг Х. А. Об интерпретации данных минералогического анализа. — В кн.: Методика и интерпретация результатов минералогических и геохимических исследований. Вильнюс, 1976, 53—59.
- Горбунова Л. И. Минеральные образования седиментационной и диагенетической стадий формирования отложений. — В кн.: Фосфатоносные отложения ордовика Прибалтики. М., 1979, 47—81.
- Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Генезис осадков и палеогеография начала ордовика северной части Советской Прибалтики. — В кн.: Международный геологический конгресс; XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 12. Региональная палеогеография. М., 1960, 15—24.
- Казаков А. В. Гранулометрический анализ изучения осадочных пород «по кварцу». — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Геол. сер., 1957, вып. 152, № 64, 143—162.
- Клеесмент А. Влияние вторичных процессов на количественное соотношение тяжелых аллотигенных минералов. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1984, 33, № 2, 70—77.
- Лоог А., Кивимяги Э. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1968, 17, № 4, 374—385.
- Мююрисепп К. К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонской ССР. — В кн.: Тез. докл. науч. сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф. Б. Шмидта. Таллинн, 1958а, 28—30.

- Мююрисепп К. Характеристика нижней границы пакерортского горизонта от мыса Пакерорт до р. Сясь. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 19586, III, 55—79.
- Мююрисепп К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонской ССР по данным обнажений. — Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1960, V, 37—44.
- Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной оболовой толщи на северо-западе Русской платформы. Л., 1989.
- Оя Т. Морфология фосфатных скелетных фрагментов каллавереской свиты Эстонии. — В кн.: Тез. докл. VI всесоюз. совещ. «Проблемы геологии фосфоритов». Таллинн, 1988, 81—83.
- Оя Т. В., Калласте Т. Э. К характеристике аутигенных минералов в фосфоритоносной каллавереской свите Эстонии. — В кн.: Тез. докл. VI всесоюз. совещ. «Проблемы геологии фосфоритов». Таллинн, 1988, 84—85.
- Оя Т., Пиррус Э. Карбонатные минералопоявления в фосфоритоносной толще Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1986, 35, № 3, 122—130.
- Попов Л. Е., Хазанович К. К. Новые данные по стратиграфии кембро-ордовикских фосфоритоносных отложений на северо-западе Русской плиты. — Тр. ГИГХСа, 1985, вып. 63, 38—47.
- Хейнсалу Х. Н. Литология фосфатоносных отложений тремадока Северной Эстонии. Автореф. канд. дис. Таллинн, 1981.
- Хейнсалу Х. Литостратиграфическое расчленение тремадокских отложений Северной Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1987, 36, № 2, 66—78.
- Хейнсалу Х., Вийра В., Менс К., Оя Т., Пуура И. Кембрийско-ордовикские пограничные отложения разреза Юлгазе, Северная Эстония (неостратотип маардуской пачки). — Изв. АН ЭССР. Геол., 1987, 36, № 4, 154—165.
- Loog, A. Pakerordi lademe litostatigraafilisest liigestusest avamusel. — VII Eesti Loodusuuriate päeva teesid. Tartu, 1964, 82—84.
- Raudsep, R. Vivianiit fosforiidis. — Eesti Loodus, 1976, nr. 2, 106—107.

Институт геологии
Академии наук Эстонии
Тартуский университет

Поступила в редакцию
14/V 1990

Heljo HEINSALU, Tiia KURVITS, Tõnis OJA

RANNU KIHISTIKU ($\text{E}_3\text{—O}_1\text{kl}$) STRATOTÜÜPSE SAKA II PALJANDI (KIRDE-EESTI) LÄBILÕIKE LITOLOOGILISE-MINERALOOGILINE ISELOOMUSTUS

Saka paljandis on uuritud Tsitre (E_3ts), Kallavere ($\text{E}_3\text{—O}_1\text{kl}$) ja Türisalu (O_1tr) kihistu kivimeid. Kallavere kihistus on esindatud Rannu (R) ja Orasoja (O) kihistikud. Rannu kihistik koosneb kahest tsükliidist, mis mõlemad algavad brachiopoodide fragmentide kuhjega eritavaliselt suhteliselt jämeda kvartsliiva (kivi) sees, nn. ooboluskonglomeraadiga. Kvartsi terade suurus, samuti ka detriidi hulk ülespoole väheneb, kohati ilmuvad graptoliitargilliidi (diktüoneemakilda) vahekihid. Rannu kihistiku ülemise tsükliidi loogiliseks jätkuks ülespoole on Orasoja kihistiku kvartsaleuriidid sagedaste graptoliitargilliidi vahekihtidega. Rannu kihistiku kivimid on valdavalt monomineraalsed kvartsliivad, Orasoja kihistiku omad aga kvartsaleuriidid. Rannu kihistiku «ooboluskonglomeraadi» vahekihtides kuulub kivimit moodustavate mineraalide hulka ka ooboluskarpide fosfaatmineraal. Raske fraktsiooni allotigeensed läbipaistvad mineraalid on esindatud tsirkooni—turmaliini—rutiili kooslusega, milles valdavaks on tsirkoon.

Heljo HEINSALU, Tiia KURVITS and Tõnis OJA

LITHOLOGIC-MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF THE STRATOTYPICAL SECTION OF THE RANNU MEMBER ($\text{E}_3\text{—O}_1\text{kl}$) AT SAKA II, NORTH-EAST ESTONIA

The Tsitre (E_3ts), Kallavere ($\text{E}_3\text{—O}_1\text{kl}$), and Türisalu (O_1tr) Formations were studied at Saka, North-East Estonia. The Kallavere Formation, in turn, is subdivided into the Rannu (R) and Orasoja (O) Members. The Rannu Member consists of two cycles, which both start with the accumulation of brachiopod fragments in variegated relatively coarse quartzose sandstone, the so-called Obolus conglomerate (Fig. 1). The size of quartz grains and the amount of detritus decrease upwards in the section, in places graptolitic argillite (Dictyonema shale) interlayers appear. Higher the upper cycle of the Rannu Member continues as quartz siltstone of the Orasoja Member with frequent interlayers of argillite. Rocks of the Rannu Member are mostly represented by monomineralic quartzose sands or weakly cemented sandstones, those of the Orasoja Member by quartzose siltstones. The main mineral components of the Obolus conglomerate layers of the Rannu Member are detrital quartz and biogenic debris of inarticulate brachiopods. Allothigenous transparent heavy minerals are represented by zircon—tourmaline—rutile association dominated by zircon (Fig. 1, Table).