

## Литологические, минералогические и петрохимические особенности песчаников верхневендско-нижнекембрийской енганэпейской свиты (хр.Енганэ-Пэ, Полярный Урал)

Н.Ю.НИКУЛОВА, Л.А.ШМЕЛЁВА, С.И.ИСАЕНКО (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН; 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, д. 54)

Представлены результаты изучения состава пород енганэпейской ( $V_2$ - $\epsilon_1 en$ ) свиты в зоне межформационного контакта уралид/доуралид в южной части кряжа Енганэ-Пэ. На основе данных о химическом составе пород установлено, что формирование отложений енганэпейской свиты проходило в условиях застойного мелководного бассейна в присутствии органического вещества. Периоды незначительного углубления бассейна сопровождалось образованием глинисто-карбонатных железомарганцевых конкреций. Состав пород енганэпейской свиты формировался преимущественно за счет рециклированного обломочного материала высокой степени зрелости, образованного в условиях континента с развитой корой выветривания.

*Ключевые слова:* алевролиты, аргиллиты, химический состав, обломочный материал, условия осадконакопления.

Никулова Наталия Юрьевна  
Шмелёва Любовь Алексеевна  
Исаенко Сергей Иванович



nikilova@geo.komisc.ru  
lyubov.shmeleva@inbox.ru  
isaenko@geo.komisc.ru

## Lithological, mineralogical, and petrochemical features of sandstones from the Upper Vendian-Lower Cambrian Enganepean Formation (the Engane-Pe uplift, the Polar Urals)

N.Yu.NIKULOVA, L.A.SHMELEVA, S.I.ISAENKO

The results of study into the composition of rocks from the Enganepe Formation ( $V_2$ - $\epsilon_1 en$ ) in the Uralides/Pre-Uralides contact zone in the southern part of the Engane-Pe uplift are summarized in the article. On the basis of data on the chemical composition of the rocks it was established that the deposition of sediments of the Enganepe Formation occurred in a stagnant shallow pool in the presence of organic matter. Periods of slight deepening were accompanied by accumulation of clay-carbonate iron-manganese nodules in the basin. Sediments of the Enganepe Formation were formed mainly by recycled mature clastic material deposited in a continental setting with well-developed crust of weathering.

*Key words:* siltstones, mudstones, chemical composition, clastic material, conditions of sedimentation.

На южном окончании кряжа Енганэ-Пэ, в западной части Полярного Урала в 20 км к юго-востоку от г. Воркута (рис. 1, А) расположен разрез, вскрывающий зону контакта поздневендско-раннекембрийской енганэпейской свиты ( $V_2$ - $\epsilon_1 en$ ) и залегающей на них с угловым и стратиграфическим несогласием позднекембрийско-нижнеордовикской манитанырдской серии ( $\epsilon_3$ - $O_1 mn$ ). Палеозойская часть разреза, содержащая в основании толщи субсогласное тело ультракалийевых базальтоидов, в настоящее время достаточно хорошо изучена [3-5, 7-9, 14]. Вопросы строения, состава и стратиграфической принадлежности енганэпейской свиты были рассмотрены в ряде фондовых отчетов по

результатам геологосъемочных и опытно-методических работ и публикаций в открытой печати [3, 8]. Стратиграфическое положение и возраст отложений енганэпейской свиты, представленной терригенной толщей мелководно-морских фаций, был определен на основе микростратиграфии венда (П.Е.Попов и др., 2005). Абсолютный возраст енганэпейской свиты, перекрывающей ее манитанырдской серии и их структурно-тектоническое положение, установлены по результатам изучения детритных цирконов [5, 9, 20].

Особенности вещественного состава отложений енганэпейской свиты вызвали интерес авторов в связи с тем, что они составляют значительную часть области

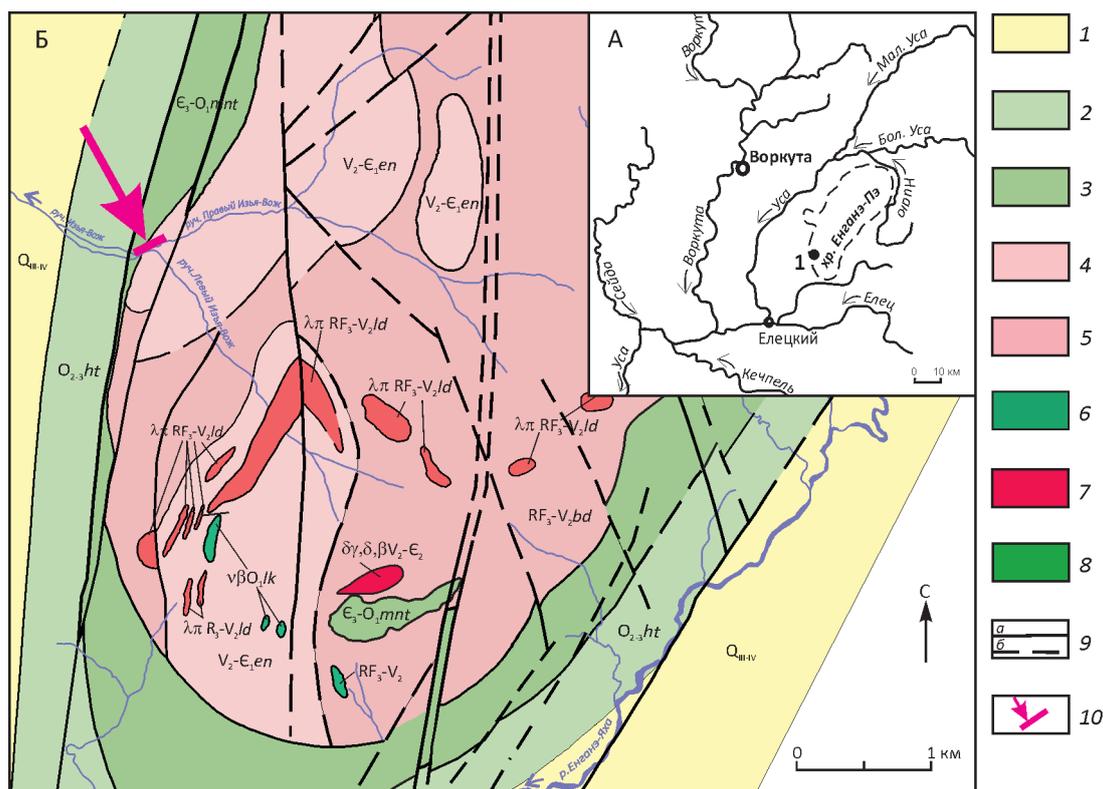


Рис. 1. Схема расположения (А) изученного разреза (1) и схематическая геологическая карта (Б) южной части хр. Енганэ-Пэ (Л.И.Ефанова, 2009):

1 – верхнечетвертичные-современные отложения: глыбы, щебень, дресва, галечники, пески, супеси, суглинки; 2 – хантейская свита: известняки песчаные и глинистые с прослоями углистых сланцев и алевролитов, доломитов и доломитизированных известняков; 3 – манитаньрдская серия нерасчлененная: конгломераты, гравелиты, кварцитопесчаники, алевролиты, покровы эффузивов базальт-риолитовой формации; 4 – енганэпейская свита: переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, реже – гравелитов; 5 – бедамельская серия: эффузивы основного, среднего, кислого составов, их туфы, линзы известняков; 6 – экструзивно-субвулканические образования нижней толщи бедамельской серии: габбро, габбро-долериты; 7 – кызыгейский комплекс габбро-диоритовый: диориты, гранодиориты, плагиограниты; 8 – леквожский комплекс: оливининовые габбро и долериты, пикродолериты; 9 – разрывные нарушения: а – достоверные по геологическим данным, б – предполагаемые; 10 – разрез зоны межформационного контакта на руч. Изъявож

питания и являются важным источником обломочного материала для нижнепалеозойских терригенных толщ. При полевом описании разреза зоны межформационного контакта уралид/доуралид на руч. Изъявож, в южной части хр. Енганэ-Пэ, примерно в 76 м от контакта отложений енганэпейской свиты и нижнепалеозойской манитаньрдской серии, был обнаружен ранее в енганэпейской свите не описанный слой, содержащий значительное количество глинисто-карбонатных конкреций. Поскольку химико-минеральный состав и структурно-текстурные особенности конкреций почти не изменяются в катагенезе и даже метагенезе, что позволяет использовать их для восстановления условий осадконакопления и геохимической обстановки диагенеза, изучению конкреций и вмещающих их отложений было уделено особое внимание.

Актуальность проведенных исследований определяется отсутствием информации о важном для палеогеографических построений объекте – глинисто-карбонатных конкрециях и особенностях вещественного состава вмещающей их толщи, позволяющей установить физико-географические и палеотектонические условия осадконакопления, выявить характер и последовательность постседиментационных преобразований, проводить корреляцию разрезов однообразно построенной толщи. Кроме того, выявление специфических особенностей состава пород енганэпейской свиты имеет значение для палеогеографических реконструкций при изучении нижнепалеозойских отложений, их необходимо учитывать при металлогеническом прогнозировании.

**Геологическое строение южной части кряжа Енганэ-Пэ.** В геологическом строении южной части

кряжа Енганэ-Пэ принимают участие породы двух структурных этажей – рифей-вендского (доуралиды) и нижнепалеозойского (уралиды), разделенные угловым, стратиграфическим и азимутальным несогласиями (см. рис. 1, Б). Современный кряж Енганэ-Пэ совпадает с антиклинальной структурой северо-восточной ориентировки протяженностью около 60 и шириной около 20 км, в ядре которой вскрываются отложения маникуяхинской ( $RF_3mj$ ), бедамельской ( $RF_3-V_2bd$ ) и енганэпейской ( $V_2-C_1en$ ) свит.

Енганэпейская свита ( $V_2-C_1en$ ) представлена толщей ритмичного переслаивания аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых (алевритуистых) песчаников. Мощность ритмов от 0,2 до 1,0 м, составляющих их слоев – от нескольких сантиметров до 0,5 м. Общая мощность свиты на кряже Енганэ-Пэ составляет 1200–1500 м. Примерно в 75–76 м от межформационного контакта расположен слой алевролита мощностью до 1 м, содержащий многочисленные конкреционные образования, имеющие в разрезе овальную форму и вытянутые длинной осью согласно напластованию толщи. По данным геологической съемки масштаба 1:200 000 (П.Е.Попов и др., 2005), в верхах енганэпейской свиты присутствуют редкие прослои и линзы глинистых известняков с остатками микроорганики, а в нижней части разреза – прослои туфопесчаников и туфосланцев. Прослоев известняков в изученном авторами 100-метровом интервале обнаружено не было. Авторы полагают, что часть или все образования, считавшиеся «линзами» известняков, являются конкрециями. Контакт пород фундамента и отложений манитанырдской серии ( $C_3-O_1mn$ ) выражен стратиграфическим, угловым и азимутальным несогласиями. Азимут падения пород енганэпейской свиты  $130^\circ$ , угол падения  $75^\circ$ , а перекрывающих их отложений манитанырдской серии, соответственно,  $315^\circ$  и  $35^\circ$ . Нижняя часть разреза манитанырдской серии представлена слоем средне-, мелкогалечных очень прочных конгломератов мощностью 1,0–1,1 м. Конгломераты перекрываются песчано-алевролитовой тощей, в нескольких метрах от подошвы которой залегает пластообразное тело базальтоидов. Верхняя часть разреза манитанырдской серии сложена монотонной толщей розовато-серых кварцитопесчаников с горизонтальной, линзовидной и косою слоистостью (рис. 2, А).

**Объекты и методы исследования.** Объект исследования – отложения енганэпейской свиты ( $V_2-C_1en$ ) в зоне межформационного контакта уралид/доуралид. Особое внимание было уделено изучению конкреций, встреченных в слое алевролитов в 76–77 м от межформационного контакта. Конкреции залегают «цепочкой» на расстоянии от 0,2 до 0,5 м друг от друга и образуют так называемый «конкреционный горизонт» (см. рис. 2, Б). Конкреционные тела овальной двояковыпуклой формы. Размер конкреций 30–70 см по длинной оси, толщина до 0,2 м, встречена конкреция размером  $130 \times 70$  см (см. рис. 2, В).

Петрографический состав пород изучался в прозрачных шлифах. Содержания породообразующих оксидов определялись традиционным весовым химическим методом. Выделенная по стандартной методике (дробление, разделение на фракции) тяжелая фракция протолочных проб просматривалась под бинокляром. Микронзондовый анализ и фотографирование пиритов проводились на сканирующем электронном микроскопе JSM–6400 с энергетическим спектрометром Link (оператор В.Н.Филиппов) и рамановском спектрометре HR 800 фирмы Horiba. При интерпретации результатов химических анализов использованы несколько известных методик, позволяющих провести классификацию пород по химическому составу, сделать выводы о составе источников терригенного материала, палеоклиматических условиях в области размыва и палеогеодинамической обстановке накопления отложений [11–13, 15–24].

**Литолого-геохимическая характеристика отложений енганэпейской свиты.** Подробное описание литологических типов пород – аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников, слагающих разрез енганэпейской свиты на руч. Изъявож, сделано авторами ранее [7]. Обнаруженные в нескольких образцах алевролитов енганэпейской свиты обломки вулканического стекла указывают на существование во время накопления толщи действующего вулканического очага. Для характеристики особенностей вещественного состава были рассчитаны традиционно применяемые для палеогеографических целей индикаторные соотношения (табл. 1). Фигуративные точки на диаграмме  $\log(Fe_2O_3 / K_2O) - \log(SiO_2 / Al_2O_3)$  [19] попали в поля глинистых сланцев и вакков на границе с глинистыми сланцами (рис. 3, А). На диаграмме НКМ–ФМ<sup>1</sup> все фигуративные точки составов отложений енганэпейской свиты находятся в поле V, соответствующем хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистым глинам (см. рис. 3, Б).

Индекс химического выветривания CIA<sup>2</sup> – показатель климата в области размыва [22, 23], изменяется от 60 до 76. Минимальные значения индекса CIA, характерные для отложений, сформированных в условиях относительно холодного климата, соответствуют трем образцам из слоя, залегающего над конкреционным горизонтом. Значения CIA большинства изученных образцов 72–76 свидетельствуют о существовании в области размыва гумидного климата.

Индекс выветривания CIW<sup>3</sup>, отражающий степень выветрелости обломочного материала [18], составляет 82–88 для пород конкреционного горизонта и подстилающих отложений, 74–76 – для пород, залегающих

<sup>1</sup> НКМ=( $Na_2O+K_2O$ )/ $Al_2O_3$ ; ФМ= $(Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO)/SiO_2$

<sup>2</sup> CIA= $100 * Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$  – молекулярные количества

<sup>3</sup> CIW= $100 * Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)$

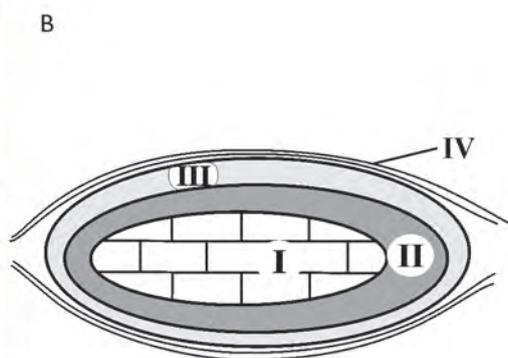
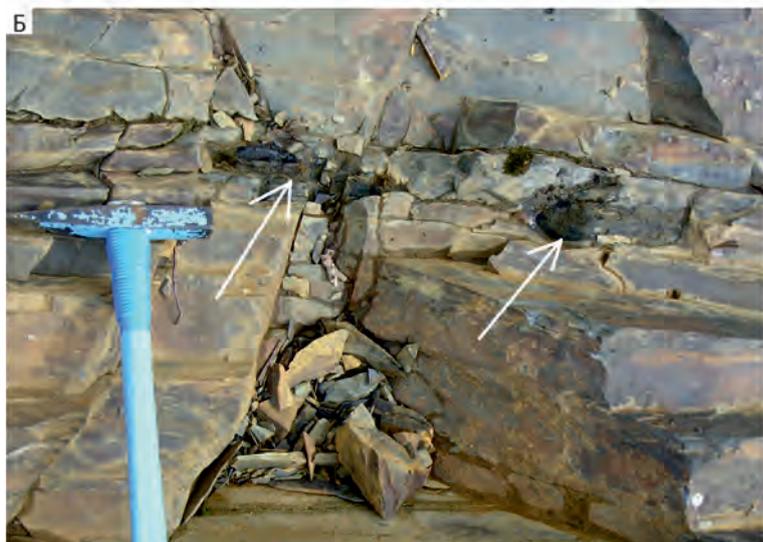
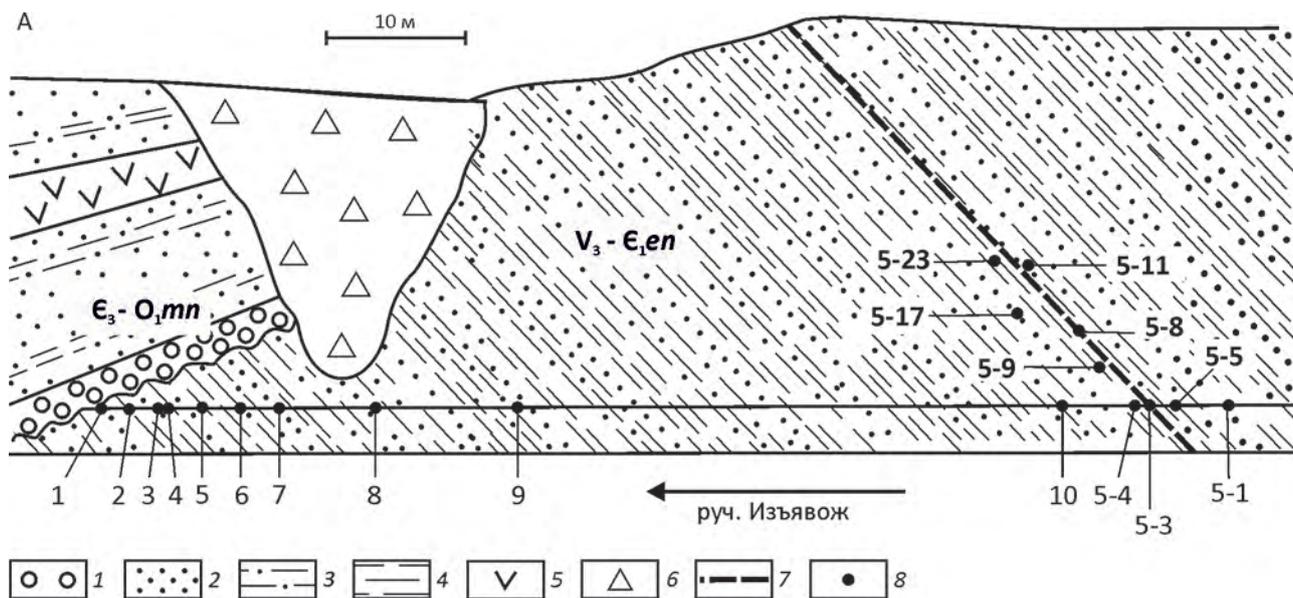


Рис. 2. Схема строения и опробования разреза на руч. Изъявож (А), цепочка конкреций в отложениях энганэпейской свиты (Б) и строение типичной конкреции (В):

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – базальтоиды; 6 – делювиальные развалы; 7 – конкреционный горизонт; 8 – точки отбора образцов; I – ядро; II – глинисто-карбонатная тонкослоистая порода; III – кальцитовая корочка; IV – контакт с вмещающими породами

непосредственно выше данного горизонта и 90–98 – для верхней части разреза свиты. При этом максимальные значения индекса (95–98) соответствуют верхнему интервалу разреза (обр. 1–3), что указывает на развитие в области размыва коры выветривания. Индекс изменения состава ICV [17] указывает на исключительно высокую зрелость обломочного материала.

Минимальные значения соотношения Fe/Mn < 15, используемого в качестве фациального индикатора для

осадочных отложений [11], соответствуют сформированным в относительно глубоководных условиях породам конкреционного горизонта. Для перекрывающих и подстилающих конкреционный горизонт отложений это соотношение находится в интервале 35–45. Для основной части разреза энганэпейской свиты значение фациального индикатора составляет 60–81, а их формирование проходило в мелководных и близких к мелководным условиям. Прямым свидетельством мелководности бас-

1. Содержание породобразующих оксидов (в мас. %) и их индикаторные соотношения

Компоненты и соотношения	Образцы																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	5-1	5-3	5-4	5-5	5-9	5-8	5-11	5-17	5-23
SiO <sub>2</sub>	59,12	62,50	58,88	60,02	60,04	57,82	62,06	62,04	60,76	62,00	54,78	56,84	53,01	57,78	57,73	55,18	54,58	60,02	62,02
TiO <sub>2</sub>	1,01	0,81	1,02	0,86	1,10	0,98	0,97	0,85	0,84	0,87	0,79	0,82	0,77	0,77	0,65	0,57	0,77	0,63	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,12	18,72	19,76	20,20	18,73	20,19	19,02	18,54	19,10	18,20	21,75	19,74	23,84	20,64	22,34	21,62	21,41	21,05	17,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,27	2,14	2,14	2,05	2,14	2,43	1,82	2,71	2,79	3,19	1,90	3,24	1,98	2,60	1,88	1,19	2,46	0,67	1,57
FeO	4,44	4,29	4,94	4,39	5,01	4,25	3,59	3,41	3,59	2,86	4,31	2,75	3,59	3,24	2,97	3,25	1,92	3,08	3,06
MnO	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,04	0,04	0,05	0,02	0,09	0,05	0,09	0,23	0,08	0,07	0,04	0,04	0,18
MgO	2,68	2,36	2,83	2,51	2,91	2,51	2,37	2,13	2,28	1,91	5,28	2,08	5,20	3,05	4,58	2,43	1,45	4,12	3,28
CaO	0,30	0,30	0,40	0,40	0,55	0,67	0,40	0,30	0,30	0,33	0,37	1,83	0,20	0,99	0,22	2,91	3,34	0,36	2,12
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,19	0,40	0,86	0,93	1,16	0,80	1,24	1,28	2,38	2,08	2,01	2,01	2,46	2,02	2,16	2,05	1,99	2,46
K <sub>2</sub> O	4,99	4,37	4,71	4,24	3,87	4,28	4,36	3,89	3,94	3,15	3,05	3,55	3,60	2,96	3,47	3,72	4,18	3,39	2,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,09	0,13	0,09	0,29	0,11	0,10	0,07	0,09	0,07	0,05	1,16	0,05	0,37	0,05	1,54	2,44	0,05	0,20
ППП	4,87	4,52	4,89	4,63	4,68	5,31	4,80	5,15	5,10	4,86	5,60	5,93	5,72	4,90	4,06	5,38	5,37	4,66	4,98
Сумма	100,16	100,34	100,17	100,32	100,32	99,77	100,33	100,37	100,12	99,84	100,05	100,00	100,06	99,99	100,05	100,02	100,01	100,06	99,99
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	5,17	4,56	5,11	5,10	4,80	5,44	5,16	5,13	5,22	5,53	5,13	5,56	5,61	5,42	5,49	5,88	6,23	5,38	4,63
ГМ	0,47	0,42	0,47	0,46	0,45	0,48	0,41	0,41	0,43	0,41	0,53	0,47	0,57	0,48	0,48	0,48	0,49	0,42	0,37
log(Fe <sub>2</sub> O <sub>3,600</sub> /K <sub>2</sub> O)	-0,34	-0,31	-0,34	-0,32	-0,26	-0,25	-0,38	-0,16	-0,15	0,01	-0,23	-0,06	-0,70	-0,21	-0,04	-0,26	-0,27	-0,49	-0,29
log(SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,47	0,52	0,47	0,47	0,51	0,46	0,51	0,52	0,50	0,53	0,41	0,45	0,46	0,40	0,46	0,35	0,41	0,41	0,68
HKM	0,26	0,24	0,26	0,25	0,26	0,27	0,27	0,28	0,27	0,30	0,29	0,26	0,26	0,24	0,28	0,24	0,25	0,27	0,27
ФМ	0,16	0,14	0,17	0,15	0,17	0,16	0,13	0,13	0,14	0,13	0,11	0,16	0,13	0,21	0,14	0,20	0,16	0,13	0,13
ГМ	0,47	0,42	0,47	0,46	0,45	0,48	0,41	0,41	0,43	0,41	0,49	0,48	0,42	0,53	0,47	0,57	0,48	0,48	0,37
СИА	76,28	76,97	75,25	74,97	73,56	72,20	73,73	73,14	73,38	69,64	74,60	65,29	75,88	69,49	74,89	62,65	60,48	73,45	62,85
СІW	98,13	97,82	95,96	93,21	91,27	89,95	93,13	90,74	90,78	83,74	87,45	79,73	89,61	82,08	88,77	76,44	75,12	87,56	74,08
ICV	0,23	0,22	0,23	0,22	0,24	0,24	0,23	0,25	0,24	0,27	0,24	0,28	0,22	0,25	0,22	0,24	0,27	0,20	0,27
Fe/Mn	70,95	66,81	60,78	60,53	62,31	61,50	73,18	81,88	78,13	172,48	62,21	14,60	55,42	40,26	68,21	35,93	35,08	37,16	14,96
(Fe+Mn)/Ti	3,02	3,61	3,17	3,41	2,97	3,09	2,53	3,23	3,41	3,08	2,53	3,52	2,75	3,60	3,25	3,31	3,40	3,59	3,67
Al/(Al+Fe+Mn)	0,68	0,67	0,66	0,69	0,65	0,68	0,71	0,68	0,68	0,68	0,71	0,70	0,75	0,71	0,76	0,77	0,78	0,79	0,72
K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,23	0,24	0,21	0,21	0,21	0,23	0,21	0,21	0,17	0,20	0,14	0,16	0,14	0,18	0,15	0,16	0,17	0,13

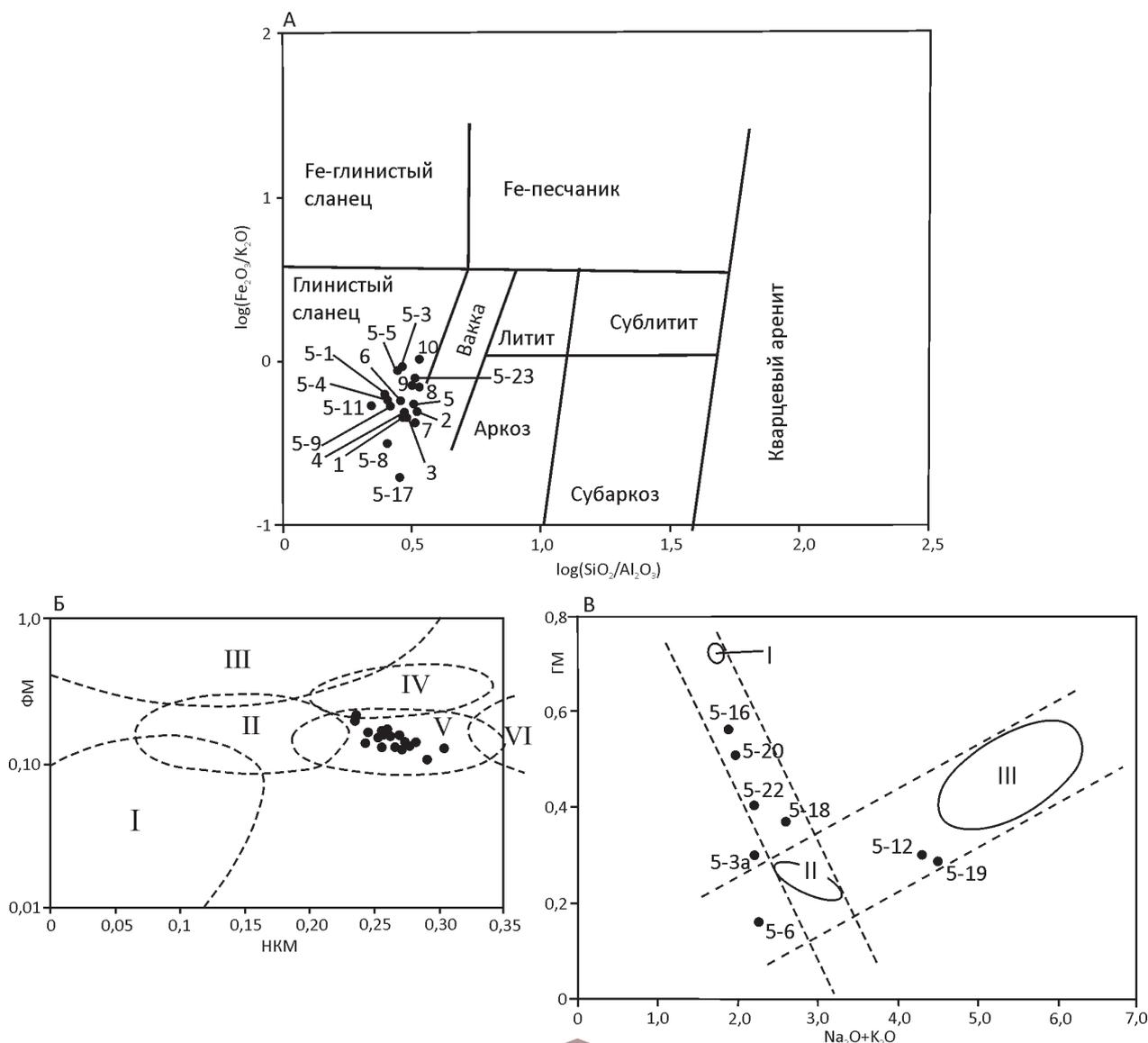


Рис. 3. Положение точек составов пород энганэпейской свиты на диаграммах:

А –  $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})-\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  (по работе [19]); Б – НКМ-ФМ и В –  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -ГМ (по работе [13])

сейна являются отмечаемые всеми исследователями знаки ряби на поверхности напластования песчано-глинистых сланцев (П.Е.Попов и др., 2005).

Титановый  $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti}$  [12] и алюминиевый  $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$  [15] модули характеризуют породы как не содержащие примесь эксгалативного материала. Значения калиевого модуля  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  [16] не превышают порогового уровня 0,3 и соответствуют породам, сформированным за счет многократно переотложеного материала.

**Строение и состав конкреций.** Конкреции сложены темно-серой массивной глинисто-карбонатной породой. По характеру залегания конкреции относятся к раннедиагенетическому типу, отличительными при-

знаками которого являются: облекание сверху и снизу слоистостью, отсутствие видимой связи с трещиноватостью вмещающей породы, залегание согласно напластованию и связь с определенным горизонтом вмещающих пород [6]. Конкреции имеют зональное строение – ядро окружено коркой (1,0–1,5 см) темно-бурой тонкослоистой слабо сцементированной породы, которая на контакте с вмещающими породами оторочена светло-серой кальцитовой каймой толщиной около 2 см (см. рис. 2, В). Ядра конкреций сложены массивным глинистым известняком с обломками, напоминающими микрофауна, периферийные части – тонкослоистой глинисто-карбонатной породой. Порода периферийных частей конкреций разбита ориентированными

перпендикулярно слоистости трещинами сокращения, выполненными новообразованным кристаллическим карбонатом. На внешней поверхности конкреций шестоватые агрегаты кальцита образуют многослойную корочку. Данные о химическом составе конкреций приведены в табл. 2.

На модульной диаграмме, построенной в координатах  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{ГМ}^4$ , на которую нанесены составы пород энганэпейской свиты и конкреций, видно, что изученная совокупность проб распадается на три кластера и семь индивидуальных составов, не поддающихся усреднению в кластерах (см. рис. 3, В).

В кластер I вошли криптокристаллические глинисто-карбонатные породы из внутренних частей конкреций, аттестуемые как гипогидролизаты и отличающиеся максимальным значением гидролизатного модуля (0,72) и минимальным – суммы щелочей (1,73) (табл. 3).

В их составе преобладает кальцит (71,6%), второстепенные минералы представлены (в %): кислым (№ 9) плагиоклазом (9,2), хлоритом (5,1), ортоклазом (2,8), мусковитом (2,4), родохрозитом (2,0), магнезитом (1,4) и гематитом (1,1), аксессуарные – лейкоксоном (0,2) (см. табл. 3).

Глинистые алевролиты и агриллиты энганэпейской свиты кластера III отличаются наименьшим содержа-

нием кальцита (0,4%) и состоят (в %) из: кварца (41,4), мусковита (27,5), хлорита (18,4), плагиоклаза (5,1), хлорита (17,6), апатита (2,2), гематита (2,1), ортоклаза (1,1), лейкоксона (0,9). Нормативный гематит, количество которого повышено по сравнению с предыдущими кластерами, вероятно, является преимущественно пиритом, не рассчитанным из-за отсутствия данных о содержании серы.

Фазовый состав алевролита (обр. 6) был определен при помощи рентгендифрактометрического анализа ориентированных образцов (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение-CuK $\alpha$ , 30kV/20mA), подвергнутых стандартным диагностическим обработкам. Изучение дифрактограмм воздушно-сухого, обработанного глицерином и прокаленного при  $T$  550°C образца показало, что в составе глинистой фракции – диоктаэдрическая слюда (мусковит) и железистый хлорит. Мусковит диагностируется по серии базальных отражений с  $d/n \sim 10,16; 5,02; 3,36; 2,01 \text{ \AA}$ , хлорит – по серии интенсивных базальных отражений с  $d/n \sim 14,38; 7,22; 4,76; 3,56 \text{ \AA}$ . Диоктаэдрическая природа слюдяного минерала подтверждается величиной межплоскостного расстояния отражения 060~1,500 Å, хлоритовое отражение 060 имеет  $d/n \sim 1,545 \text{ \AA}$ . Помимо слоистых силикатов в исследуемом образце определены кварц и полевой шпат (альбит). Разбухающая фаза в пробе отсутствует.

Глинисто-карбонатные породы внешней части конкреций (см. рис. 2, В-II), вошедшие в кластер II,

<sup>4</sup> ГМ=(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+TiO<sub>2</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+MnO)/SiO<sub>2</sub> [13]

## 2. Химический состав конкреций (в мас. %)

№ п/п	Части конкреции	Образцы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ППП	Сумма
1	I	5-14	13,38	0,17	5,19	1,36	1,65	1,180	1,79	40,68	1,02	0,72	0,050	32,87	100,06
2		5-15	12,62	0,17	5,25	1,01	1,66	1,120	1,29	41,56	1,02	0,73	0,050	33,57	100,05
3		5-16	16,69	0,21	5,36	1,18	1,38	1,200	1,29	39,89	0,88	0,98	0,050	30,94	100,05
4		5-20	17,96	0,21	5,40	1,07	1,33	1,170	1,62	39,09	1,18	0,80	0,050	30,17	100,05
5		5-25	12,79	0,15	5,37	1,06	1,63	1,100	1,75	41,32	0,94	0,76	0,050	33,12	100,04
6	II	5-6	52,56	0,19	5,49	0,74	1,17	0,570	0,75	18,54	1,22	1,03	0,300	17,44	100,00
7		5-7	56,38	0,30	8,21	0,47	2,36	0,440	1,14	15,46	1,54	1,62	1,190	10,89	100,00
8		5-13	45,87	0,30	6,23	1,00	2,11	0,590	1,20	20,07	2,04	0,89	1,210	18,48	99,99
9		5-13 Б	44,99	0,30	6,30	1,34	2,20	0,600	1,04	20,91	1,89	0,88	1,110	18,44	100,00
10		5-21	40,94	0,25	6,82	1,23	1,60	0,680	1,48	22,98	1,22	1,32	0,500	21,00	100,02
11	5-24	48,19	0,34	6,78	1,68	1,59	0,560	1,10	18,27	2,06	1,13	0,880	17,42	100,00	
12	III	5-18	29,97	0,29	6,84	1,35	1,88	0,840	1,80	28,03	1,36	1,24	0,650	25,74	99,99
13		5-10	36,79	0,32	5,94	1,75	1,45	0,680	1,09	25,96	1,44	1,10	1,390	22,10	100,01
14		5-22	25,39	0,22	5,88	1,44	1,54	0,980	1,16	34,14	1,22	0,97	0,370	26,69	100,00
15		5-3а	32,31	0,21	5,97	0,81	1,83	0,900	1,24	28,25	1,17	1,04	0,390	25,88	100,00
16	IV	5-12	54,54	0,63	10,75	1,36	3,19	0,410	0,81	13,07	2,27	1,96	0,500	10,50	99,99
17		5-19	68,93	0,47	14,36	0,95	3,32	0,040	3,08	0,25	2,64	1,85	0,050	4,11	100,05

Примечание. Обозначения элементов строения конкреций на рис. 2.

3. Химический состав пород энганэпейской свиты и конкреций (в мас. %)

Оксиды	Кластеры			Составы вне кластеров							
	I	II	III	5-16	5-20	5-22	5-18	5-3а	5-6	5-12	5-19
SiO <sub>2</sub>	12,93	43,64	58,80	16,69	17,60	25,39	29,97	32,31	52,56	54,54	68,93
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,29	0,82	0,21	0,21	0,22	0,29	0,21	0,19	0,63	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,27	6,61	20,12	5,36	5,40	5,88	6,84	5,97	5,49	10,75	14,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	1,18	2,17	1,18	1,07	1,44	1,35	0,81	0,74	1,36	0,95
FeO	1,65	1,88	3,63	1,38	1,33	1,54	1,88	1,83	1,17	3,19	3,32
MnO	1,133	0,636	0,07	1,20	1,17	0,98	0,84	0,90	0,57	0,410	0,040
MgO	1,61	1,18	2,95	1,29	1,62	1,16	1,80	1,24	0,75	0,81	3,08
CaO	41,19	21,70	0,86	39,89	39,09	34,14	28,03	28,25	18,54	13,07	0,25
Na <sub>2</sub> O	0,99	1,62	1,51	0,88	1,18	1,22	1,36	1,17	1,22	2,27	2,64
K <sub>2</sub> O	0,74	1,14	3,78	0,98	0,80	0,97	1,24	1,04	1,03	1,96	1,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,050	0,953	0,37	0,05	0,05	0,37	0,65	0,39	0,30	0,500	0,050
CO <sub>2</sub>	31,46	17,56	0,19	28,97	28,78	24,63	23,17	24,61	15,91	8,14	0,02
H <sub>2</sub> O	0,38	0,71	0,50	0,35	0,36	0,30	0,56	0,49	0,14	0,32	0,45
ППП	33,19	19,17	3,10	30,94	23,17	26,69	25,74	25,88	17,44	19,17	4,11
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	1,73	2,76	5,29	1,86	1,98	2,19	2,60	2,21	2,25	4,23	4,49
ГМ	0,72	0,24	0,46	0,56	0,51	0,40	0,37	0,30	0,16	0,30	0,28

4. Нормативный минеральный состав пород (в об. %)

Минералы	Кластеры			Составы вне кластеров							
	I	II	III	5-16	5-20	5-22	5-18	5-6	5-3а	5-12	5-19
Кварц	1,8	28,6	41,4	6,9	6,2	8,9	15,2	40,2	19,4	30,0	42,0
Плагиоклаз	9,2(9)	15(9)	5,1(21)	8,4(13)	11,1(10)	15,5(9)	12,9(11)	11,4(8)	11,1(10)	12,8(9)	23,7(5)
Ортоклаз	2,8	4,5	2,9	3,9	3,3	5,0	6,7	5,0	5,9	15,7	6,7
Мусковит	2,4	3,4	27,5	2,4	1,6	0,8	1,3	1,6	0,8	5,4	6,4
Хлорит	8,2	4,2	18,4	5,4	6,5	7,3	7,6	4,9	7,7	10,0	17,6
Гематит	1,1	1,1	2,2	1,1	1,1	1,4	1,3	0,8	0,8	1,4	1,0
Лейкоксен	0,2	0,4	1,0	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,8	0,6
Апатит	–	2,2	0,9	–	–	0,9	1,6	0,6	0,9	1,2	–
Кальцит	71,6	36,1	0,4	69,6	68,4	58,6	50,0	34,4	51,9	21,7	–
Родохрозит	2,0	1,0	–	2,0	1,8	1,6	1,4	0,9	1,5	0,7	–
Магнезит	–	2,5	–	–	–	–	1,6	–	–	–	–

Примечание. В скобках дан номер плагиоклаза.

содержат значительно больше полевых шпатов и кварца (табл. 4) при вдвое меньшем, чем в кластере I, количестве кальцита (36,1%). С помощью рентгенодифрактометрического анализа в породе из внешней части конкреции идентифицированы родохрозит – межплоскостные расстояния на дифрактограмме (Å, в скобках интенсивность) 3,67 (2), 2,86 (1), 1,785 (1), родонит – 2,93 (1), 2,8 (1), вернадит – 2,39 (1) и, предположительно, манганит – 3,80 (1), 2,70 (1).

Не вошедшие в кластер I два образца (5-16 и 5-20) глинисто-карбонатной породы из ядер конкреций значительно отличаются от пород этого кластера большими содержаниями кварца и отсутствием виртуального магнезита. В трех образцах породы (образцы 5-18, 5-22, 5-3а), слагающей внешнюю карбонатную корочку конкреций, содержится более 50% кальцита. Два образца, представляющие собой из зоны контакта конкреций и

вмещающих их алевролитов, по составу близки к породам энганэпейской свиты (кластер III), от которых отличаются меньшей гидролизатностью и щелочностью.

На диаграмме выделяются две полосы тренда, на пересечении которых располагается кластер II, в который попали фигуративные точки глинисто-карбонатной породы из внешних частей конкреций. Левая линия отражает тенденцию увеличения доли карбонатов от периферических к центральным частям конкреций, правая – влияние вмещающих пород. По составу изученные конкреции можно отнести к фосфатно-марганцевому карбонатному типу, формирование которых произошло в результате раскристаллизации коллоидов в диагенетическую фазу образования осадка.

**Пирит в отложениях энганэпейской свиты.** В породах энганэпейской свиты часто присутствует новообразованный пирит – кубические кристаллы и

скопления в виде фрамбоидов и мультифрамбоидов, обычно расположенных внутри округлых образований хлорита (рис. 4, А–Б).

Мультифрамбоиды состоят из сцементированных хлоритом фрамбоидов (см. рис. 4, В), сферическая поверхность которых образована октаэдрическими микрокристаллами (см. рис. 4, Г). Мультифрамбоиды имеют размеры 40–100 мкм, составляющие их фрамбоиды – 5–15 мкм, микрокристаллы в пределах фрамбоидов – 0,5–1,0 мкм. Состав пиритов (в мас. %): Fe 44,33–45,00, S 50,41–52,92. Микропримесей не обнаружено. Появление таких образований возможно при трансформации бактериальных колоний в результате взаимодействия биогенного сероводорода с железом глинистого осадка в застойных условиях в нелитифицированных иловых донных отложениях теплого мелководного бассейна [1, 2].

Проведенное изучение нескольких зерен фрамбоидальных и кубических пиритов на высокоразрешающем рамановском спектрометре HR800 (Horiba Jobin Yvon) с использованием встроенного  $Ag^+$  лазера ( $\lambda=488$  нм, мощность при регистрации спектров составляла 12 мВт) показало присутствие на поверхности зерен включений углеродного вещества (см. рис. 4, Д). В процессе регистрации спектров была задействована решетка спектрометра 600 ш/мм, размер конфокального отверстия составлял 300 мкм, щели – 100 мкм, объектив  $\times 100$  (размер анализируемой области образца 4 мкм). Время накопления сигнала – 1 секунда, количество измерений на одном участке спектрального диапазона – 10. Регистрация спектров осуществлялась при комнатной температуре.

В КР спектре образца 5-11-р3 зарегистрированы линии пирита ( $341, 376 \text{ см}^{-1}$ ) и полосы углеродного вещества ( $1205, 1354, 1485, 1596 \text{ см}^{-1}$ ). Полуширина D-полосы ( $1354 \text{ см}^{-1}$ ), составляет  $126 \text{ см}^{-1}$ , полуширина G-полосы ( $1596 \text{ см}^{-1}$ ) –  $82 \text{ см}^{-1}$ , что соответствует слабопорядоченному углероду. Спектр КР углеродного вещества (см. рис. 4, Е) аналогичен неметаморфизованному или слабо метаморфизованному углеродному веществу сланцев [24].

**Обсуждение результатов.** Анализ петрохимических коэффициентов, используемых в качестве индикаторов при палеогеографических реконструкциях, показал наличие у изученных пород неоднозначно трактуемых признаков. В соответствии с критериями Я.Э.Юдовича и М.П.Кетрис [13], исходными осадками для образования алевролитов и аргиллитов являлись глинистые породы хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава, «не связанные с корами выветривания», образование монтмориллонита в которых обусловлено разложением поступавших в бассейн седиментации вулканических пеплов. Однако показатель степени выветрелости обломочного материала (CIW), поступавшего в бассейн седиментации, достигает в верхней части разреза 98, что предполагает развитие на палеоводосборах коры

выветривания, судя по значениям индекса химического выветривания ( $CIW>70$ ), в условиях гумидного климата.

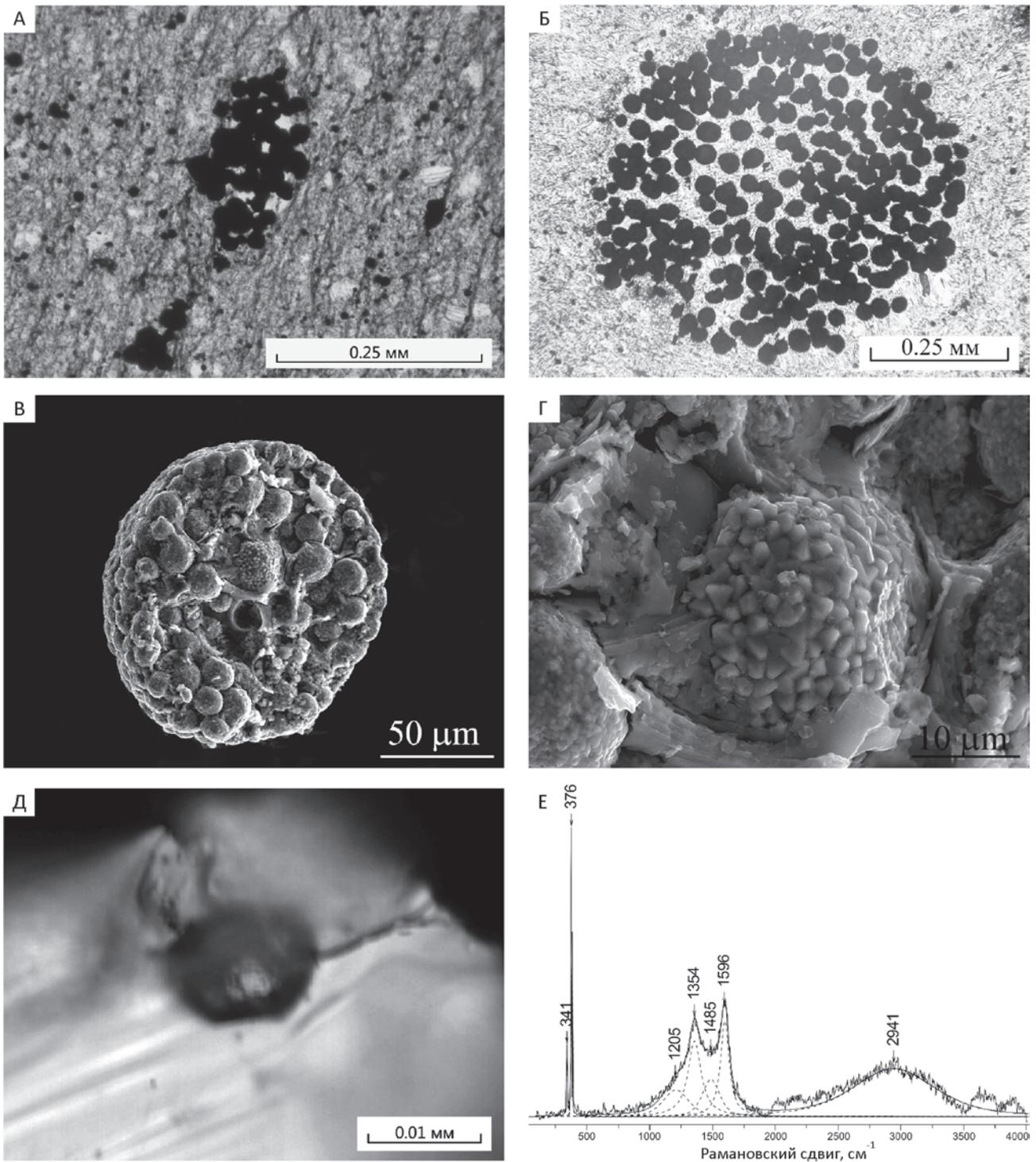
Проведенное рентгендифрактометрическое изучение установило присутствие в составе породы только мусковита и хлорита. Низкая степень метаморфизма углеродного вещества позволяет утверждать, что весь мусковит является обломочным. Поэтому вопрос об использовании данной диаграммы для диагностики состава глинистой фракции тонкозернистых обломочных пород применительно к подобным объектам пока остается открытым.

Соотношение  $K_2O/Al_2O_3$  соответствует рециклированным отложениям, а значения титанового и алюминиевого модулей указывают на отсутствие в породах эксгальвативного материала. Обломочная часть была сформирована в условиях континента, на котором к тому времени существовала латеритная кора выветривания. Такой трактовке истории накопления анганэпейской свиты в принципе противоречат выводы, приведенные в работе Н.Б.Кузнецова и соавторов [5], проводивших изотопное датирование детритных цирконов из разреза анганэпейской свиты в 25 км севернее, в верховье р. Манюкуяха. Они указывают на присутствие в породах основания анганэпейской свиты заметного количества туфогенной примеси, а источниками позднерифейско-вендских цирконов, составляющих большую часть изученных зерен, считают комплексы островодужных образований протоуралид-тиманид. Одно зерно циркона из изученной ими выборки (48 шт.) имеет мезопротерозойский возраст –  $1143 \pm 20$  млн. лет. Присутствие цирконов такого возраста считается характерным признаком размыва древнего остова Балтики [9, 10]. Авторы полагают, что исследованную Н.Б.Кузнецовым и соавторами [5] популяцию цирконов из разреза на р. Манюкуяха следует считать частным случаем, характерным именно для данного географического пункта и данного интервала разреза.

Результаты изотопного датирования детритных цирконов из средней части разреза анганэпейской свиты на руч. Изъявож приведены в работе А.А.Соболевой и соавторов [20]. В выборке из 94 цирконов 22 зерна имеют мезопротерозойский ( $1021\text{--}1565$  млн. лет) и 9 зерен – палеопротерозойский ( $1618\text{--}1877$  млн. лет) возраст, то есть древние цирконы составляют 33% от изученного количества зерен.

Таким образом, влияние позднерифейско-вендских вулканитов по мере накопления толщи анганэпейской свиты постепенно уменьшалось, и, соответственно, увеличивался вклад рециклированных обломков. Для верхней части полуторакилометрового разреза основным источником обломочного материала был палеоконтинент, а вулканомиктовая составляющая имела подчиненное значение.

В заключение отметим, что в изученном разрезе зоны межформационного контакта уралид/доуралид



**Рис. 4. Пирит из пород еганэпейской свиты:**

А – линзовидное, обр. 5-3; Б – округлое, заключенное в хлорит-серицитовом матриксе, обр. 10; В – мультифрамбоид, обр. 5-4-1; Г – фрамбоид, сложенный октаэдрическими микрокристаллами, заключенный в хлоритовом матриксе, обр. 5-4-1; Д – углерод на поверхности кубического кристалла пирита обр. 65-11-р3; Е – спектр комбинационного рассеяния углерода, обр. 5-11-р3

отложения енганэпейской свиты формировались в застойной восстановительной обстановке и крайне мелководного морского бассейна в присутствии органического вещества с неактивной гидродинамикой и стабильными тектоническими условиями. Периоды незначительного углубления бассейна сопровождались накоплением глинисто-карбонатных железомарганцевых конкреций, окончательное формирование которых проходило в диагенетическую фазу образования осадка.

Результаты авторских исследований не подтверждают представления, согласно которому отложения енганэпейской свиты являются вулканомиктовой молаской (П.Е.Попов и др., 2005).

Авторы считают, что породы енганэпейской свиты имеют поликомпонентный состав и в их формировании принимали участие несколько источников обломочного материала. Одним из источников продолжали оставаться подстилающие вулканогенно-терригенные отложения бедамельской свиты, влияние которых наиболее проявлено в нижней части разреза енганэпейской свиты. Поступление незначительного количества вулканогенного материала, связанного с внедрением габбро и диоритов поздневендского кызыгейского комплекса, продолжалось в течение всего времени накопления толщи. Основную роль в формировании состава пород енганэпейской свиты играли переотложенные, в том числе коровые, образования размываемого древнего континента, а количество обломков подстилающих и близких по возрасту вулканитов уменьшалось по мере накопления осадочной толщи.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьев М.М., Розанов Ю.А., Хувер Р. Фрамбоздры: их структуры и происхождение // Палеонтологический журнал. 2005. № 5. С. 3–9.
2. Берберьян Т.К. Фрамбоидальный пирит в месторождениях углеродисто-сланцевых формаций (Кизилдере, Филлизчай) / Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. – Новочеркасск: Набл, 1999. Т. 1. С. 203–205.
3. Дембовский Б.Я. Структурно-фациальная зональность и покровы Полярного Урала и Пай-Хоя // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – М., 1985.
4. Душин В.А. Раннепалеозойский магматизм миогеосинклинальной области Полярного Урала // Советская геология. 1986. № 4. С. 99–110.
5. Кузнецов Н.Б., Куликова К.В., Удоротина О.В. Структурные особенности протоуралид поднятия Енганэ-Пэ (Полярный Урал) как отражение кембрийской коллизии Балтики и Арктиды / Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 1. С. 77–82.
6. Македонов А.В., Зарицкий П.В. Значение конкреций для фациального и формационного анализа, корреляции осадочных толщ и поисков месторождений полезных ископаемых // Конкреции и конкреционный анализ. – М.: Наука, 1977. С. 18–32.
7. Никулова Н.Ю. Базальные горизонты уралид севера Урала. – Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013.
8. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя и нижнего палеозоя западного склона севера Урала / Б.Я.Дембовский, З.П.Дембовская, М.Л.Клюжина, В.А.Наседкина. – Свердловск: УрО АН СССР, 1988.
9. Первые результаты изотопного датирования детритных цирконов из кластогенных пород комплексов протоуралид-тиманид: вклад в стратиграфию позднего докембрия поднятия Енганэ-Пэ (запад Полярного Урала) / Н.Б.Кузнецов, Л.М.Натапов, Е.А.Белоусова и др. // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 3. С. 363–368.
10. Первые результаты U/Pb датирования детритных цирконов из раннепалеозойских и девонских песчаников Южного Приладожья / Н.Б.Кузнецов, С.Ю.Орлов, Е.Л.Миллер и др. // ДАН. 2011. Т. 438. № 6. С. 787–793.
11. Розен О.М., Журавлев Д.З., Ляпунов С.М. Геохимические исследования осадочных отложений Тимано-Печерской провинции // Разведка и охрана недр. 1994. № 1. С. 18–21.
12. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. – М.: Наука, 1976.
13. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – С-Пб: Наука, 2000.
14. Юдович Я.Э., Махлаев Л.В., Кетрис М.П. Минералогические особенности ультракалийевого базальтоида с хребта Енганэ-Пэ, Полярный Урал // Минераловедение и минералогенезис. – Сыктывкар, 1988. С. 34–40.
15. Bostrom K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments // Stockholm Contrib. geol. 1973. Vol. 27. No. 2. Pp. 148–243.
16. Cox R., Lowe D.R. Controls of sediment composition on a regional scale: a conceptual review / J. Sed. Res. 1995. Vol. A65. Pp. 1–12.
17. Cox R., Lowe D.R., Cullurs R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochim. Et Cosmochim. Acta. 1995. Vol. 122. Pp. 77–98.
18. Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sed. Geol. 1988. Vol. 55. No. 3/4. Pp. 319–322.
19. Herron M. M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log date // J. Sed. Petrol. 1988. Vol. 58. Pp. 820–829.
20. Magmatic source rocks for late Neoproterozoic-early Cambrian of the Enganepe Uplift, western Polar Urals / A.A.Soboleva, O.V.Udoratina, E.L.Miller et al. // abstracts AGU-2010/ 2010 AGU Fall meeting 13–17 December. – San Francisco, California, USA. Vol. 31A–2134.
21. Moor B.R., Dennen W.H. A geochemical trend in silicon-aluminum-iron ratios and the classification of clastic sediments // Journ. of sediment. Petrol. 1970. Vol. 40. № 4. Pp. 1147–1152.
22. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of litite // Nature. 1982. Vol. 299. Pp. 715–717.
23. Visser J.N.J., Young G.M. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogene Dywka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology. 1990. Vol. 81. Pp. 49–57.
24. Wopenka B., Pasteris J.D. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy // American mineralogist. 1993. Vol. 78. Pp. 533–557.