

УДК 552.4:553.2(265.53)

ПЕТРОГЕОХИМИЯ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ СЕРИЦИТ-КВАРЦЕВЫХ СЛАНЦЕВ ЮЖНОГО СКЛОНА БАНКИ КАШЕВАРОВА (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

© 2021 г. Н. В. Астахова¹, *, В. В. Иванов², К. И. Аксентов¹¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия²Дальневосточный геологический институт им. Е.А. Радкевич ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: n_astakhova@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 22.01.2020 г.

После доработки 25.03.2021 г.

Принята к публикации 08.04.2021 г.

Приводятся данные о строении, химическом и минеральном составе серицит-кварцевых сланцев южного склона банки Кашеварова Охотского моря. Изученные сланцы относятся к калиево-магнезиальному, высокожелезистому и высокоглиноземистому типу пород. В сланцах присутствуют многочисленные тонкие прожилки кварца, кварцевые линзы, пустотки, стены которых выстланы шеточками кварца, иногда с микроглобулами марганца, или корочками пирита, выделения Fe-Mn и Fe гидроксидов. Во всех образцах обнаружены мелкие включения Ti, Cr, Ni, Cu, Sn, Zn, Pb, W, Ba, PЗЭ в самородном виде или в виде оксидов, сульфидов, сульфатов, фосфатов или интерметаллических соединений. На поверхности сланцев пятнисто развиты тонкие железомарганцевые образования с высоким содержанием никеля, черные корочки из марганцевых микроконкреций, пленки гидроксидов железа. Формирование кварцево-рудной минерализации произошло после развития трещиноватости в сланцах в результате тектонических движений. Учитывая кайнозойскую тектоно-магматическую активизацию в этом регионе, можно предположить, что возраст наложенной железомарганцевой минерализации в сланцах – постмиоценовый.

Ключевые слова: серицит-кварцевые сланцы, марганец, железо, никель, медь, банка Кашеварова, Охотское море

DOI: 10.31857/S0030157421050026

ВВЕДЕНИЕ

Банка Кашеварова расположена в северо-западной части погруженного шельфа Охотского моря (рис. 1). Она вытянута в субширотном направлении на расстоянии 180 км при ширине 50–70 км и представляет собой горстообразную структуру с отчетливо выраженными тектоническими уступами. Выровненная поверхность банки находится на глубине 130 м от водной поверхности. Ее северный склон полого переходит в мелководный шельф, а южный – в северный склон впадины Дерюгина, который круто падает (15°–25°) до 500 м, а после выполаживается (2°–5°) до глубины 1000–1500 м [14].

В ранее проведенных морских экспедициях Института морской геологии и геофизики (г. Южно-Сахалинск) и Тихоокеанского океанологического института (г. Владивосток) ДВО РАН на банке Кашеварова были подняты метаморфические породы различных фаций метаморфизма: умеренно глубинные образования эпидот-амфиболовой, зеленосланцевой и мусковит-роговиковой фаций, а также

зеленокаменно-измененные эффузивы. Породы различных ступеней метаморфизма иногда установлены на одних и тех же станциях драгирования, что может свидетельствовать о незначительных площадях их распространения, характерных для зональных комплексов регионально-контактового типа [22].

В 2017 г. в экспедиции ТОИ ДВО РАН на НИС “Академик Опарин” в интервале глубин 400–200 м было проведено драгирование склона небольшого узкого хребта, ориентированного ортогонально к простиранию южного склона банки Кашеварова (станция ОР53-9) (рис. 1). Среди поднятого материала вместе с окатанными и полуокатанными обломками различных горных пород оказалось около 10 угловатых обломков слюдисто (мусковит, серицит-биотитовых)-кварцевых сланцев. На одном из обломков этих сланцев (рис. 2а, 2б) обнаружена тонкая (1–2 мм) железомарганцевая корочка, в которой при помощи портативного РФА спектрометра Olympus Delta DPO 2000 установлено высокое (до 0.11 масс.%) содержание никеля в ассоциации с цинком (0.03–0.04%) при содер-

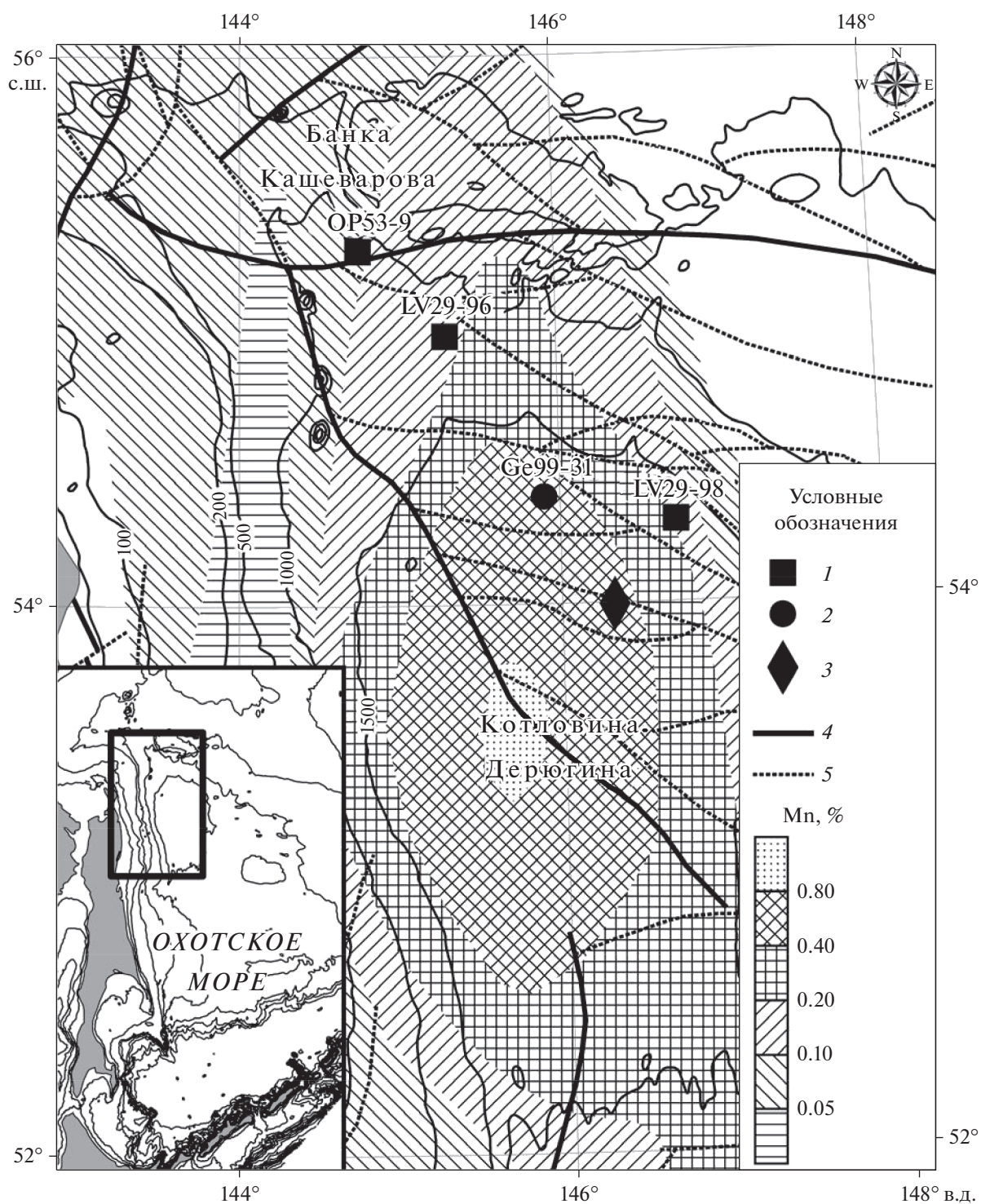


Рис. 1. Схема расположения станций отбора проб и местоположение банки Кашеварова в Охотском море (врезка): 1 – станции драгирования и их номера, 2 – место отбора колонки донных осадков, 3 – район развития баритовой минерализации (“Баритовые горы”), 4–5 – разрывные нарушения: 4 – региональные, 5 – прочие [27]. Распределение марганца в поверхностном слое осадка впадины Дерюгина взято из работы [1].

жании марганца от 4.0 до 6.7% и железа – 9.5–12.2%. Это послужило причиной более углубленного изучения минералого-геохимических особенностей сланцев банки Кашеварова.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из каменного материала, поднятого при драгировании, были отобраны только неокатанные,

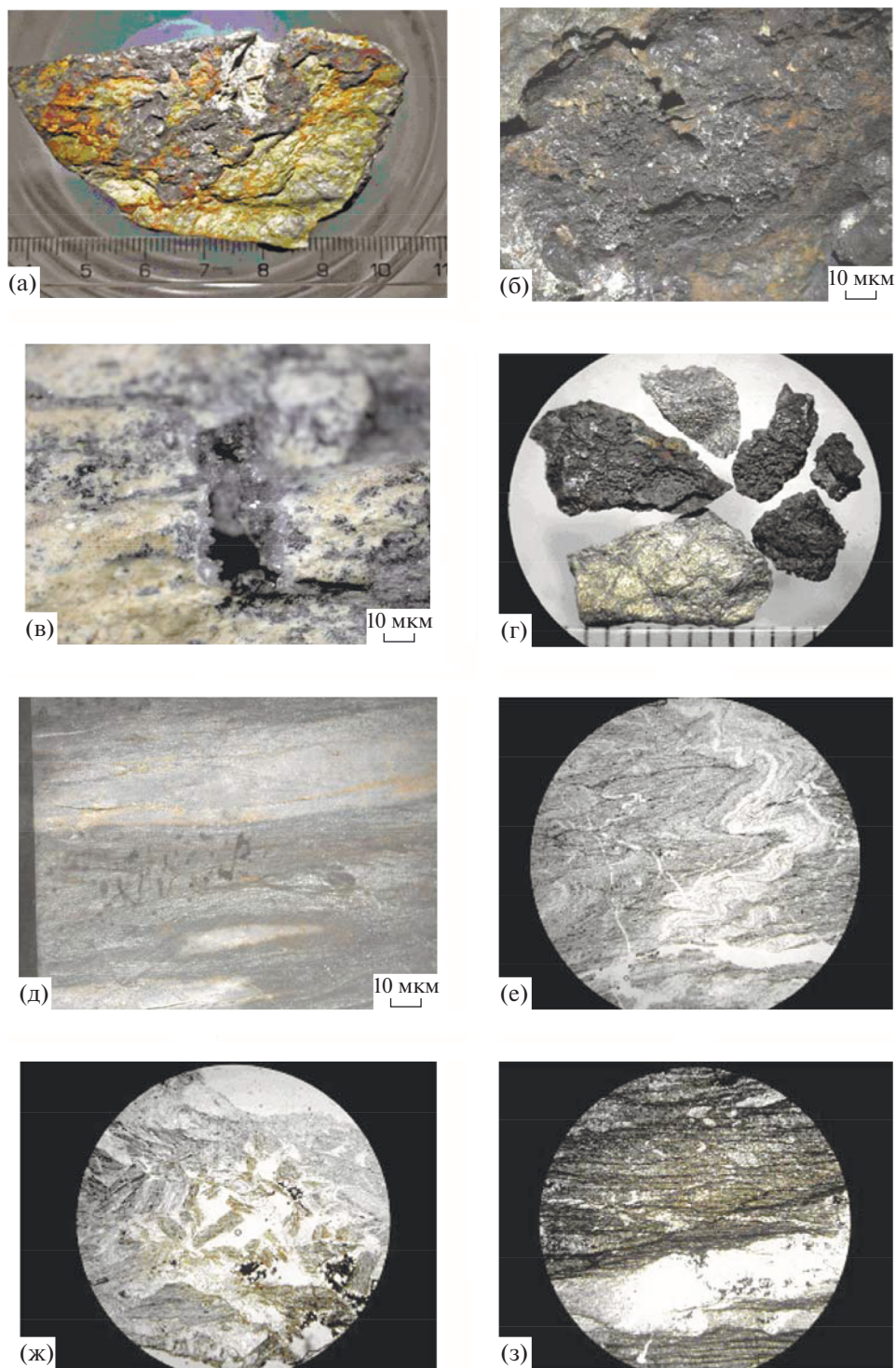


Рис. 2. Сланцы банки Кашчеварова под стереомикроскопом и поляризационным оптическим микроскопом: (а–г) – слюдисто-кварцевые: общий вид железомарганцевой корки на сланце (а) и ее внутреннее строение (б); (в) – полости, выстланные кварцевыми щетками; (г) – пиритовые и железисто-пиритовые корочки из полостей (цена деления линейки 1 мм); (д) – кварцево-слюдистые: выклинивающиеся слои кремнистого состава и гнезда с гидроксидами красного цвета; (е–з) – микротекстуры сланцев: (е) – плейчатая, (ж) – брекчевидная, (з) – сгущение слоев рудной пыли под давлением кварцевого прослоя.

угловатые обломки сланцев, которые представляют местный материал, характеризующий строение данного участка. Детальное изучение этих образцов было произведено в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН комплексом инструментальных физико-химических методов анализа.

Макроскопические исследования каменного материала, в том числе приготовление специальных препаратов для оптической и электронной микрокопии, включали широкое использование стереомикроскопов Stemi DV4 и StereoDiskovery V12. Микроскопические, петрографические и минералогические исследования шлифов и аншлифов сланцев проведены в поляризованном проходящем и отраженном свете с применением двух модификаций оптических микроскопов AxioPlan2 с расширенным набором опций и цифровых камер.

Электронно-микроскопические исследования и микрорентгеноспектральный анализ выполнены с помощью сканирующих электронных микроскопов (СЭМ) двух моделей – JSM-6490LV с системами энерго- (ЭДС) и волнодисперсионного (ВДС) анализа Oxford INCA Energy и INCA WAVE и двухлучевого микроскопа с катодом типа Шоттки TESCAN LYRA 3 XMH, оснащенного системой микроанализа Oxford AZtec Energy. Для автоматизации процесса поиска металлосодержащих минеральных фаз применялось программное приложение INCAFeature Oxford Instruments. Напыление поверхности образца производилось углеродом в вакууме. Поиск и фотодокументирование минеральных фаз в препаратах велись в режиме обратно рассеянных электронов. Получение их изображений в ходе микроанализа на СЭМ производилось в режиме вторичных и отраженных электронов.

Валовый многокомпонентный анализ порошковых проб сланцев проведен методами плазменной спектроскопии с помощью атомно-эмиссионного спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Thermo Scientific iCAP 7600 Duo ICP-AES и масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7500c ICP-MS. Предел определения элементов составлял 0.005–0.01 г/т. Определение содержания SiO_2 , H_2O и ППП (потерь при прокаливании, 950°C) выполнено методом гравиметрии, а FeO – методом титриметрии. Перед анализом пробы подвергались кислотному разложению по стандартным аттестованным методикам.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАНКИ КАШЕВАРОВА

Банка Кашеварова является частью неотектонической структуры вала Кашеварова, протягивающегося с северо-запада на юго-восток на расстояние, превышающее 800 км. Ширина вала по

ограничивающим его разломам около 50–75 км. Он представляет собой систему горстов и поднятий палеозой-мезозойского складчатого фундамента. Небольшая мощность чехла (0.25–0.5 км) в осевой зоне вала Кашеварова, а также отсутствие чехла на значительных площадях при глубинах моря около 200 м (банки Ионы и Кашеварова) позволяет предполагать, что вал в виде участков островной суши выступал над уровнем моря еще в позднем плиоцене–плейстоцене. Предполагается, что эвгеоантиклинальный режим в этом регионе существовал в течение палеозоя–мезозоя вплоть до эоцена. К этому времени вал представлял протяженную островную дугу, которая закончила развитие к неогену, а затем была эродирована. Ее южная часть опустилась на 0.5–1 км и была перекрыта верхнеплиоцен-четвертичными отложениями [14, 15].

Банка Кашеварова, как и другие крупные возвышенности на погружном шельфе Охотского моря, является выходом гетерогенного докайнозойского акустического фундамента. Он сложен метаморфическими, интрузивными, вулканогенными и осадочными породами. Метаморфические породы представлены амфиболитами, гнейсами, кварц-биотит-мусковитовыми и кварц-альбит-хлоритовыми сланцами, которые сформировались на умеренной глубине при $T = 524\text{--}560^\circ\text{C}$ и $P = 6.0\text{--}7.5$ кбар [22]. Здесь же обнаружены метаэффузивы, филлиты, а также контактово-метаморфизованные породы – биотит-кордиеритовые роговики. Среди интрузивных пород выделяются 2 комплекса: позднеюрский (диориты, гранодиориты и граносиениты) и меловой (диориты, гранодиориты, граниты и плагиграниты) [24]. Вулканогенные породы подразделяются на поздне-мезозойские (раннемеловой базальт-андезитовый и поздне-меловой дацит-риолитовый комплексы) и кайнозойские, к которым относятся эоценовые андезиты, кластолавы риолитов и позднеолигоценовые андезиты. Первые слагают небольшие участки, приуроченные к зонам разломов на юге этой морфоструктуры, а вторые – на северо-востоке [17, 18]. Осадочные породы представлены песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами поздне-триасового возраста, включающими угловатые и слабо окатанные обломки гранитов и метаморфических пород. Плохая сортировка обломочного материала свидетельствует о близости источников сноса и высокой скорости осадконакопления [11]. Осадочные отложения прорваны интрузиями поздне-меловых гранитоидов, что привело к контактово-термальному метаморфизму. Это выразилось в биотизации и зеленокаменном изменении вулканитов и в образовании роговиков, сланцев и филлитов по осадочным породам [22].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералогия сланцев

Изученные образцы сланцев представляют собой плотные породы серого цвета с тонкозернистой структурой (размер зерен 0.01–0.03 мм) и тонкослоистой текстурой. На их поверхности со ступенчатыми сколами пятнисто развиты пленки гидроксидов железа, черные корочки из марганцевых микроконкреций, иногда на порошковидной карбонатной подложке. По соотношению главных минералов они подразделены на серицит-кварцевые и кварц-серицитовые разности сланцев.

Серицит-кварцевые сланцы имеют полосчатую, сланцеватую текстуру, обусловленную чередованием тонких от 0.2 до 2 мм слоев главным образом серицитового, кварцевого, серицит-кварцевого, реже биотит-кварцевого состава при наличии микрочешуйчатого хлорита и гидроксидов железа. Чешуйки серицита и биотита, как правило, линейно ориентированы в кварц-серицитовых и, реже, в мономинеральных слоях. Рассеянная тонкая “рудная пыль” тяготеет к границам слоев этой полосчатой породы, по которой также развиты и редкие скопления мельчайших зерен титанистого минерала (сфена или рутила) и гидроксидов железа.

Сланцы местами разбиты тонкими прожилками кварца. Довольно часто в этих прожилках в ассоциации с розетковидными хлоритовыми образованиями, окрашенными в яркий оранжевый цвет гидроксидами железа, присутствуют кристаллы рутила до 0.5 мм и, иногда, скопления его мелких кристаллов. Изредка в гнездах мелкозернистого кварца размером до 2 мм обнаружены скопления мелких (до 0.2 мм) марганцевых скорлуповатых концентрически-зональных микроконкреций. Встречаются мелкие полости, стенки которых выстланы кварцевыми щетками (рис. 2в), реже пиритовыми корками (рис. 2г). В сравнительно толстых бугристых железисто-пиритовых корках пустоты выполнены красными полупрозрачно-стекловидными гидроксидами. В шлифах местами наблюдается плейчатая (рис. 2е) и брекчевидная (рис. 2ж) микротекстура с плавающими микрообломками в кварцевом цементе.

Примерный минеральный состав породы: кварц – 35–40%, серицит (мусковит) – 25–30%, биотит – 5%, хлорит – 5–10%, рутил – 1%, рудный минерал – 4–10%.

Кварц-серицитовые сланцы имеют также полосчатую, сланцеватую, текстуру в виде чередования тонких от 0.2 до 8 мм слоев серицитового и серицит-биотит-кварцевого состава. На отдельных участках плейчатого строения слои в разной степени смяты в микроскладки. Мелкочешуйчатые и пластинчатые серицитовые и биотитовые выделения обычно линейно ориентированы, согласно текстурному рисунку породы. Под микро-

скопом видны кварцевые и кварцево-слюдистые прослои и линзы (рис. 2д), содержащие отдельные гнезда и единичные нитевидные прожилки стекловидных красных гидроокислов. На отдельных участках плейчатого строения кварцевые прослои в разной степени смяты в микроскладки. При этом характер прерывисто-послойного развития “рудной пыли” согласуется с изгибом кварцевых прослоев (рис. 2з). Примерный минеральный состав породы: кварц – 35%, серицит – 40%, биотит – 10%, рутил – ед. зерна, рудный минерал и гидроксиды железа – 15%.

По данным смектрометрии и микроскопии выявлено, что в основной кварцево-алюмосиликатной матрице сланцев встречаются участки, в разной степени обогащенные железом, а также присутствуют пятнистые выделения кремнистого, железистого, железомарганцевого состава и, изредка, апатит и галит.

Геохимия сланцев

Химический состав изученных образцов приведен в табл. 1, 2. Содержание SiO_2 в сланцах варьирует от 63.80 до 65.89%, Al_2O_3 – от 15.16 до 17.15%. Для всех образцов характерно преобладание калия над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.3\text{--}1.8$). По соотношению элементов (атом. вес) обе разновидности сланцев относятся к калиево-магнезиальному ($\text{Na}/\text{K} < 1$, $\text{Ca}/\text{Mg} < 1$), высокожелезистому ($\text{Fe}/(\text{Ca} + \text{Mg}) = 2.47\text{--}7.60$) и высокоглиноземистому ($\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg}) = 1.33\text{--}1.48$) типу пород [25]. На классификационной диаграмме Петтиджона $\text{Na}_2\text{O}\text{--}\text{K}_2\text{O}$ изученные сланцы попали в поле лититовых песчаников (рис. 4), для которых характерно присутствие в породе глинистых минералов, обогащенных алюминием и обедненных щелочами [19].

По значению гидролизатного модуля ($\text{ГМ} = 0.33\text{--}0.39$) и суммы оксидов щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > 5\%$) изученные породы относятся к щелочным сиаллитам (обр. 1, 3 – нормосиаллит, обр. 2 – гипосиаллит). Значения титанового ($\text{ТМ} = 0.04\text{--}0.05$), железного ($\text{ЖМ} = 0.29\text{--}0.50$), фемического ($\text{ФМ} = 0.10\text{--}0.15$), алюмокремневого ($\text{АМ} = 0.24\text{--}0.26$), щелочного ($\text{ЩМ} = 0.55\text{--}0.79$) модулей также соответствуют нормосиаллиту (табл. 1) [30].

Содержания элементов, нормированных по постаршейскому австралийскому глинистому сланцу (РАAS) [26], в изученных породах показаны на рис. 3. Для основной части петрогенных элементов (рис. 3а) отмечается пониженные содержания относительно РАAS. Лишь для Na_2O коэффициент накопления (Кн от 1.9 до 2.3) показывает значительное превышение относительно стандарта, а в разных образцах – FeO , K_2O и P_2O_5 (Кн 1.2, 1.1 и 1.4 соответственно). Содержание редких элементов, нормированных на РАAS, по-

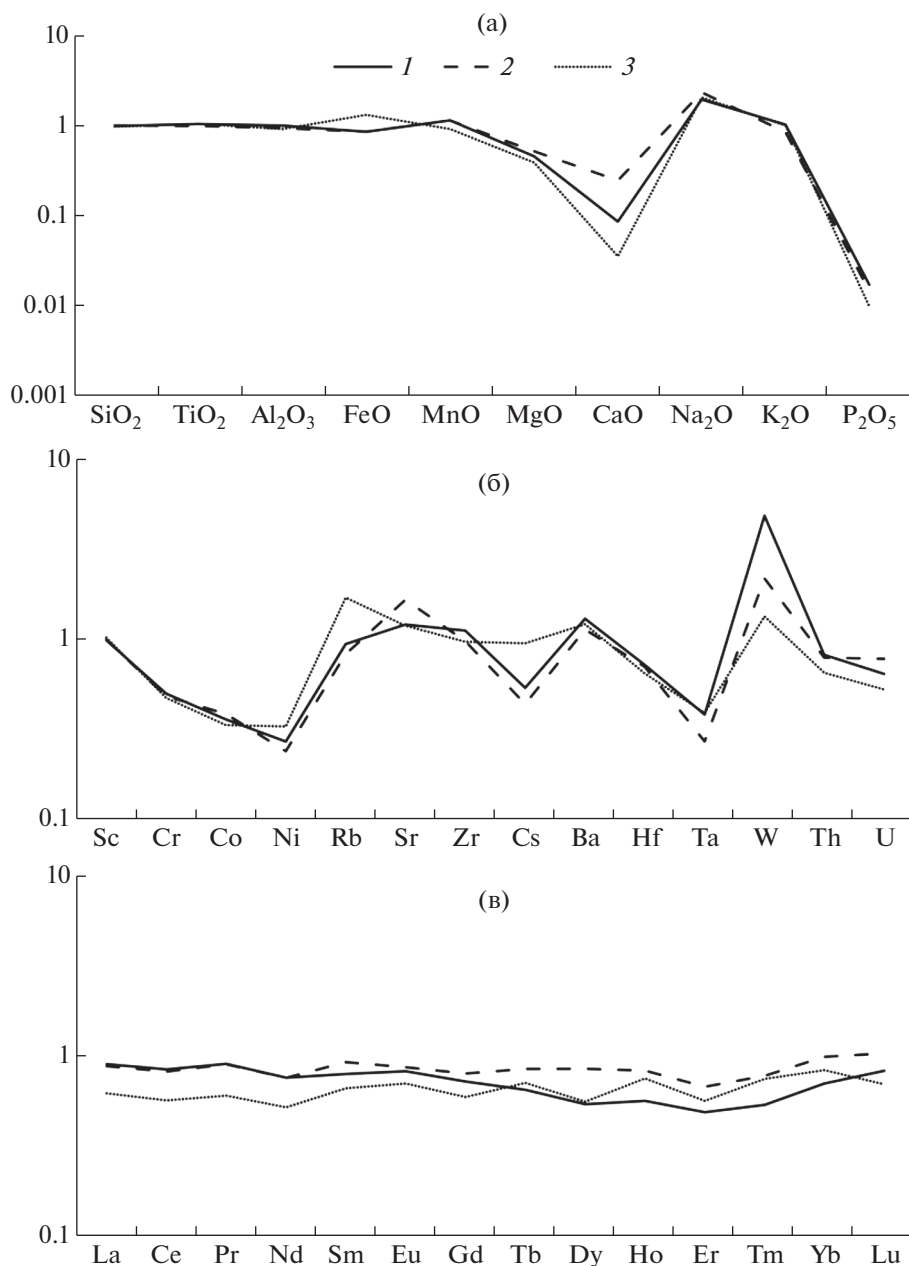


Рис. 3. Петрохимические характеристики сланцев по сравнению с NASC: 1, 2 – слюисто-кварцевые сланцы, 3 – кварцево-сланцевые сланцы (табл. 1)

казано на рис. 3б. Одни из них имеют значения, близкие к PAAS, другие – пониженные, особенно Cr, Co, Ni, Cu, Sn, Cs (Кн менее 0.5). Высокий коэффициент накопления, особенно в 1 образце, отмечается для W (до 3.8), Mo (до 2.4) и в 3 образце – для Pb (до 2.3) относительно стандарта PAAS.

Суммарное содержание РЗЭ в проанализированных сланцах ниже, чем в PAAS, и варьирует от 104 до 145 г/т (рис. 3в). Спектры распределения РЗЭ, нормированных по хондриту, близки к PAAS. Отношения La_n/Yb_n (5.2–8.9) ниже, чем в постар-

хейском сланце (9.1). Выраженная отрицательная Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 0.67–0.75$) характерна для осадочных пород [26].

Рудная минерализация

Во всех изученных образцах сланцев в том или ином количестве присутствуют вкрапленники мелких и пылевидных зерен минералов Mn, Fe, Cr, Ti, Ni, Cu, Zn, Sn, Ba, РЗЭ. Они встречаются в виде самородных элементов, интерметаллидов,

Таблица 1. Химический состав сланцев южного склона банки Кашеварова (%)

Элементы	1	2	3	Элем-ты и модули	1	2	3
SiO ₂	64.84	65.89	63.80	P ₂ O ₅	0.22	0.19	0.13
TiO ₂	0.74	0.70	0.74	H ₂ O ⁻	0.30	0.38	0.47
Al ₂ O ₃	17.15	16.03	15.66	ппп	3.45	2.64	3.02
Fe ₂ O ₃	2.80	1.80	6.34	Сумма	99.96	99.51	99.69
FeO	2.38	3.29	1.83	Na/Al	0.18	0.24	0.21
MnO	0.07	0.07	0.06	K/Al	0.38	0.33	0.40
MgO	1.32	1.50	1.13	Na/K	0.49	0.71	0.53
CaO	0.31	0.90	0.13	Ca/Mg	0.28	0.71	0.14
Na ₂ O	2.26	2.71	2.37	Fe/(Ca + Mg)	3.74	2.47	7.60
K ₂ O	4.12	3.41	4.02	Al/(Na + K + Ca + Mg)	1.48	1.33	1.41

Примечание. 1, 2 – слюдисто-кварцевые сланцы, 3 – кварцево-слюдистые сланцы.

Таблица 2. Содержание микроэлементов (10⁻⁴%) в сланцах южного склона банки Кашеварова

Элементы	1	2	3	Эл-ты и модули	1	2	3
Be	1.84	1.83	2.25	U	1.72	2.09	1.41
Sc	14.80	14.90	15.30	La	28.89	28.19	19.98
V	155.70	150.80	161.80	Ce	61.72	60.09	41.63
Cr	62.60	60.70	59.30	Pr	7.17	7.13	4.79
Co	9.29	9.96	8.64	Nd	25.14	25.09	17.23
Ni	15.81	13.97	19.18	Sm	4.55	5.28	3.79
Cu	24.37	35.05	31.14	Eu	1.03	1.08	0.88
Zn	99.10	77.40	120.90	Gd	3.77	4.17	3.09
Ga	22.20	22.95	22.80	Tb	0.56	0.72	0.61
Rb	118.40	104.10	214.20	Dy	2.83	4.43	2.92
Sr	172.60	236.50	169.80	Ho	0.59	0.87	0.78
Zr	224.90	196.40	194.90	Er	1.67	2.31	1.93
Nb	10.33	9.45	10.22	Tm	0.27	0.39	0.37
Mo	2.42	1.24	1.60	Yb	2.19	3.08	2.60
Cd	0.10	0.12	0.07	Lu	0.40	0.50	0.34
Sn	1.48	1.65	1.92	Y	18.61	25.64	21.37
Cs	2.79	2.27	4.93	∑PЗЭ + Y	159.38	168.96	122.29
Ba	833.00	724.90	775.80	∑Ce/∑Y	4.20	3.00	2.60
Hf	4.56	4.47	4.09	Ce/Ce*	0.93	0.92	0.93
Ta	0.43	0.31	0.44	La _n /Yb _n	1.28	0.89	0.75
W	10.24	4.60	2.83	Ce*	0.92	0.93	0.93
Pb	18.54	17.40	46.31	Eu*	1.08	1.01	1.12
Th	10.14	9.79	8.08				

Примечание: 1, 2 – слюдисто-кварцевые сланцы, 3 – кварцево-слюдистые сланцы.

оксидов, сульфидов, сульфатов, фосфатов, редко вольфрамов (рис. 5, 6, 7, табл. 4).

Самыми распространенными оказались минералы железа. Из них в железосодержащей или крем-

нистой матрицах присутствуют (рис. 5г, бд, 7а) микрозерна (до 20 мкм) самородного железа, комплексных соединений Fe-Cr (с примесью Ni, Mn и Ti, реже Mo и Cu), редко окисленные зерна

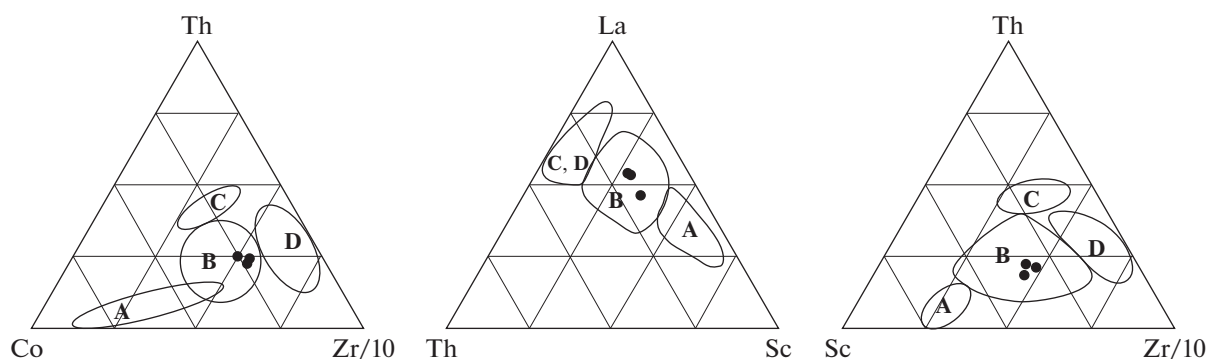


Рис. 4. Состав сланцев банки Кашеварова на треугольных диаграммах М.Р. Бхатия [19] для классификации тектонических обстановок накопления граувакк: А – океанические островные дуги; В – континентальные островные дуги; С – активная континентальная окраина; D – пассивная континентальная окраина.

Ni-Zn-Fe и вольфрамата железа (рис. 7б). Довольно часто встречается ильменит и рутил с примесью железа (рис. 5д).

Типоморфным для этих сланцев оказались никель и медь. Первый металл обнаружен как в самородном виде (рис. 6а, 6б), так и в составе Fe-Cr интерметаллида (до 11 масс.% Ni) и в комплексных оксидах состава Zn-Cu-Ni, Co-Ni-Sn, Ni-Pb-Sn (рис. 7в). Второй – в виде как тонких выделений самородной меди, мелких зерен цинкистой и сульфида меди (рис. 6в, г). Также выявлены единичные микрочерны оксидов свинца и цинка (рис. 7г, 7д). РЗЭ представлены моноцитом (рис. 5е, 6е, 7е) и, реже, ксенотимом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вопрос об источнике рудного вещества является одним из основных при выяснении процессов как морского рудообразования, так и рудоносности сланцев. В морских условиях поступление металлов может происходить совместно с терригенным веществом при эдафогенном размыве пород морского дна, при осаднении из морской воды, гидротермальных плюмов, метаморфических или поствулканических газо-гидротермальных флюидов.

Возраст биотит-мусковитового сланца банки Кашеварова, определенный K-Ag методом, – раннемеловой (122 млн лет) [23]. Следовательно,

Таблица 3. Химический состав (мас. %) рудной матрицы сланцев и железомарганцевых корок южного склона банки Кашеварова

Участки	Mn	Fe	Si	O	Na	Mg	Al	K	Ca	Ti	S	P	F	Cl	Ni	Zn	Ba
Слюдисто-кварцевые сланцы																	
1		23.37	18.39	39.51		0.88	11.15	6.70									
2		51.57	3.04	43.29		0.94	0.78					0.39					
3	0.26	33.57	7.19	49.40	1.09	1.78	2.44	0.51	0.79	0.24	0.18	2.16		0.39			
4	49.91	1.87	0.82	35.68	2.52	3.33	0.58	1.54	1.29		0.18			0.69	1.10	0.49	
5	36.41	6.00	0.56	46.40	2.87	2.45		0.53	2.11	0.27	0.33	0.80		0.47	0.82		
6	33.44	3.84	0.50	44.75	4.55	2.25		0.60	2.11		0.55	0.95	5.67	0.79			
7	23.78	13.43	8.03	40.45	5.20				2.86					6.26			
8	17.86	4.42	10.64	53.02	2.24	1.88	5.76	2.72	0.48	0.15		0.32		0.19	0.31		
Кварцево-слюдистые сланцы																	
9		27.31	10.29	48.49		1.81	9.22	2.84				0.57					
10		35.05	7.88	46.14			6.80	4.14									
11	0.52	39.90	14.49	35.96			5.48	3.66									
Железомарганцевые корки (ст. 29-96)																	
12	50.97	0.95		39.77	1.87	2.06		1.15	0.70								0.70
13	44.94	1.94	1.01	41.15	1.60	2.21	0.89	0.96	1.31	0.32				0.35	0.63		
14	28.89	10.95	9.81	35.43	1.08	1.63	0.61	1.43	0.73			2.04		0.22			1.48
15		26.00	24.74	43.70	2.34	1.62	0.91	2.42									

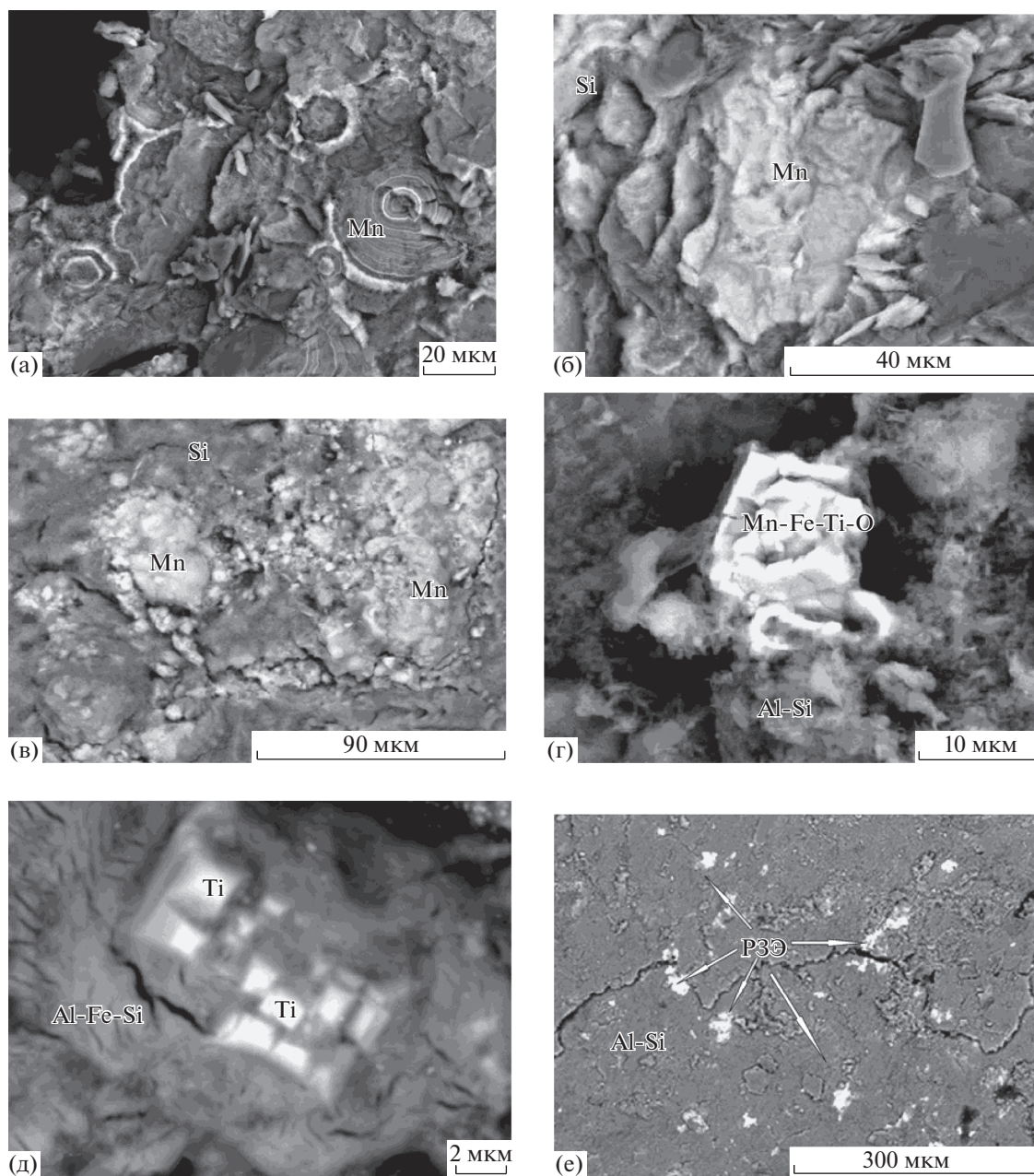


Рис. 5. Выделения рудного вещества в сланцах банки Кашеварова. Вид в отраженных электронах: (а) – корочка гидроксидов марганца; (б, в) – гидроксиды марганца в кремнистой матрице; (г) – оксид Mn-Fe-Ti в Al-Si матрице (табл. 4, зерно б); (д) – оксид Ti (рутил) в Al-Fe-Si матрице (табл. 4, зерно 12); (е) – фосфаты P3Э (монацит) в Al-Si матрице.

образование сланцев произошло в субаэральных условиях. В то же время, возникновение железомарганцевых корок на их поверхности могло произойти только в водной среде. То есть мы можем говорить о наложенной минерализации на ранее сформированные сланцы.

Основная тектоно-магматическая активизация (ТМА) фундамента системы Центрально-Охотских поднятий происходила на границе поздний мел–начало палеогена. Значения теплового потока (ТП) в пределах самого Центрально-

Охотского поднятия (Охотского свода) изменяются в интервале 42–90 мВт/м² со средними значениями 56 и 70 мВт/м². При этом первое значение характерно для платформ, испытавших активизацию на границе мела и палеогена, а второе – для платформ, активизированных в неогене. Импульсы ТМА, следовавшие в кайнозое, наиболее затронули периферийные части этой системы поднятий. Периоды ТМА особенно активно происходили в конце палеогена и в постмиоценовое время. В эти же периоды заложились и активно

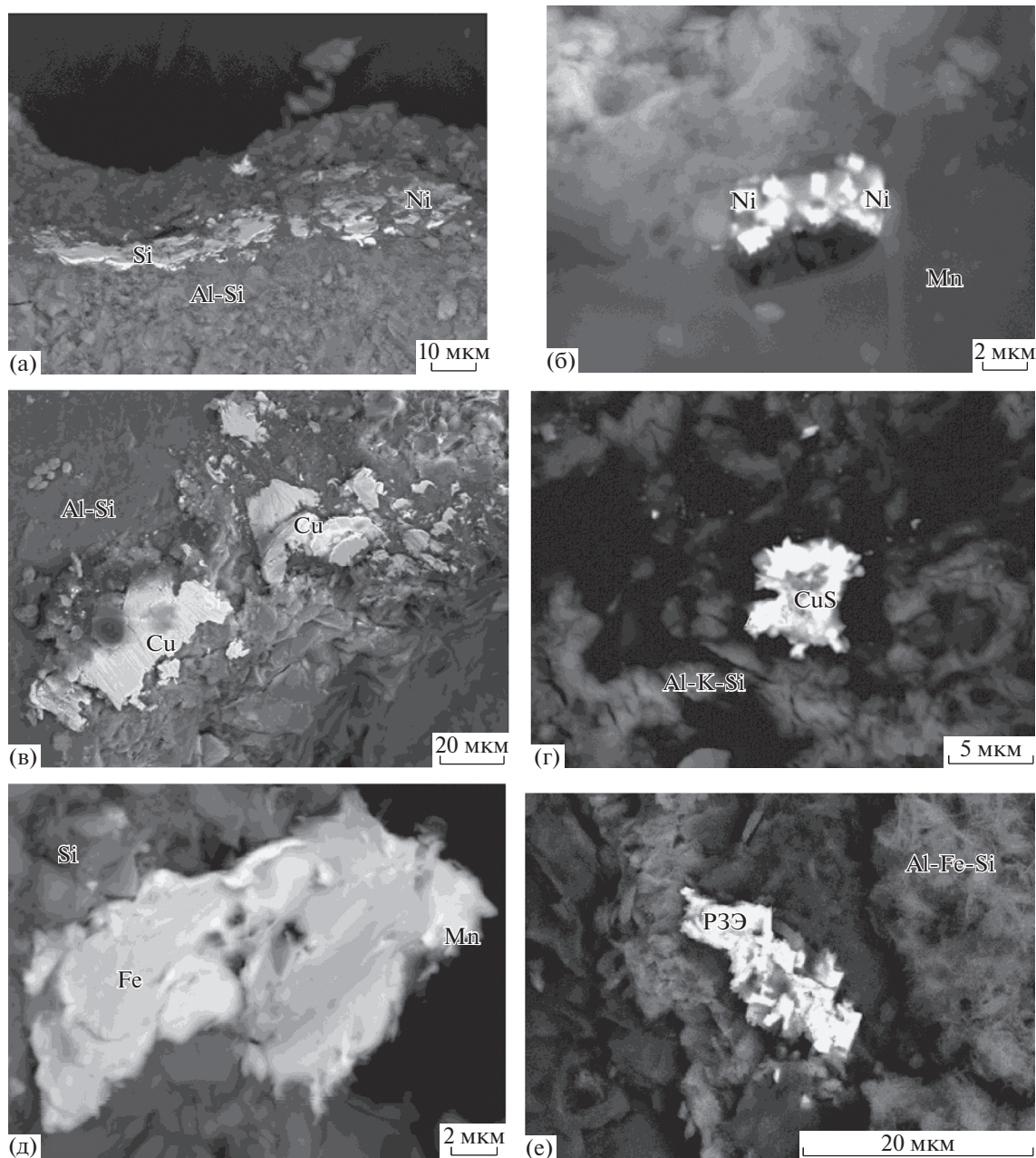


Рис. 6. Рудные зерна в сланцах банки Кашеварова. Вид в отраженных электронах: (а) – самородный никель в Al – Si матрице (табл. 4, зерно 14); (б) – самородный никель в Mn матрице (табл. 4, зерно 11); (в) – самородная медь в Al-Si матрице (табл. 4, зерно 13); (г) – сульфид меди в Al-K-Si матрице (табл. 4, зерно 7); (д) – самородное железо в кремнистой матрице (табл. 4, зерно 1); (е) – сростки кристаллов монацита в Al-Fe-Si матрице.

развивались осадочные бассейны по окраине современного моря, приразломные грабены, активизировались вертикальные и горизонтальные движения [12]. Большинство из высоких ТП находятся на границах основных неотектонических структурных элементов. Они обусловлены кондуктивными теплопотоками гидротерм, поднимающихся по этим разломам, на более низких горизонтах которых, вероятно, существуют в той или иной мере застывшие интрузивные тела [13].

Высокие значения ТП – 104 мВт/м^2 – выявлены в пределах Кашеваровского поднятия, что позволяет говорить о тектоно-магматической активизации этой неотектонической структуры в кайнозое.

Изученные сланцы обеднены рядом элементов относительно РААС. Это может быть связано с особенностью химического состава исходных протолитов, т.к. вулканические породы Охотского моря имеют пониженное содержание сидеро-

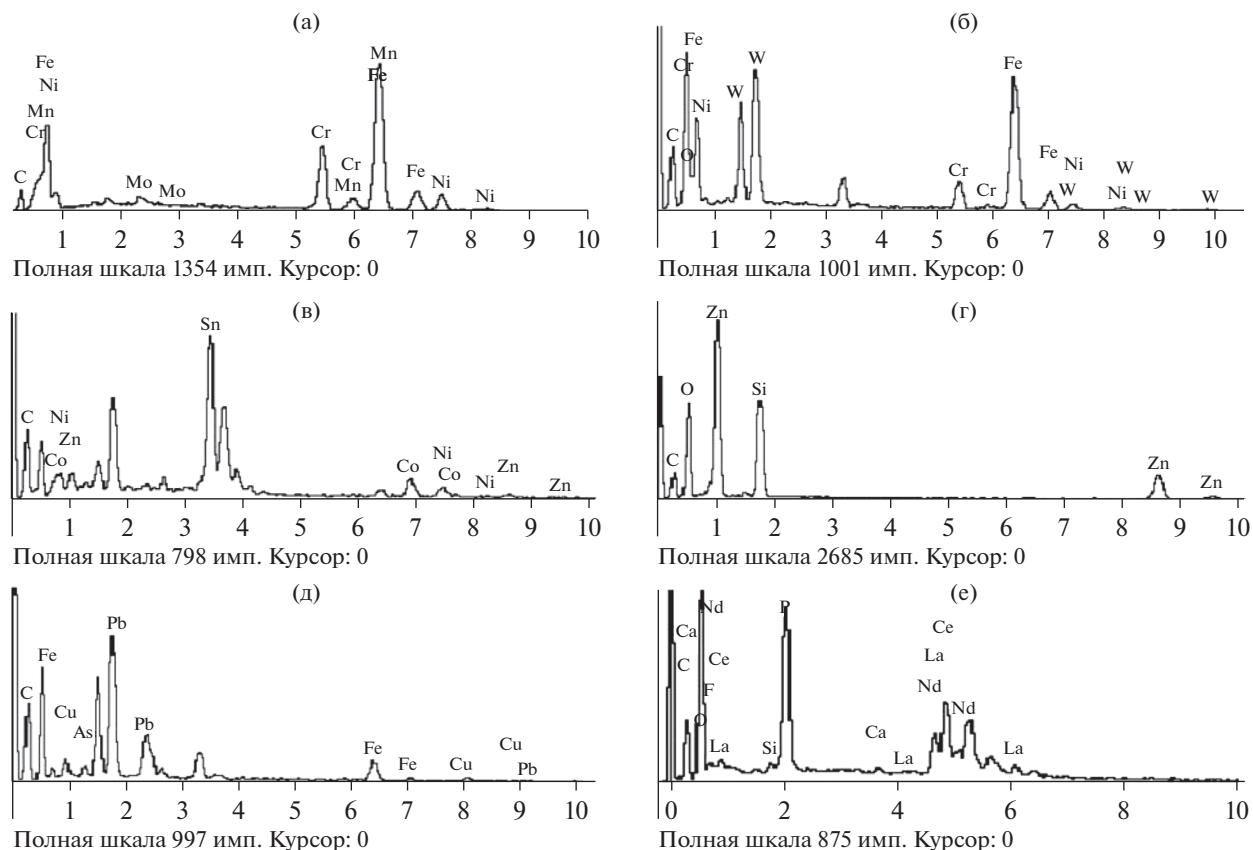


Рис. 7. Энергодисперсионные рентгеновские спектры рудных минералов (по оси абсцисс – энергия, кэВ, по оси ординат – интенсивность излучения): (а) – интерметаллическое соединение состава Мо-Ni-Cr-Fe; (б) – вольфрамат железа; (в) – комплексный оксид Zn-Ni-Co-Sn в Fe-Al-Si матрице; (г) – оксид цинка в кремнистой матрице; (д) – оксид свинца в Al-Si-Fe матрице; (е) – фосфат РЗЭ (монацит).

Таблица 4. Химический состав рудных зерен (масс. %)

Зерно	Fe	Mn	Ti	Cr	Ni	Cu	Zn	Mo	O	S	Cl	Si	Al	Na	Mg	K	Ca
1	97.07											1.94	0.99				
2	86.86	0.67							11.08			1.38					
3	66.86	1.15		17.58	10.87			2.62				0.93					
4	51.56			12.22					19.20	0.93		8.18	4.41	1.71	0.77	1.02	
5	43.01	0.86	15.96						31.14		0.78	3.92	3.72				0.61
6	26.15	3.77	35.18						33.53			0.92	0.45				
7	4.34					67.69			6.27	12.91	0.68	5.37	0.93		0.56	0.95	0.30
8	4.01				77.99				9.53	0.35		5.30	2.28			0.53	
9	3.45						33.05		36.36	0.17	0.23	13.44	8.44		2.27	2.31	0.27
10	2.78					86.39			7.52			2.50	0.81				
11	2.62	6.84			81.67				7.69			0.83					0.34
12	1.24		56.29						40.13			1.45	0.49			0.40	
13	1.01					96.05			2.94								
14	0.58				91.88				4.54			0.58	2.42				

фильных элементов (Co, Ni, Cr, V) [17]. Тем не менее, при детальном изучении образцов с помощью сканирующего электронного микроскопа в них было обнаружено значительное количество зерен разных металлов. Нельзя исключать, что некоторые из этих зерен могли находиться в первоначальных осадочных отложениях, особенно это касается фосфатов РЗЭ. Но наиболее вероятно, что образование большинства рудных зерен связано с гидротермальными водно-силикатными растворами, на интенсивную циркуляцию которых указывает наличие многочисленных кварцевых линз, жил, пустоток, стены которых выстланы щеточками кварца, иногда с микроглобулами марганца, или корочками пирита, а также выделения самородного железа, никеля и меди и наличие интерметаллических соединений. Формирование кварцево-рудной минерализации произошло после расланцевания пород и развития трещиноватости. Аналогичные зерна самородных металлов и интерметаллических соединений повсеместно встречаются как в железомарганцевых корках Охотского и Японского морей, так и в подстилающих их вулканических породах [5–8, 20].

Изученные сланцы характеризуются очень низким содержанием CaO (0.13–0.90%, что составляет от 0.1 до 0.7 PAAS). Существенное понижение карбонатности пород может происходить “вследствие повышенной агрессивности среды седиментации, вызванной присутствием кислых эксгаляций и гидротерм” [29, стр. 63]. В 1986 г. в 31-м рейсе НИС “Пегас” при драгировании южного склона банки Кашеварова с глубины 120 м был поднят крупный полуокатанный обломок пелитоморфного карбоната (доломита), поверхность которого была покрыта тонкой (1 мм) корочкой гидроокислов марганца. Содержание $S_{\text{карб}}$ составляет 8.49% (в пересчете на карбонат кальция – 70.4%). Долomit содержит незначительную примесь терригенных минералов алевро-песчаной размерности [9]. Принимая во внимание низкое содержание CaO в сланцах и наличие в этом районе обломков карбоната, можно сделать предположение о выщелачивании кальция и, вероятно, некоторых других элементов гидротермальными растворами и дальнейшем осаждении их в виде карбонатов. То же можно сказать и о марганце, учитывая наличие мало-мощных корочек на поверхности сланцев с содержанием никеля 1100 г/т.

Ниже по склону банки Кашеварова при драгировании в интервале глубин 1300–1200 м были подняты небольшие угловатые обломки железомарганцевых корок, толщиной до 2 см (рис. 1, ст. 29–96). Валовое содержание железа в корках достигает 14.5%, марганца – 16.0%. Во всех образцах обнаружены включения мелких зерен интерметаллических соединений: Mo-Cr-Ni, Ni-Cu, Ni-Cu-Sn-Pb, Cu-Pb-Sn, Sn-Cu, сульфиды меди,

сульфаты состава Zn-Ti-Ce, оксиды железа, сурьмы, титана, фосфаты легких РЗЭ [5]. Таким образом, составы рудной матрицы железомарганцевых корок нижней части склона банки Кашеварова и микрокорок в сланцах близки между собой (табл. 3). Кроме того, и корки, и сланцы содержат включения микрозерен одних и тех же металлов.

Современные оксидные марганцевые металлоносные отложения обнаружены в осадках впадины Дерюгина, северный склон которой является южным склоном банки Кашеварова (рис. 1). Осадочное тело их, мощностью порядка 40 см с содержанием марганца до 6%, образует субмеридиональное поле протяженностью около 220 км при ширине примерно 110 км, вытянутое вдоль Восточно-Дерюгинской шовной зоны [1, 4]. Присыпка глобулярного марганца наблюдается и внутри травертиноподобного барита, слагающего многочисленные баритовые холмы в этом районе [2, 10]. Здесь же обнаружены железо-марганцевые корки на поверхности небольшой возвышенности [5]. Рифтогенные процессы, с которыми связано образование впадины Дерюгина, активно проявились начиная с позднего олигоцена. Серия субвертикальных разломов в верхней части осадочного чехла на бортах прогиба свидетельствует о продолжающихся тектонических движениях. По этим разломам внедрялись магматический материал и высокотемпературные флюиды, с которыми связаны поверхностные гидротермальные образования позднемiocенового возраста [13].

Юго-восточная часть вала Кашеварова переходит в Кашеваровскую рифтогенную зону. Анализ геофизических данных указывает на то, что эта зона подверглась высокой тектоно-магматической активизации, которая началась еще в мезозое. В олигоцене–миоцене деструктивные геодинамические процессы привели к созданию рифтогенных условий. В связи с этим, кайнозойская переработка фундамента изучаемой площади должна была выразиться не только в образовании горсто-грабеновой структуры, но и в активизации глубинных магматических процессов, инициирующих новый этап вулканической деятельности. Этот этап мог завершиться лишь в плиоцене, в связи со сменой режима растяжения на режим регионального сжатия [21, 28]. В этой зоне в колонке донных осадков верхнеплейстоцено-голоценового возраста (ст. Ge99-31, рис. 1) обнаружены единичные мелкие кристаллы и изометричные зерна размером 2–5 мкм сульфидов: галенита, кубанита (CuFe_2S_3) и хейдеита $(\text{Fe,Cr})_1 + x(\text{Ti,Fe})_2\text{S}_4$. Кроме того, выявлен необычный комплекс аутигенных минералов. Это, прежде всего, марганцевый карбонат кутнагорит ($\text{Ca, Mn}[\text{CO}_3]_2$), манганокальцит, доломит, пирит с содержанием марганца до 5% [3]. В этом районе также были обнаружены гидротермальные желе-

зо-марганцевые корки с нонtronитом, предположительно, плиоцен-четвертичного возраста [16].

Учитывая кайнозойскую тектоно-магматическую активизацию в этом регионе и то, что банка Кашеварова до плиоцена возвышалась над уровнем моря, можно предположить, что возраст наложенной железомарганцевой минерализации в изученных сланцах — постмиоценовый. Вероятнее всего, поступление рудоносных растворов происходило по многочисленным проницаемым флюидонасыщенным разломам. Это подтверждается находками железомарганцевых корок как в верхних, так и в нижних частях склона банки Кашеварова, а также в граничащих с ней впадине Дерюгина и в Кашеваровской рифтогенной зоне.

ВЫВОДЫ

1. Позднемиоценовые сланцы банки Кашеварова представляют собой плотные породы серого цвета с тонкозернистой структурой и тонкослоистой текстурой, образовавшиеся в субэпиральных условиях. По соотношению главных минералов они подразделены на серицит-кварцевые и кварц-серицитовые. Изученные образцы их относятся к калиево-магнезиальному ($Na/K < 1$, $Ca/Mg = 0.14-0.71$), высокожелезистому ($Fe/(Ca + Mg) = 2.47-7.60$) и высокоглиноземистому ($Al/(Na + K + Ca + Mg) = 1.33-1.48$) типу пород. По значениям петрохимических модулей они аттестуются как щелочные силлиты.

2. Поступление рудного вещества связано, скорее всего, с гидротермальными водно-силикатными растворами, на интенсивную циркуляцию которого указывает наличие многочисленных кварцевых линз, жил, пустоток, стены которых выстланы щеточками кварца, иногда с микроглобулами марганца, или корочками пирита, а также выделения самородного железа, никеля и меди и наличие интерметаллических соединений. Формирование кварцево-рудной минерализации произошло после развития трещиноватости в сланцах в результате тектонических движений.

3. Формирование наложенной железомарганцевой минерализации на поверхности сланцев и по системе трещин происходило в морских условиях, возникших на поздних стадиях кайнозойской тектоно-магматической активизации региона, что свидетельствует о ее постмиоценовом возрасте.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования (тема № 121021700342-9).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Астахов А.С., Астахова Н.В., Сатарова В.В. и др.* Осадконакопление и рудогенез во впадине Дерю-

гина (Охотское море). Владивосток: Дальнаука, 2008. 288 с.

2. *Астахов А.С., Ивин В.В., Карнаух В.Н. и др.* Современные геологические процессы и условия формирования баритовой залежи в котловине Дерюгина Охотского моря // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 2. С. 200–214.
3. *Астахов А.С., Крецер Ю.Л., Кулинич Р.Г., Тиедеманн Р.* Карбонатная и сульфидная рудная минерализация в осадках Дерюгинской рифтогенной зоны Охотского моря // Докл. РАН. 2004. № 4. С. 511–516.
4. *Астахов А.С., Саттарова В.В., Свиинников А.И. и др.* Марганцевые металлоносные осадки котловины Дерюгина охотского моря: химический состав, геологические условия формирования // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 5. С. 13–31.
5. *Астахова Н.В.* Благородные и цветные металлы в железомарганцевых корках центральной части Охотского моря // Океанология. 2009. Т. 49. № 3. С. 440–452.
6. *Астахова Н.В., Колесник О.Н., Съедин В.Т.* Рудная минерализация в вулканических породах подводных возвышенностей Японского моря // Геохимия. 2014. № 2. С. 158–177.
7. *Астахова Н.В.* Формы нахождения и особенности распределения благородных и цветных металлов в железо-марганцевых корках Японского моря // Океанология. 2013. Т. 53. № 6. С. 769–785.
8. *Астахова Н.В., Леликов Е.П.* Особенности железомарганцевого рудобразования на подводном хребте Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Геология и геофизика. 2013. № 5. С. 676–686.
9. *Астахова Н.В., Горбаренко С.А.* Сравнительная характеристика карбонатных образований Охотского моря. М.: Изд-во ВИНТИ, 1988. 13 с.
10. *Астахова Н.В., Липкина М.И., Мельниченко Ю.И.* Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина Охотского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 1. С. 212–215.
11. *Бычков Ю.М., Корнев О.С., Неверов Ю.А., Нарыжный В.И.* Верхненорийские отложения в фундаменте Охотоморской плиты // Возраст геологических образований Охотоморского региона и прилегающих территорий / Под ред. Корнева О.С. Владивосток: ДВО РАН, 1989. С. 6–8.
12. *Веселов О.В.* Структура теплового потока Охотоморского региона // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск, 2000. Т. 1. С. 107–129.
13. *Веселов О.В., Семакин В.П., Кочергин А.В.* Тепловой поток и неотектоника района впадины Дерюгина (Охотское море) // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2. № 4. С. 312–322.
14. *Гнибиденко Г.С.* О рифтовой системе дна Охотского моря // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229. № 1. С. 163–165.
15. *Гнибиденко Г.С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
16. *Деркачев А.Н., Баранов Б.В., Карп Б.Я. и др.* Гидротермальные отложения как индикатор плиоцен-четвертичного вулканизма в центральной части

- Охотского моря // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 6. С. 782–785.
17. Емельянова Т. А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 147 с.
 18. Емельянова Т. А., Леликов Е. П., Съедин В. Т., Нарыжный В. И. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 3–18.
 19. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Склярова Е. В. М.: Интермент Инжиниринг, 2001. 288 с.
 20. Колесник О. Н., Астахова Н. В. Зерна цветных и благородных металлов в железомарганцевых образованиях и магматических породах подводных возвышенностей Японского моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 1. С. 80–88.
 21. Кулинич Р. Г., Обжиров А. И. Барит-карбонатная минерализация, аномалии метана и геофизические поля во впадине Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 4. С. 35–40.
 22. Леликов Е. П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992. 168 с.
 23. Леликов Е. П. Проблемы геологии дна Охотского моря // Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. С. 81–85.
 24. Леликов Е. П., Маляренко А. Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 268 с.
 25. Мишкин М. А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981. 196 с.
 26. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 384 с.
 27. Тектоническая карта Охотоморского региона. 1 : 2500000 / Под ред. Богданова Н. А., Хаина В. Е. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 2000.
 28. Харахинов В. В. Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Оха-на-Сахалине, 1998. 77 с.
 29. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
 30. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Petrogeochemistry and Ore Mineralization of Mica-Quartz Schists of the Southern Slope of the Kashevarov Bank (Sea of Okhotsk)

N. V. Astakhova^{a, #}, V. V. Ivanov^b, and K. I. Aksentov^a

^a*P'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

^b*Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

[#]*e-mail: n_astakhova@poi.dvo.ru*

Data on the structure, chemical and mineral composition of quartz-micaceous schists of the southern slope of the Kashevarov Bank of the Sea of Okhotsk are presented. The studied schists have a banded texture, due to the alternation of thin from 0.2 to 2 mm layers of sericite, quartz, less often biotite-quartz compositions, microscale chlorite and iron hydroxides. Scattered thin “ore dust” gravitates to the boundaries of the layers. Slates are broken by veins of quartz. The walls of small cavities are lined with quartz brushes, less often pyrite crusts. In all the studied samples of shale, in one or another quantity, inclusions of Fe, Mn, Ti, Cr, Ni, Cu, Sn, Zn, Pb, W, Ba, REE are present in native form or in the form of oxides, sulfides, sulfates, phosphates or intermetallic compounds. The source of the ore substance was probably post-intrusive fluids, possibly a water-silicate-carbon composition. Circulating in zones of increased fracturing and discontinuous disturbances, they release and move ore elements, followed by their deposition in shales or in the form of ferromanganese crusts.

Keywords: sericite-quartz shale, manganese, iron, nickel, copper, Kashevarov bank, Sea of Okhotsk