



GEOCHEMISTRY AND FORMATION STAGES OF ANOMALOUSLY COBALT-RICH FERROMANGANESE CRUST ON THE MIOCENE PETIT-SPOT VOLCANIC ROCKS OF ALBA GUYOT (MAGELLAN SEAMOUNTS, PACIFIC OCEAN)

E.A. Savina ¹, I.S. Peretyazhko ^{1✉}, I.A. Pulyaeva^{1,2}, Yu.D. Shcherbakov ¹, E.A. Gladkochub ³

¹ Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 1a Favorsky St, Irkutsk 664033, Russia

² JSC Yuzhmorgeologiya, 20 Krymskaya St, Gelendzhik 353461, Russia

³ Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

ABSTRACT. The index-species of calcareous nannoplankton in two cored wells, penetrating the Miocene rocks of the Alba Guyot, have been used to identify time intervals for deposition of the young (Pleistocene-to-modern, <1.8–0.2 Ma) Fe-Mn crust from Unit III in the complete section of the Magellan Seamounts Fe-Mn crusts, Late Miocene (>7–13 Ma) basanite tuff, tuffite sublayer (<5.6–7.0 Ma), as well as the ancient crust and buried nodules formed prior to the Early Miocene – Late Oligocene (>18–24 Ma). There have been discovered young Fe-Mn crust sublayers of contrasting composition and growth rate: early, enriched in Mn, Ni, Cu, Nb, and late, substantially ferruginous, with high REE, Y, Be, Sc, V, Zn, Rb, Cs, Sr, Zr, Hf, Mo, Sb, Pb, Th and U contents.

Disregarding the duration of a probable break in the deposition of ore matter (Fe-Mn oxyhydroxides), the young crust with a Co-chronometry-based thickness of ~4 mm was formed over a period of ~2.3 Ma with an average growth rate from 1.6 mm/Ma in the early sublayer to 2.2 mm/Ma in the late sublayer. A young Fe-Mn crust 4–8 mm thick began to form on Miocene rocks 4.5 to 2.3 Myr, when the guyot surface was at depths below the oxygen minimum zone in the ocean water column (>600–700 m). A contrasting change in the composition of the late sublayer (a significant increase in Fe, REE, Y, V, Zn, Sr, Zr, Hf, Mo, Sb, Pb, Th and U contents) could have been caused by a 500000-year-old rapid subsidence of the guyot to depths similar to present-day (1250–1500 m at the plateau level). The average Co concentration (0.8–1.0 wt. %) in the young Fe-Mn crust on Miocene rocks is almost twice that of the bulk composition of thick (multilayered) crusts in other parts of the guyot. Relatively small-scale distribution of the young Fe-Mn crust, anomalously enriched in Co, will apparently have an insignificant impact on the increase in inferred ore reserves on the Alba Guyot for this strategically important metal.

KEYWORDS: anomalously cobalt-rich Fe-Mn crust; Miocene petit-spot volcanoes; basanite; tuff; tuffite; calcareous nannoplankton biostratigraphy; geochemistry and Fe-Mn crust growth rates; Alba Guyot; Magellan Seamounts; Pacific Ocean

FUNDING: The study was supported by the RSF (grant No. 25-17-00128, <https://rscf.ru/project/25-17-00128/>).



EDN: CSAIKL

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Igor S. Peretyazhko, pgmigor@mail.ru

Received: November 7, 2025

Revised: November 28, 2025

Accepted: December 12, 2025

FOR CITATION: Savina E.A., Peretyazhko I.S., Pulyaeva I.A., Shcherbakov Yu.D., Gladkochub E.A., 2026. Geochemistry and Formation Stages of Anomalously Cobalt-Rich Ferromanganese Crust on the Miocene Petit-Spot Volcanic Rocks of Alba Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean). *Geodynamics & Tectonophysics* 17 (1), 0876. doi:10.5800/GT-2026-17-1-0876

ГЕОХИМИЯ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ АНОМАЛЬНО ОБОГАЩЕННОЙ КОБАЛЬТОМ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВОЙ КОРКИ НА ПОРОДАХ МИОЦЕНОВЫХ «PETIT-SPOT» ВУЛКАНОВ ГАЙОТА АЛЬБА (МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ, ТИХИЙ ОКЕАН)

Е.А. Савина¹, И.С. Перетяжко¹, И.А. Пуляева^{1,2}, Ю.Д. Щербаков¹, Е.А. Гладкочуб³

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

² АО «Южморгеология», 353461, Геленджик, ул. Крымская, 20, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

АННОТАЦИЯ. По индекс-видам известкового нанопланктона в кернах двух скважин, вскрывающих миоценовые породы гайота Альба, уточнены временные интервалы отложений молодой (от плейстоцена до современного периода, <1.8–02 млн лет) Fe-Mn корки из слоя III в сводном разрезе корок Магеллановых гор, базанитового туфа в позднем миоцене (>7–13 млн лет), прослая туффита (<5.6–7.0 млн лет), а также древнего разреза корки и погребенных конкреций, сформированных до раннего миоцена – позднего олигоцена (>18–24 млн лет). В молодой Fe-Mn корке выявлены контрастно различные по составу и скоростям роста прослой – ранний, обогащенный марганцем, Ni, Cu, Nb, и поздний, существенно железистый, содержащий более высокие концентрации REE, Y, Be, Sc, V, Zn, Rb, Sr, Zr, Hf, Mo, Sb, Pb, Th и U.

Без учета длительности возможного перерыва в отложении рудного вещества (оксигидроксидов Fe-Mn) молодая корка мощностью ~4 мм по оценкам Со-хронометрии формировалась на протяжении ~2.3 млн лет при средней скорости роста от 1.6 мм/млн лет в раннем прослое до 2.2 мм/млн лет в позднем прослое. Корка мощностью 4–8 мм начала отлагаться на миоценовых породах в интервале от 4.5 до 2.3 млн лет назад, когда поверхность гайота была на глубинах ниже зоны кислородного минимума в водной толще океана (>600–700 м). Контрастное изменение состава позднего прослая (значительное повышение содержаний Fe, REE, Y, V, Zn, Sr, Zr, Hf, Mo, Sb, Pb, Th и U) могло быть вызвано быстрым погружением гайота около 500 тыс. лет назад до глубин, близких к современным (1250–1500 м на уровне поверхности плато). Средняя концентрация Со (0.8–1.0 мас. %) в молодой корке, отложившейся на миоценовых породах, почти в два раза выше таковой для валового состава многослойных (толстых) корок в других частях гайота. Относительно небольшие масштабы распространения молодой Fe-Mn корки, аномально обогащенной Со, по-видимому, не окажут существенного влияния на прирост прогнозных ресурсов рудной массы гайота Альба на этот стратегически важный металл.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: аномально обогащенная кобальтом Fe-Mn корка; миоценовые «petit-spot» вулканы; базанит; туф; туффит; биостратиграфия известкового нанопланктона; геохимия и скорость роста Fe-Mn корки; гайот Альба; Магеллановы горы; Тихий океан

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование проведено при поддержке РФ (грант № 25-17-00128, <https://rscf.ru/project/25-17-00128/>).

1. ВВЕДЕНИЕ

Гайот Альба (17°00' с.ш., 154°20' в.д.) изучался с 1986 г. коллективами сотрудников ВНИИОкеангеология и «Дальморгеология» (1988–1998 гг.), а с 1996 г. по настоящее время – АО «Южморгеология» в экспедициях научно-исследовательских судов «Морской геолог», «Геолог Петр Антропов», «Севморгеология» и «Геленджик» [Bogdanov et al., 1990; Andreev, 2002; Melnikov, 2005].

Гайот имеет форму усеченной четырехгранной пирамиды с основанием 126×90 км по изобате 5100 м, осложненной сателлитными постройками (рис. 1).

Углы падения склонов основного массива достигают 35–40° и выволаживаются у основания до 2–8°. Плосковершинное плато размером 46×35 км находится на глубине 1250–1500 м. По данным геофизики, драгирования и поверхностного бурения на 1.0–1.5 м гайот слагают преимущественно вулканогенные породы. В основании гайота до глубины около 3000 м

находятся толеитовые базальты, а выше от изобаты 3000 м до плато – субщелочные базальты [Melnikov, 2005; Pletnev et al., 2020; Peretyazhko et al., 2023, 2024]. Осадочный чехол «карбонатной шапки» гайота сложен меловыми породами: мелководными ракушечняковыми, глубоководными биогермными и органогенно-обломочными известняками, эдафогенными брекчиями с карбонатным цементом. У подножия гайота залегают пелагические осадки: илы глинистые и глинисто-кремнистые вулканомиктовые мощностью 300–250 м, а на плато – илы и кокколито-фораминиферовые пески (до 250 м) неоген-голоценового возраста. Свободные от осадков поверхности (обычно вдоль кромки гайота и на склонах отрогов) покрыты Fe-Mn коркой.

На основании структурно-текстурных особенностей, состава и датировок (от ранних к поздним) для гайотов Магеллановых гор выделяется до пяти слоев Fe-Mn корок, формирование которых происходило на протяжении около 60–65 млн лет [Melnikov, Pulyaeva,

1994; Melnikov, 2005; Melnikov, Pletnev, 2013; Glasby et al., 2007]: в позднем палеоцене – раннем эоцене (слой I-1), среднем – позднем эоцене (слой I-2), позднем олигоцене – раннем миоцене (слой I-2b или базальное основание слоя II), среднем – позднем миоцене (слой II) и в плиоцене – плейстоцене до настоящего периода (слой III). Этапы отложения корок чередовались длительными временными интервалами, когда оксиды Fe и Mn (рудное вещество) не накапливались и частично растворялись. В полных разрезах корок (слоях I-1 → I-2 → I-2b → II → III) Магеллановых гор выделяется несколько значительных перерывов: более 13 млн лет в олигоцене между слоями I-2 и II (или между слоями I-2 и I-2b), около 3–4 млн лет в раннем миоцене при формировании слоя II и до 2–3 млн лет в раннем плиоцене между слоями II и III [Peretyazhko et al., 2024, 2025]. Значительный олигоценый перерыв разделяет два основных этапа отложения корок: древних (слой I-1, I-2) в палеоцене – эоцене и молодых (слой I-2b, II, III) в миоцене – плейстоцене.

Гайот Альба – один из наиболее детально изученных объектов Магеллановых гор. Здесь проводился пробоотбор драгами, тралами, дночерпателями, установками поверхностного бурения и профилирование (гидроакустическое, фототелевизионное, сейсмоакустическое, гидромагнитное). Более 20 лет назад данные опробования Fe-Mn корок гайота позволили де-

тально описать модель перспективного в недалеком будущем месторождения кобальтобогатых железомарганцевых руд с учетом характеристик их вещественного состава [Andreev, 2002]. Эти результаты учитываются при проведении геологоразведочных работ оценочной стадии на рудных полях Fe-Mn корок масштаба 1:50000, выполняемых АО «Южморгеология» в пределах российского кластера Магеллановых гор (гайоты Говорова, Коцебу, Альба и Вулканолог) по контракту между Международным органом по морскому дну (International Seabed Authority) и Министерством природных ресурсов и экологии Российской Федерации на 2015–2030 гг. [Peretyazhko et al., 2025].

Рудоносная площадь в пределах гайота Альба занимает ~1000 км². Основной тип руды представлен Fe-Mn корками средней мощностью 4.5 см (варьируется от 1 до 15 см). Кроме корок, на донных осадках встречаются конкреции и корковые конкреционные образования – обломки субстрата, чаще всего базальтов или литифицированных осадочных пород в железомарганцевой оболочке. Корки развиты на всех геоморфологических элементах гайота от батиметрического уровня ниже 600 м, а самые мощные из них встречаются на относительно небольших вершинах (вулканических куполах) в пределах отрогов. Наиболее богатые руды прослеживаются в интервале глубин 1350–3200 м, формируя почти сплошную рудную залежь, которая

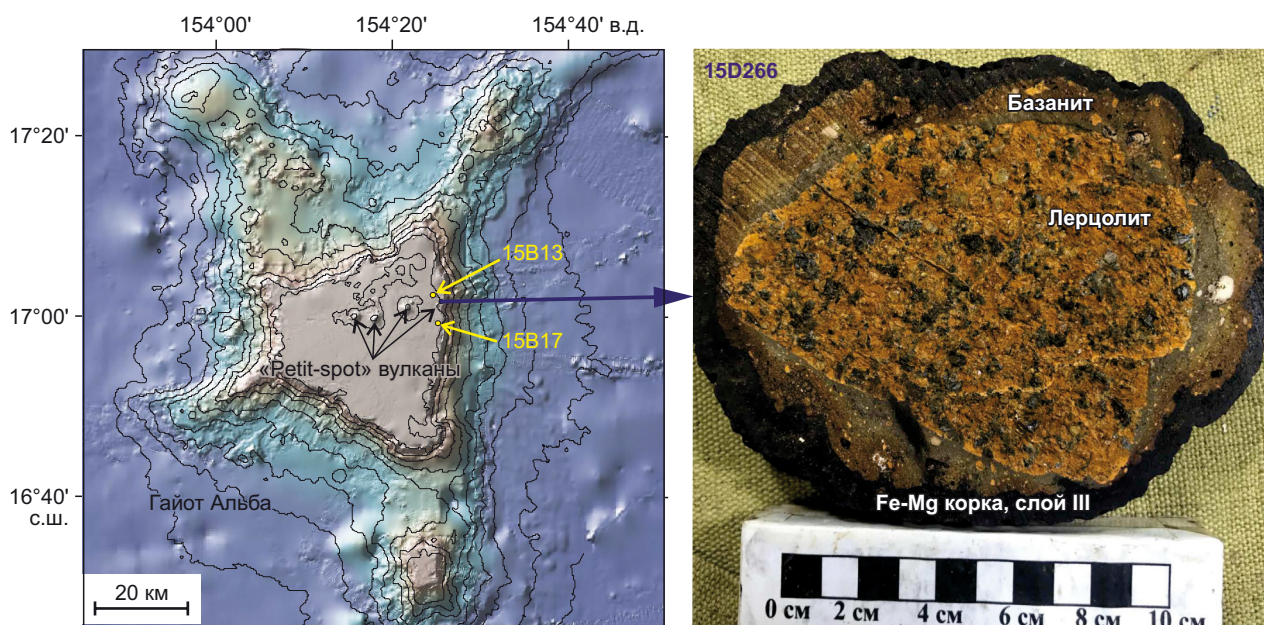


Рис. 1. Батиметрическая карта гайота Альба (изобаты проведены через 500 м).

Показаны точки бурения скважин 15B13, 15B17 и драгирования, где был поднят образец 15D266 базанита с ксенолитом лерцолита (оливин частично замещен на агрегат иддингсита), покрытый молодой кобальтобогатой Fe-Mn коркой (слой III в сводном разрезе корок Магеллановых гор). Черные стрелки указывают на конусы миоценовых базанитовых «petit-spot» вулканов на плато гайота.

Fig. 1. Bathymetric map of the Alba Guyot (isobaths are drawn at an interval of 500 m).

Shown here are the points of drilling wells 15B13 and 15B17, as well as the dredging site which yielded basanite sample 15D266, enclosing lherzolite xenolith (olivine partially replaced by iddingsite aggregate), covered with a young cobalt-rich Fe-Mn crust (Unit III in the complete section of the Magellan Seamounts Fe-Mn crusts). Black arrows indicate cones of Miocene basanite petit-spot volcanoes on the guyot plateau.

оконтуривает по периметру трапецевидное плато и отроги.

Разрез типичной корки гайота состоит их 3–4 слоев – снизу вверх: I-1 и I-2 (1.5–9.5 см); II (2–10 см) и III (0.5–5 см). В слое III выделяется также «сахаристый» внешний прослой мощностью до 0.5 см с аномально высоким содержанием Co до 1.0–1.5 мас. %, который отлагался на внутренних и нижних поверхностях глыб. Для кобальтобогатых руд характерен устойчивый средний состав по основным металлам (мас. %): 0.58 Co; 0.45 Ni; 21.3 Mn. Состав корок не зависит от пород субстрата, на которых они отлагались. С увеличением глубины от 1500 до более 3000 м среднее содержание Co монотонно снижается от 0.66 до 0.53 мас. %. Мощность корок подчиняется общей региональной закономерности для Магеллановых гор [Volkhin et al., 1995; Melnikov, 2005]: снижается с глубиной от 6.8 см в интервале 1400–2000 м до 5.9 см на глубине 2500–3000 м. Кроме глубины отложения, на вариации состава корок также оказывают влияние два фактора: морфология поверхности дна и гидродинамика природных течений, которые наиболее контрастно сочетаются в пределах резко выступающих форм рельефа, особенно вблизи небольших куполов, расположенных на отрогах гайота.

Итоговые результаты оценки рудной массы кобальтобогатых Fe-Mn корок по состоянию на 2002 г. сводятся к следующим по батиметрическим уровням [Andreev, 2002]: от 1400 до 2000 м – 17.1 млн т (32 %); от 2000 до 2500 м – 12.6 млн т (24 %); от 2500 до 3000 м – 23.5 млн т (44 %); итого в сумме для всего гайота – 53.2 млн т (100 %).

Целью настоящей работы было определение этапов формирования и особенностей геохимии наиболее молодой (слой III в сводном разрезе корок Магеллановых гор) аномально обогащенной кобальтом Fe-Mn корки, отложившейся на вулканических и вулканокластических породах (базанит, туф, туффит) после извержений миоценовых базанитовых «retit-spot» вулканов на плато гайота Альба. Для этого использовался комплекс исследований, включающий диагностику в кернах скважин индекс-видов известкового нанопланктона, по которым определялись временные интервалы их совместного существования в кайнозое, а также детальное изучение вариаций химического состава корки, отложившейся на базаните. В результате исследований получены оценки скорости роста и длительности отложения рудного вещества в молодой корке, охарактеризованы этапы ее формирования по Co-хронометрии и геохимическим данным на протяжении от 2.3 до 4.5 млн лет.

2. МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ

Для обнаружения микрофаунистических остатков (известкового нанопланктона) сколы фрагментов корок и осадочных пород изучались на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6390LA в Ботаническом институте РАН (г. Санкт-Петербург). Сколы раз-

мером до 1 см крепились на алюминиевые и латунные предметные столики электропроводящим углеродным скотчем марки Ted Pella Inc. и напылялись электропроводящим слоем 60–90 Å золота (чистота 99.96 %) на установке магнетронного распыления JEOL FINE COAT JFC-1100. Поверхность сколов изучалась при увеличениях до $\times 20000$ с помощью детектора вторичных электронов (SE) и ускоряющем напряжении 18 кВ. По SE изображениям фоссилизированные остатки известкового нанопланктона были систематизированы и идентифицированы до рода или вида. Возраст основных элементов разреза скважин и корки определялся по видовому составу комплекса известкового нанопланктона. Временные интервалы совместного существования комплексов нанопланктона уточнялись по биостратиграфическим данным для кайнозойских океанических осадочных пород. Основное внимание уделялось диагностике индекс-видов нанопланктона из зон и субзон хорошо разработанных биостратиграфических шкал по [Martini, Worsley, 1970; Martini, 1971; Bukry, 1978].

Образец корки на базаните изучался в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» (ИГХ СО РАН, г. Иркутск) методом сканирующей электронной микроскопии и энергодисперсионной спектроскопии (СЭМ ЭДС) на электронном микроскопе Tescan Mira-3 LMU, оснащенный детектором Ultim MAX-40 SDD и системой энергодисперсионного микроанализа (EDS) Aztec Energy XMax 50+ при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда < 0.5 нА и времени накопления спектров 30 с. Качество анализов контролировалось на эталонных образцах минералов, металлов и синтетических соединений из стандартных наборов для микроанализа, а матричные эффекты учитывались методом XPP в программном обеспечении AZtec (Oxford Instruments Nanoanalysis, UK). Фрагменты корки анализировались в режиме сканирования полированных участков площадью более 10 $\mu\text{м}^2$.

Вариации состава по разрезу корки определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляции (LA-ICP-MS) в ЦКП «Геодинамика и геохронология» (ИЗК СО РАН, г. Иркутск). Анализы выполнялись на комплексе оборудования: квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 (Agilent Technologies Inc., США) и эксимерном лазере Analyte Excite с длиной волны 193 нм, снабженным двухобъемной ячейкой HelEx II. Абляция проводилась в точках размером 110 $\mu\text{м}$ в потоке He при частоте излучения лазера 10 Гц и плотности энергии 3.02 Дж/см². Измерялись последовательно от 5 до 30 мс следующие изотопы для 51 элемента: ⁹Be, ²³Na, ²⁵Mg, ²⁷Al, ²⁹Si, ³¹P, ³⁹K, ⁴³Ca, ⁴⁵Sc, ⁴⁷Ti, ⁵¹V, ⁵²Cr, ⁵⁵Mn, ⁵⁷Fe, ⁵⁹Co, ⁶⁰Ni, ⁶³Cu, ⁶⁶Zn, ⁷¹Ga, ⁸⁵Rb, ⁸⁸Sr, ⁸⁹Y, ⁹⁰Zr, ⁹³Nb, ⁹⁵Mo, ¹¹⁸Sn, ¹²¹Sb, ¹³³Cs, ¹³⁷Ba, ¹³⁹La, ¹⁴⁰Ce, ¹⁴¹Pr, ¹⁴⁶Nd, ¹⁴⁷Sm, ¹⁵³Eu, ¹⁵⁷Gd, ¹⁵⁹Tb, ¹⁶³Dy, ¹⁶⁵Ho, ¹⁶⁶Er, ¹⁶⁹Tm, ¹⁷²Yb, ¹⁷⁵Lu, ¹⁷⁸Hf, ¹⁸¹Ta, ¹⁸⁴W, ²⁰⁵Tl, ²⁰⁸Pb, ²⁰⁹Bi, ²³²Th, ²³⁸U. Калибровочным стандартом было стекло SRM NIST 610, а вторичным (проверочным) стандартом – стекло SRM NIST 612 [Hollocher, Ruiz, 1995]. Измерения стандартных

образцов проводились через каждые четыре точки абляции. Для внутреннего стандарта использовалось содержание Al (средние СЭМ ЭДС значения во фрагментах корки, где проводилась абляция). Величина положительной цериевой аномалии в спектрах распределения REE корок рассчитывалась по выражению $Se^* = 2Ce/(La+Pr)$ для нормированных к PAAS (состав постахейского австралийского сланца по [McLennan, 1989]) содержаний по LA-ICP-MS данным.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ранее в работе [Peretyazhko et al., 2024] был описан известковый нанопланктон в ядрах двух скважин, вскрывших Fe-Mn рудные образования в разрезе наиболее молодых для гайота Альба миоценовых пород: Fe-Mn корки на базанитовом туфе (скважина 15B13) и на прослое туффита, отложившемся в древней корке и погребенных конкрециях (скважина 15B17).

В настоящем разделе приводятся уточненные результаты биостратиграфических исследований по разрезам этих скважин с акцентом на диагностику индекс-видов известкового нанопланктона во фрагментах наиболее молодой Fe-Mn корки. Представлены также результаты СЭМ ЭДС и LA-ICP-MS изучения, оценки скорости роста и длительности отложения рудного вещества по Со-хронометрии для аномально обогащенной кобальтом Fe-Mn корки, залегающей на миоценовом базаните.

3.1. Диагностика известкового нанопланктона

Керном скважины 15B13 вскрыта Fe-Mn корка (слой III по сводному разрезу корок Магеллановых гор [Peretyazhko et al., 2025]) средней мощностью ~2.8 см на пористом базанитовом туфе (рис. 2). В интервале 2.8–16.0 см обломки туфа угловатой формы и размером до 3 см в наибольшем сечении погружены в карбонатный цемент биоморфной структуры с остатками раковин фораминифер, содержащий мелкие зерна клинопироксена (Срх) и оливина (Ол).

Обломки базанита в туфе сложены стеклом, в разной степени замещенным в результате подводного выветривания, содержащим включения идиоморфных фенокристаллов, микролитов Срх, Ол и зерен шпинели. В туфе встречаются также многочисленные фрагменты мантийных пород: мелкие ксенолиты лерцолита, ксенокристаллы Ол, Срх и ортопироксена [Peretyazhko et al., 2023, 2024].

Из верхней части разреза ядра скважины 15B13 в интервале до 16 см были отобраны четыре пробы для биостратиграфических исследований. В слое III Fe-Mn корки (точки 1 и 2) обнаружены отпечатки известкового нанопланктона, представленного золотисто-коричневыми водорослями – кокколитофоридами (*Pseudoemiliana lacunosa*, *Syracosphaera pulchra*, *Umbilicosphaera sibogae*, *Gephyrocapsa* sp. cf. *G. oceanica* и *Coccolithus* sp. cf. *C. doronicoides*), сохранившими свои морфологические особенности. Период совместного существования этого комплекса нанопланктона находится

в интервале биозон CP13 – CP14 от 1.8 до 0.2 млн лет (по [Okada, Burky, 1980]), а наиболее частая встречаемость отпечатков *Pseudoemiliana lacunosa* (индекс-вид биозоны NN19 (по [Martini, 1971])) позволяет датировать период отложения слоя III молодой Fe-Mn корки начиная с плейстоцена (1.8–0.9 млн лет назад).

В пробах из карбонатного цемента туфа (точки 3–5) обнаружены остатки известкового нанопланктона миоцен-плиоценового возраста, а период совместного существования диагностированных видов соответствует биозонам CN7 и CN8 (по [Okada, Burky, 1980]), которые охватывают временной интервал среднего – позднего миоцена от 13 до 7 млн лет (рис. 2).

Керном скважины 15B17 вскрыт разрез Fe-Mn образований с туфогенным материалом. В интервале 0–1.2 см находится корка (слой III по сводному разрезу корок Магеллановых гор) с редкими карбонатными включениями. Ниже – от 1.2 до 4.0 см – расположен слой туффита обломочной структуры с алевропелитовой основной массой, содержащий включения планктоногенного известняка, прослой и обломки псаммитовой размерности полностью замещенного вулканического стекла, мелкие зерна Срх и Ол. Нижнюю часть разреза ядра составляют древние Fe-Mn образования: от 4.0 до 8.5 см две захороненные конкреции в карбонатно-фосфатной массе, частично размытой при проходке скважины, а в интервале от 8.5 до 14.0 см слой корки I-1, залегающий на базальте.

В рудном Fe-Mn материале и в основании прослая туффита изучался известковый нанопланктон в четырех пробах (рис. 2). В слое III корки и в глинисто-карбонатных включениях из этого слоя (точка 1) обнаружен комплекс нанопланктона плиоцен-плейстоценового возраста: *Umbilicosphaera sibogae*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Emiliana huxleyi*, *Ceratolithus cristatus*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Cyclococcolithina leptopora*. Преобладание в этом комплексе индекс-вида *Emiliana huxleyi* из биозон CN15 и NN21 указывает на отложение наиболее молодой генерации корки от позднего плейстоцена <0.2 млн лет назад.

В основании прослая туффита карбонатные включения содержат многочисленные остатки дискастеров и кокколитофорид. Наиболее часто встречаются *Discoaster brouweri*, *D. variabilis* и *D. surculus*, совместное существование которых охватывает период от позднего миоцена до плиоцена (биозоны CN9 – CN12a). Обнаружены также индекс-виды *D. berggrenii*, *D. pentaradiatus* и *D. quinqueramus*, распространение которых ограничивается поздним миоценом (нижней и верхней границей биозоны CN9) от 7.0 до 5.6 млн лет. Ниже по разрезу, между двумя погребенными Fe-Mn конкрециями, находится карбонатное включение с известковым нанопланктоном, период совместного существования которого был в раннем миоцене от 24 до 18 млн лет, соответствующий биозонам CN1 – CN4 (рис. 2). В нижней части ядра карбонатные включения в зоне контакта Fe-Mn корки слоя I-1 и погребенных конкреций (точка 4) обнаружены остатки кокколитофорид

биозон CP14 – CP16 от позднего эоцена до раннего олигоцена. При этом период совместного существования диагностированных видов ограничивается интервалом биозоны CP16 – от 38 до 34 млн лет.

3.2. Внутреннее строение и состав корки по СЭМ ЭДС данным

Кроме верхней части кернов скважин (рис. 2), слой Fe-Mn корки мощностью от 4 до 8 мм покрывает все

имеющиеся в нашей коллекции образцы миоценовых пород (базанит и туф). Детально изучено строение и состав Fe-Mn корки на образце базанита, содержащем ксенолит лерцолита (см. рис. 1). Мощность корки на этом образце составляет ~4.0–4.5 мм. От поверхности базанита в интервале ~ 3 мм для корки характерна тонкоритмичная слоисто-столбчатая текстура: микроскопические изогнутые слойки мощностью до 2–4 мкм образуют блоки, разделенные субпараллельно

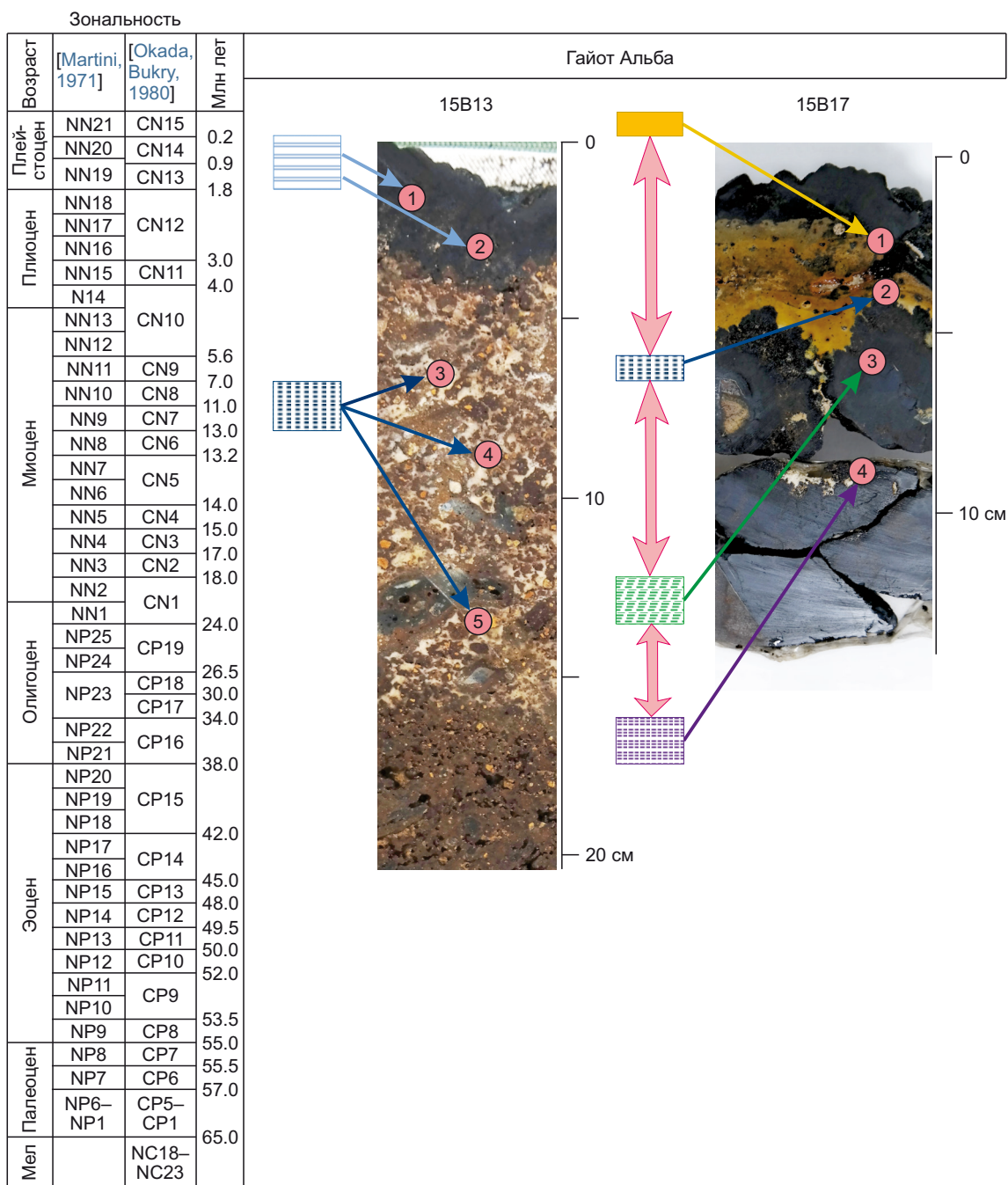


Рис. 2. Хроностратиграфический разрез по кернам скважин 15B13 и 15B17, основанный на диагностике индекс-видов известкового нанопланктона (см. пояснения в тексте). Зональность биостратиграфических шкал по [Martini, 1971; Okada, Burky, 1980].

Fig. 2. Chronostratigraphic section along cored wells 15B13 and 15B17 based on the diagnostics of index species of calcareous nannoplankton (see text for explanations). Zonation of biostratigraphic scales after [Martini, 1971; Okada, Burky, 1980].

ориентированными столбцами разной толщины (рис. 3, а). Этот ранний прослой корки выделяется по относительно яркому фону на BSE изображениях. Выше по разрезу залегает поздний прослой мощностью около 1 мм, состоящий из тонких изогнутых слоев, разде-

ленных плохо визуально различимыми (более темными по BSE) столбцами.

По данным Рамановской (КР) спектроскопии корка сложена плохо раскристаллизованным веществом, в котором основной рудной фазой является Fe-вернадит.

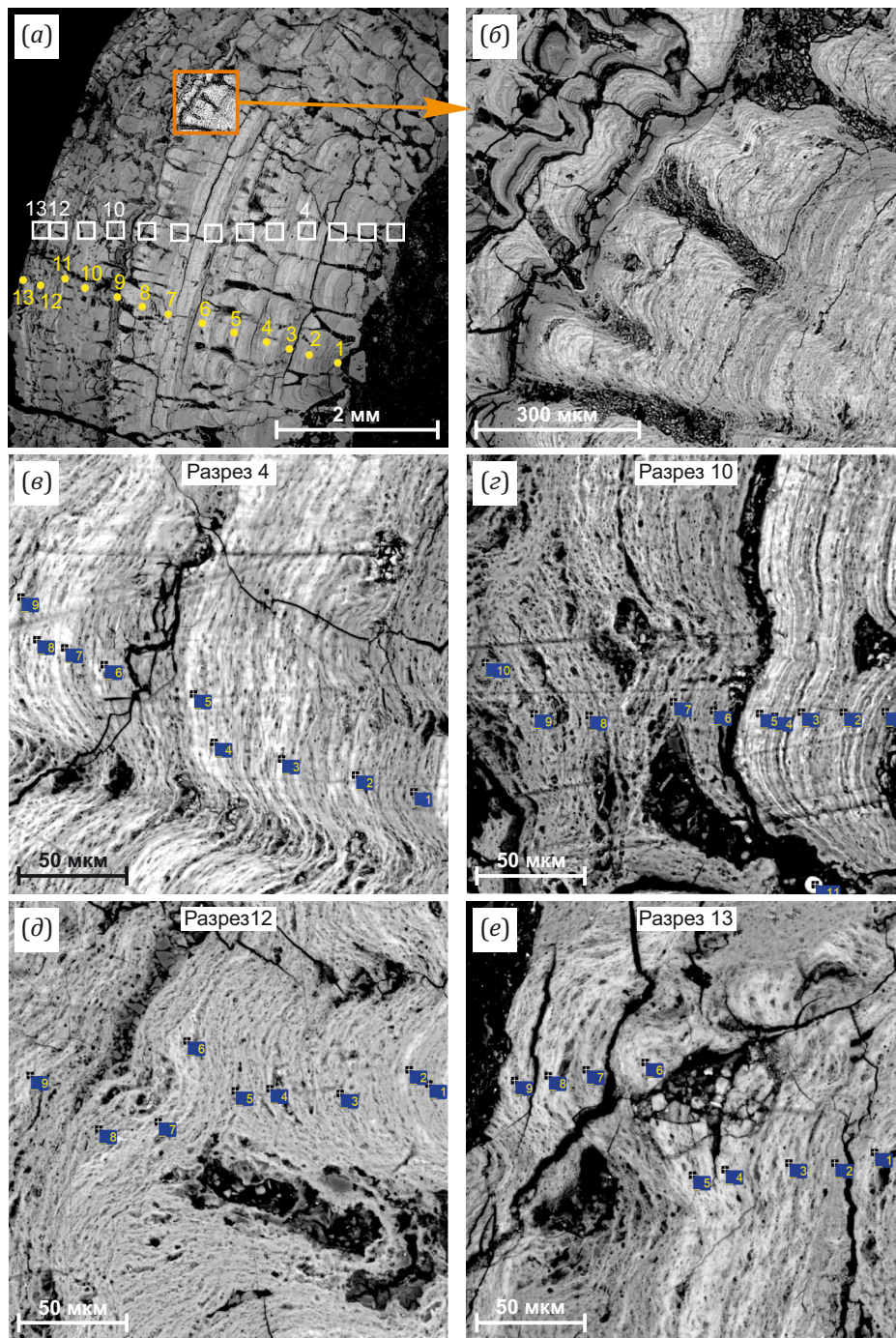


Рис. 3. Аномально обогащенная кобальтом Fe-Mn корка, залегающая на миоценовом базаните (BSE изображения).

(а) – общий вид: белые квадраты с номерами – области, изученные методом СЭМ ЭДС, в точках 1–13, выделенных желтым цветом, проводились LA-ICP-MS анализы; (б) – врезка 1×1 мм; (в–е) – фрагменты 200×200 мкм в областях 4, 10, 12 и 13. Синие квадраты с номерами – точки СЭМ ЭДС анализов.

Fig. 3. Anomalously cobalt-rich Fe-Mn crust on the Miocene basanite (BSE images).

(а) – a general view: numbered white squares indicate areas studied using SEM EDS; yellow points 1–13 are those where LA-ICP-MS analysis was performed; (б) – 1×1 mm inset; (в–е) – 200×200 μm fragments in areas 4, 10, 12 and 13. Numbered blue squares indicate SEM EDS study areas.

Положение и форма характеристических пиков этой фазы на КР-спектрах значимо не различаются в темных и светлых по BSE изображениям слоях корки, имеющих разное Mn/Fe отношение.

Локальный химический состав корки изучен методом СЭМ ЭДС (рис. 3). Средние составы по 8–10 точкам в 13 областях размером 200×200 мкм представлены в Прил. 1, табл. 1.1. На рис. 4 показан фрагмент корки размером 1×1 мм в суммарном по элементам изо-

бражении и в характеристических лучах Mn, Co, Ni, Mg и P.

Вариации основных компонентов корки находятся в интервале от 18 до 28 мас. % для Mn и от 8.5 до 11.7 мас. % для Fe. Нижний прослой (области 1–9) обогащен Mn относительно Fe (среднее значение Mn/Fe 3.3–2.0). Наиболее высокое отношение Mn/Fe (до 4.5) имеют самые темные на BSE изображениях тонкие слойки. Верхний прослой в областях 10–13 содержит

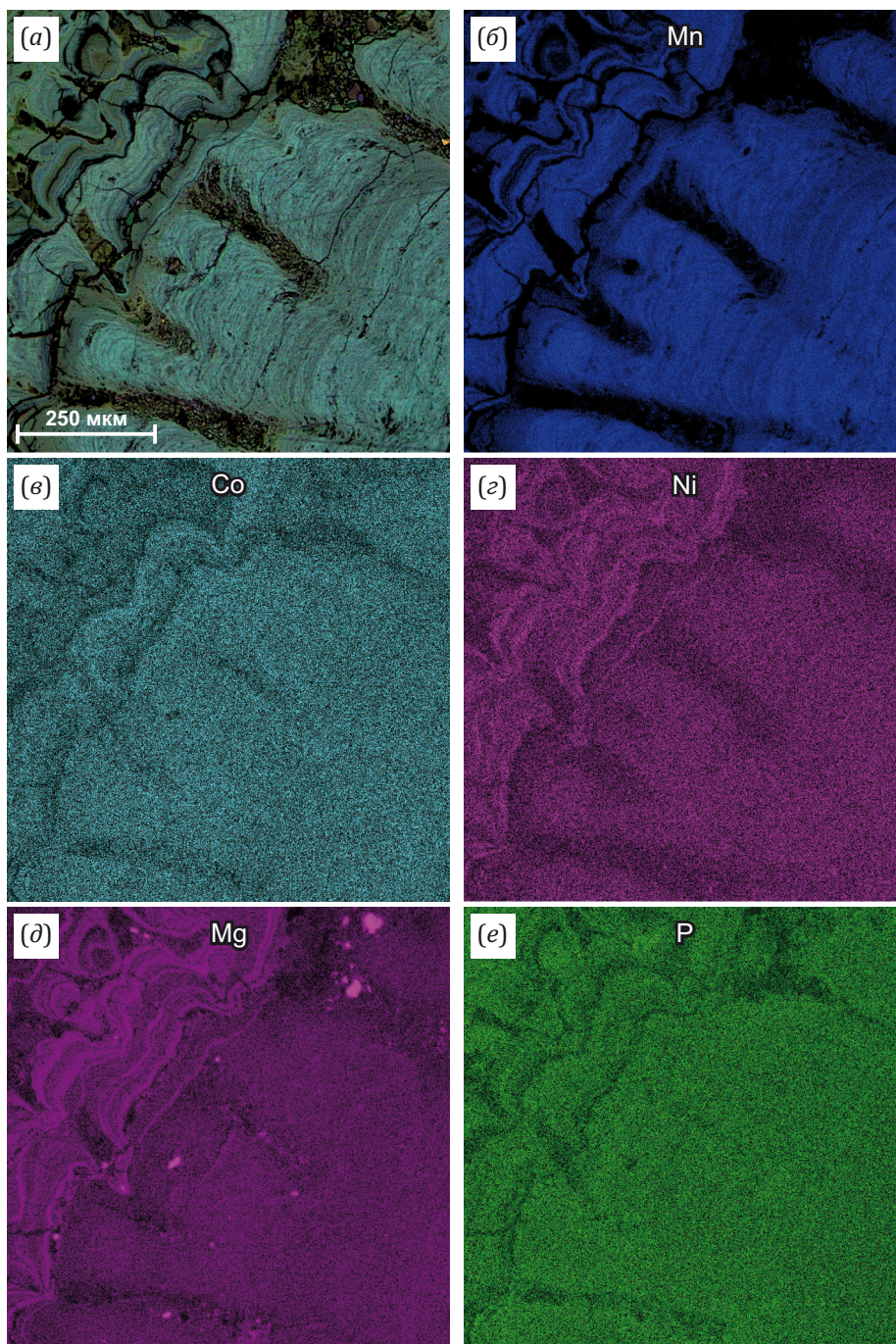


Рис. 4. Фрагмент Fe-Mn корки 1×1 мм в суммарном по элементам изображении и в характеристических рентгеновских лучах Mn, Co, Ni, Mg и P.

Fig. 4. A 1×1 mm fragment of the Fe-Mn crust in the element-based summary image and in the characteristic X-rays in Mn, Co, Ni, Mg and P.

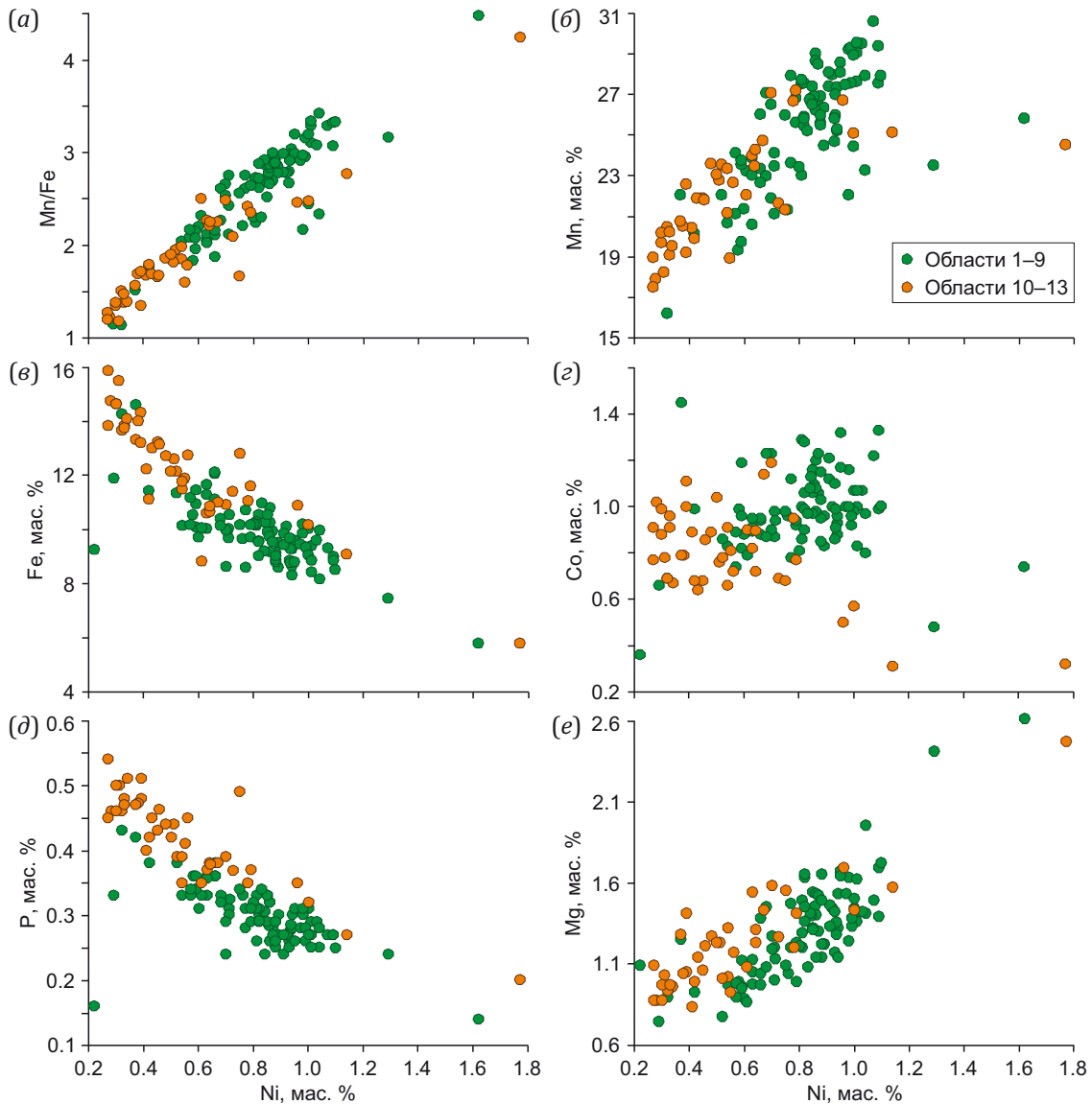


Рис. 5. Соотношения между содержаниями Ni и Mn, Fe, Mn, Co, P, Mg, отношением Mn/Fe в раннем (области 1–9) и позднем (области 10–13) прослое Fe-Mn корки по СЭМ ЭДС данным (Прил. 1, табл. 1.1).

Fig. 5. Relationships between Ni and Mn, Fe, Mn, Co, P, Mg contents, Mn/Fe ratio in the early (areas 1–9) and late (areas 10–13) Fe-Mn crust sublayers considering SEM EDS data (App. 1, Table 1.1).

больше железа относительно марганца (среднее значение Mn/Fe 1.7–2.2). Концентрации рудных компонентов изменяются значительно: от 0.2 до 1.8 мас. % для Ni и от 0.3 до 1.2 мас. % для Co. При снижении содержания Ni закономерно уменьшается Mn/Fe отношение (Fe возрастает, Mn снижается), уменьшаются концентрации Mg от 2.6 до 0.7 мас. %, увеличивается количество P от 0.15 до 0.55 мас. % и Si от 0.6 до 2.6 мас. % (рис. 5; Прил. 1, табл. 1.1). В среднем, Ni и Co содержится несколько больше в раннем (области 1–9) прослое корки (рис. 5, г). Отметим также постоянное присутствие во всех точках СЭМ ЭДС анализа S (0.3–0.8 мас. %), Cl (0.5–2.7 мас. %) и элементов-примесей (Al, Ti, Na, Ca, K), концентрации которых варьируются не закономерно и достигают в сумме 4.8 мас. % (Прил. 1, табл. 1.1).

3.3. Оценки скорости роста и длительности формирования прослоев корки

Установлено, что оксигидроксиды Fe и Mn крайне медленно (несколько миллиметров за миллион лет) отлагаются на обнаженных поверхностях горных пород гайотов и подводных гор в океанах [Hein et al., 2000; Hein, Koschinsky, 2014]. Скорость роста Fe-Mn корок и конкреций оценивают, используя изотопные характеристики Th ($^{30}\text{Thex}$, $^{230}\text{Thex}/^{232}\text{Th}$) и Be ($^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$), на основе которых были получены эмпирические выражения для расчета скорости роста корок по содержанию в них Co [Josso et al., 2019; Puteanus, Halbach, 1988].

Методом Co-хронометрии [Puteanus, Halbach, 1988] были рассчитаны скорости роста и длительности отложения рудного вещества в 13 фрагментах изученной

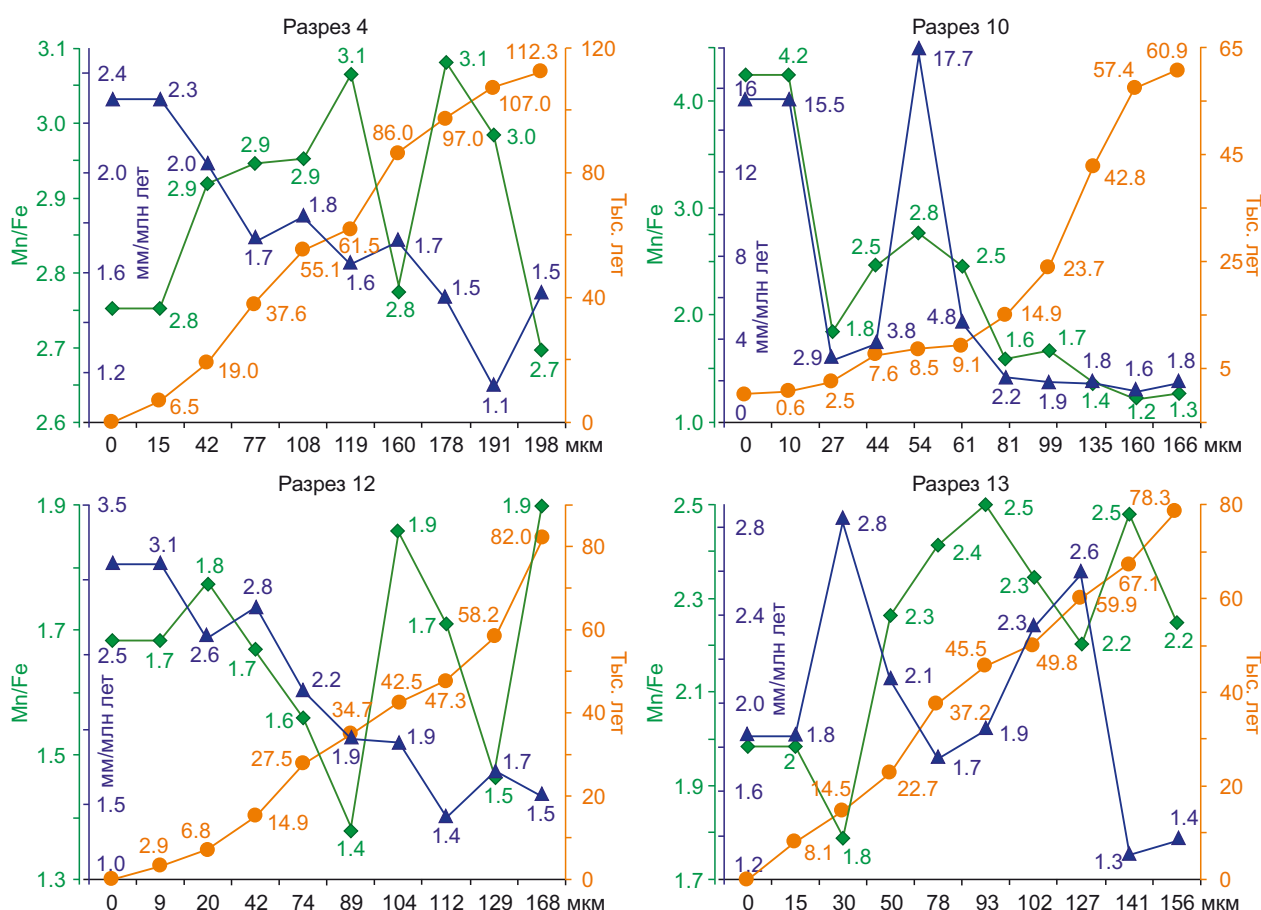


Рис. 6. Оценки скорости роста (мм/млн лет), длительности отложения (тыс. лет) по Со-хронометрии [Puteanus, Halbach, 1988] и отношения Mn/Fe в областях корки 4, 10, 12 и 13 (см. рис. 3).

Fig. 6. Co-chronometry-based estimates of growth rate (mm/Ma), deposition duration (thousand years) [Puteanus, Halbach, 1988] and Mn/Fe ratios in crust areas 4, 10, 12 and 13 (see Fig. 3).

корки. На рис. 6 показаны результаты этих расчетов для нескольких контрастных по распределению Со областей корки размером 200×200 мкм.

В раннем прослое (области 3 и 6) скорость роста варьируется от 2.3 до 1.1 мм/млн лет, а формирование фрагмента корки мощностью ~190 мкм происходило за 112–114 тыс. лет (разрез 4). На участке перехода от раннего к позднему прослою, обогащенному железом, скорость роста корки возросла до 16–18 мм/млн лет, а затем снизилась до 2.2–1.6 мм/млн лет. В результате слой корки из области 10 мощностью ~170 мкм формировался около 60 тыс. лет (разрез 10). В областях 12 и 13 из верхнего прослоя рудное вещество мощностью 168 и 156 мкм отлагалось соответственно около 82 и 78 тыс. лет при средней скорости роста ~ 2 мм/млн лет (разрезы 12 и 13).

3.4. Геохимическая характеристика корки по LA-ICP-MS данным

Методом LA-ICP-MS определены концентрации основных (Si, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) и примесных элементов (Be, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Sn, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U, REE, Y) в 13 точках абляции по разрезу корки (см. рис. 3). Измеренные

содержания примесных элементов находятся в типичных диапазонах для Fe-Mn корок гайотов Магеллановых гор [Avdonin et al., 2014; Peretyazhko et al., 2025]. Примесные элементы имеют следующие интервалы концентраций (Прил. 1, табл. 1.2): 1000–100 г/т Co, Ni, Ce, La, Nd, Y, Cu, Zn, Pb, Ba, Sr, Mo, Zr и Tl; 100–10 г/т LREE, Nb, Sb, W, U, Th, V, Cr, Ga и Bi; 10–1 г/т TREE, Rb, Be, Sc, Sn и Hf; <1 для Ta и Cs. Небольшая выборка из 13 LA-ICP-MS анализов не позволяет провести статистически обоснованную обработку LA-ICP-MS данных по прослоям, поэтому ниже обсуждаются только наиболее сильные корреляционные связи между элементами ($r > 0.85$) при уровне значимости 95 %.

Марганец, вне зависимости от Mn/Fe отношения по точкам разреза корки, имеет хорошо проявленные положительные корреляционные связи с Co, Ba, Mo и Bi (рис. 7, а, в, д, и; Прил. 1, табл. 1.2). Железом, относительно Mn, обогащен поздний прослой в точках 10–13. При этом для Fe характерны сильные ($r > 0.9$) корреляционные связи с P, всеми REE (кроме Ce), Pb, Zr, V, Sc, Sr и U (рис. 7, б, г, е, з, к; Прил. 1, табл. 1.2).

На рис. 8, а, показаны средние составы прослоев корки и слоя III, нормированные к среднему составу Fe-Mn корок Магеллановых гор, по [Peretyazhko et al.,

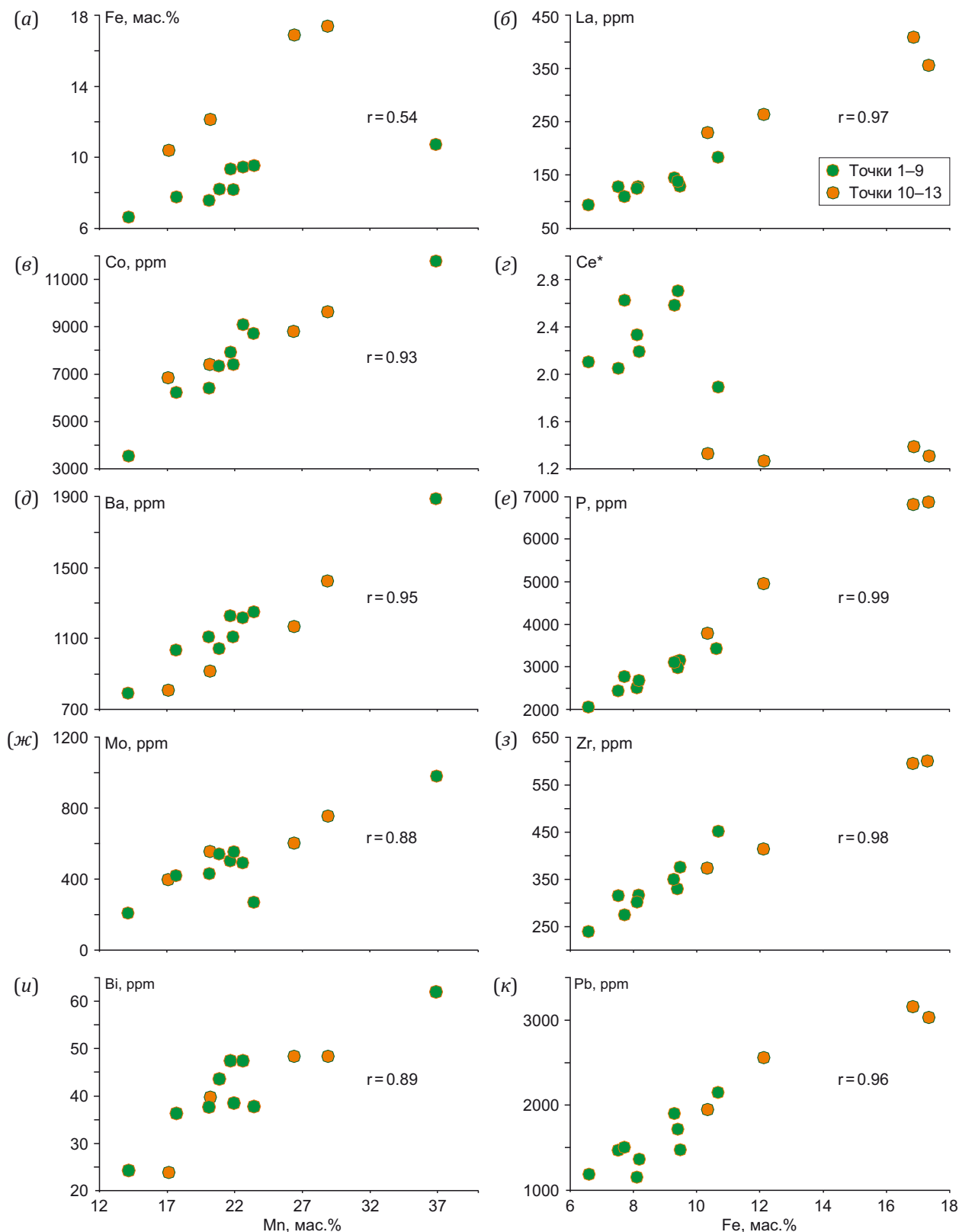


Рис. 7. Вариации состава Fe-Mn корки в точках 1–13 (см. рис. 3) по LA-ICP-MS данным (Прил. 1, табл. 1.2). Соотношения между содержаниями: Mn и Fe, Co, Ba, Mo, Bi; Fe и La, P, Zr, Pb, значением (Ce^*) – положительной аномалии Ce. r – величина коэффициента корреляции при 95 %-ном уровне значимости.

Fig. 7. Compositional variation of Fe-Mn crust in points 1–13 (see Fig. 3) based on LA-ICP-MS data (App. 1, Table 1.2).

Ratios between the contents of: Mn and Fe, Co, Ba, Mo, Bi; Fe and La, P, Zr, Pb, (Ce^*) value – positive Ce anomaly. r – correlation coefficient at 95 % significance level.

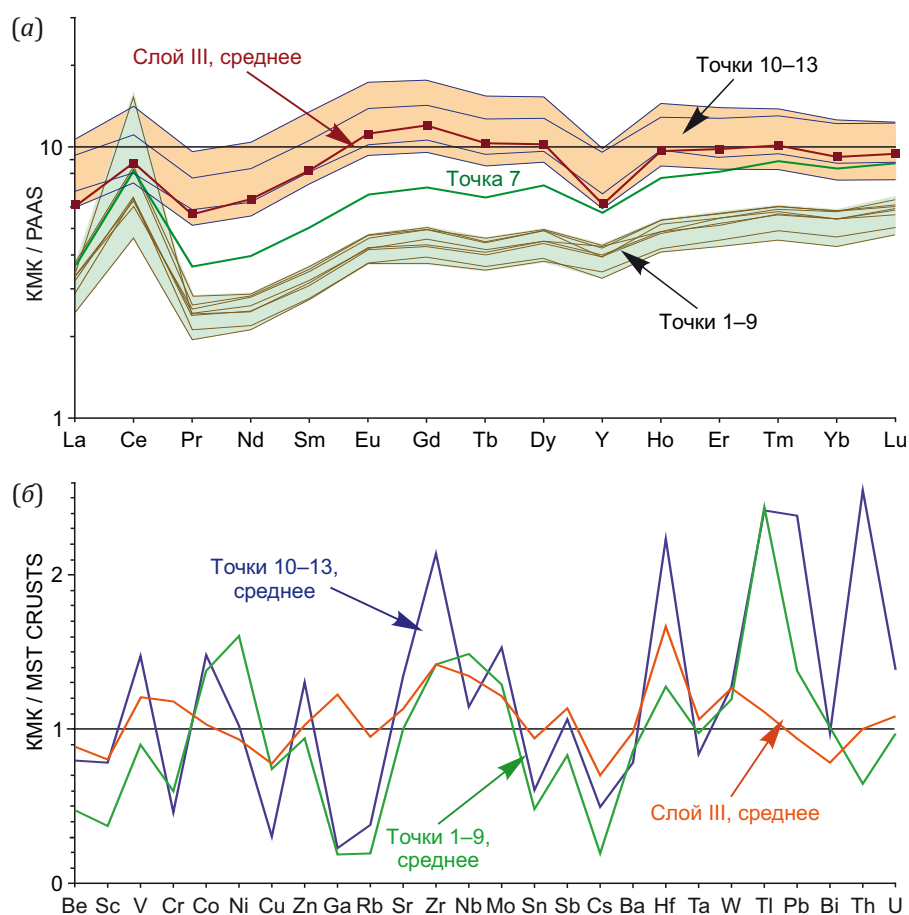


Рис. 8. (а) – данные LA-ICP-MS анализов Fe-Mn корки в точках 1–13 (см. рис. 3) по содержаниям REE и Y, нормированным к PAAS, по [McLennan, 1989]; (б) – средние содержания примесных элементов в раннем и позднем прослое аномально обогащенной кобальтом Fe-Mn корки (КМК) и слое III, нормированные к среднему составу Fe-Mn корок Магеллановых гор (MST CRUSTS), по [Peretyazhko et al., 2025].

Fig. 8. (а) – LA-ICP-MS data for Fe-Mn crust in points 1–13 (see Fig. 3) from REE and Y contents, normalized to PAAS, after [McLennan, 1989]; (б) – average contents of trace elements in the early and late sublayers of the anomalously Co-rich Fe-Mn crust (CRFMC) and Unit III, normalized to the average composition of the Magellan Seamounts Fe-Mn crusts (MST CRUSTS), after [Peretyazhko et al., 2025].

2025]. Поздний более железистый прослой (точки 10–13, Mn/Fe 1.6–1.7) относительно раннего существенно марганцевого прослоя (точки 1–9, Mn/Fe > 2.1–3.4) содержит больше REE, Y, Be, Sc, V, Zn, Rb, Sr, Zr, Mo, Sb, Cs, Hf, Pb, Th, U, но меньше Ni, Cu и Nb.

Все точки состава корки на диаграммах (Ni+Co+Cu)–Mn–Fe [Bonatti et al., 1972; Halbach et al., 1981], $(Zr+Y+Ce) - (Fe+Mn)/4 - (Co+Ni) \cdot 15$ [Josso et al., 2017], $Ce^* - (Y/No)_{sn}$ и $Ce^* - Nd$ [Bau et al., 2014], обычно используемых для типизации Fe-Mn корок и конкреций, находятся в поле гидрогенных рудных образований. Нормированные к PAAS спектры распределения REE и Y имеют типичную форму для Fe-Mn гидрогенных корок, отлагающихся из морской воды, небольшой дефицит LREE относительно HREE и положительную аномалию Ce, значение которой (Ce^*) закономерно снижается от раннего к позднему прослою (рис. 8, б; Прил. 1, табл. 1.2). Отметим, что концентрации REE, Y и других примесных элементов близки к среднему валовому составу корок гайотов Магеллановых гор и среднему

составу молодого (плиоцен-плейстоценового) слоя III в сводном разрезе Fe-Mn корок (Прил. 1, табл. 1.2, ан. 16, 17) [Peretyazhko et al., 2025].

4. ОБСУЖДЕНИЕ

Меловой массив гайота Альба в структуре Магеллановых гор начал формироваться в Южном полушарии на самом древнем юрском сегменте Тихоокеанской плиты, где в зонах спрединга океанических плит Изанаги, Фараллон и Феникс в Южном полушарии располагались многочисленные крупные вулканические сооружения (плато, острова, подводные горы) сверхкрупной магматической провинции [Hochmuth et al., 2015; Seton et al., 2012]. По $^{40}Ar-^{39}Ar$ датировкам верхнюю часть гайота мощностью около 1400 м составляют меловые (112–86 млн лет) базальты, трахибазальты и андезибазальты [Koppers et al., 2000; Peretyazhko et al., 2023, 2024]. В верхнем мелу и кайнозое на протяжении более 60 млн лет фрагмент Тихоокеанской плиты с Магеллановыми горами постепенно перемещался

из Южного в Северное полушарие. За этот длительный период происходило постепенное погружение и активное разрушение вулканических островов (надводной части вулканов), формировались в отдельных случаях атоллы, а после их затопления – гайоты с плосковершинными плато.

По ориентировочным подсчетам [Bogdanov et al., 1990], образованный в меловом периоде вулканический остров (будущий гайот Альба) возвышался над основанием (абиссалью) на 5.0–5.5 км и в сеномане – кампане за 8–10 млн лет был эродирован до уреза воды, превратившись в атолл с коралловым обрамлением вокруг него. Осадочные толщи покрывают часть склонов и плато гайота. В апте – туроне отлагались породы мелководной фации – рифогенные известняки и мелкообломочные брекчии с карбонатным и часто фосфатизированным цементом.

Плато гайотов Магеллановых гор были до конца эоцена на небольших глубинах, а их погружение до близкого к современному батиметрическому уровню происходило в миоцене – плиоцене [Melnikov, 2005; Melnikov, Pletnev, 2013; Pletnev et al., 2020]. При увеличении океанской толщи в привершинных частях плато и на склонах гайотов сложилась благоприятная обстановка для отложения и накопления оксигидроксидов Fe-Mn в корках. Наиболее древние фрагменты корок Магеллановых гор, в т.ч. на гайоте Альба, отлагались в раннем эоцене (слой I-1) и в среднем – позднем эоцене (слой I-2) на глубинах, соответствующих условиям шельфа – верхней батиали (<500–600 м) [Melnikov, 2005; Melnikov, Pletnev, 2013]. По данным биостратиграфии керн скважины 15B17 (см. рис. 2), в раннем миоцене (>18–24 млн лет) уже существовала древняя корка с погребенными конкрециями.

Из полученных ранее результатов [Melnikov et al., 2000] и наших работ [Peretyazhko et al., 2023, 2024] следует, что в северо-восточной части плато гайота Альба в кайнозой возобновилась активная вулканическая деятельность, извергались базанитовые магмы из нескольких крупных вулканов в раннем миоцене (15–20 млн лет назад), формировался базанитовый туф (>7–13 млн лет назад, керн скважины 15B13) и отложился прослой туффита (<5.6–7.0 млн лет назад, керн скважины 15B17) (см. рис. 2).

Положение в кайнозой Магеллановых гор в Северном полушарии на северо-западном сегменте Тихоокеанской плиты вблизи Марианского желоба, миоценовые датировки и геохимия пород (базанит, туф) свидетельствуют о том, что базанитовые вулканы на плато гайота Альба формировались в необычной геодинамической обстановке «petit-spot» вулканизма, не связанного с какими-либо горячими точками и плюм-тектоникой [Peretyazhko, Savina, 2022, 2023; Peretyazhko et al., 2023, 2024].

В детально изученном методами СЭМ ЭДС и LA-ICP-MS разрезе молодой Fe-Mn корки выявлены контрастно различающиеся по составу и скоростям роста прослой – ранний, обогащенный марганцем, Ni, Cu, Nb, и

поздний, существенно железистый, содержащий более высокие концентрации REE, Y, Be, Sc, V, Zn, Rb, Sr, Zr, Hf, Mo, Sb, Pb, Th и U (см. рис. 5, 7; Прил. 1, табл. 1.1, 1.2). При среднем содержании Co ~1 мас. % и мощности ~3 мм ранний прослой по оценкам Co-хронометрии [Puteanus, Halbach, 1988] отлагался со скоростью ~1.6 мм/млн лет около 1.8 млн лет. Поздний прослой залегает с несогласием (вероятно, на поверхности частичного размыва или растворения раннего прослая), которое отчетливо наблюдается на BSE изображениях (см. рис. 3, а, б). При среднем содержании Co ~0.8 мас. % поздний прослой мощностью ~1 мм формировался с относительно более высокой скоростью ~2.2 мм/млн лет около 500 тыс. лет. Таким образом, без учета длительности перерыва в отложении рудного вещества, корка сформировалась минимум за 2.3 млн лет. При сходных скоростях роста и мощности до 8 мм Fe-Mn корка, образовавшаяся на миоценовых породах (базанит, туф и туффит), имеет возраст непрерывного разреза до 4.5 млн лет.

По гидрогенной и часто обсуждаемой модели из придонного слоя морской воды осаждаются рудное вещество корок – оксигидроксиды Fe-Mn, в которых накапливаются Co, Ni, Cu, Mo, W, REE, Y и другие элементы [Hein et al., 2000, 2013; Hein, Koschinsky, 2014]. Распределение Mn и Fe в толще морской воды контролируется ее составом, pH, содержанием растворенного кислорода, органических веществ и углекислого газа. Фитопланктон и скелетный органический материал накапливают Co, Mn, Ni и другие металлы преимущественно до глубины 500 м [Andreev, 2002; Koschinsky, Hein, 2017]. Потребление кислорода органикой создает зону кислородного минимума (ЗКМ) в толще океана на глубине 500–800 м, ниже которой концентрация растворенного кислорода постепенно возрастает. Разложение органического вещества в субвосстановительной среде ЗКМ повышает уровень растворенного Mn в морской воде, и в водной толще океана на глубинах ниже ЗКМ создаются благоприятные условия для осаждения оксигидроксидов Fe и Mn на открытых поверхностях (скальных выходах) пород гайотов и подводных гор [Glasby et al., 2007; Hein et al., 2013; Koschinsky, Hein, 2017].

Из анализа эволюции вулканизма, стадийности погружения гайота Альба вместе с другими вулканическими массивами Магеллановых гор, а также результатов изучения кернов скважин (см. рис. 2) следует, что в миоцене (20–15 млн лет назад) конусы базанитовых вулканов находились выше уровня океана. Этот вывод подтверждается данными о геологическом строении миоценовых вулканов на плато гайота, полученными при драгировании скальными драгами, фотопрофилировании и гидролокации дальнего действия [Melnikov et al., 2000], а также разрезом керн скважины 15B13, пробуренной на глубине 1148 м вблизи «petit-spot» конуса, где вскрыт слой молодой корки и базанитовый туф (см. рис. 2). Кроме того, в керне скважины 15B17, пробуренной на глубине 1409 м, древний

разрез корки перекрыт слоем миоценового туффита, на котором отлагалась молодая корка. Находки в кервах прослоев туфа и туффита при полном отсутствии гиалокластитовых отложений на плато гайота однозначно свидетельствуют о наземных извержениях базанитовых вулканов. Таким образом, мы приходим к заключению, что базанитовый туф формировался в аэральных, а туффит в прибрежно-морских (субаэральных) условиях.

Из биостратиграфических данных по керну 15B13 (см. рис. 2) также следует, что после погружения гайота ниже уровня океана в пористых участках базанитового туфа в среднем – позднем миоцене около 10–7 млн лет назад накапливались карбонатные осадки, содержащие индекс-виды известкового нанопланктона биозон CN7 и CN8. Осаждение в туффите (см. рис. 2, керн 15B17) нанопланктона индекс-видов биозоны CN9 произошло в позднем миоцене около 5.6–7.0 млн лет назад.

Согласно оценкам скорости роста и возраста молодой Fe-Mn корки, отложение ее раннего прослоя на миоценовых породах (базанит, туф, туффит) началось от 4.5 до 2.3 млн лет назад, когда поверхность гайота, вероятно, находилась глубже зоны кислородного минимума. По аналогии с современным уровнем ЗКМ в водной толще океана над Магеллановыми горами, эти глубины, по-видимому, превышали 600–700 м. После формирования за ~2.3 млн лет раннего обогащенного марганцем прослоя корки до настоящего времени отлагался поздний существенно железистый прослой. Контрастное изменение геохимических характеристик этого прослоя можно объяснить быстрым погружением поверхности гайота около 500 тыс. лет назад до современных глубин (1414 м на станции драгирования 15D266). Этот вывод подтверждается значительным обогащением всех REE (кроме Ce) и снижением цериевой аномалии (Ce*) в позднем прослое (рис. 8, а; Прил. 1, табл. 1.2), вызванным, вероятно, ростом концентраций REE и Y в морской воде при увеличении глубины водной толщи океана над поверхностью погружающегося гайота [Dubinin, 2006]. Аналогичное заключение было сделано ранее при анализе распределений REE и Y в многослойном разрезе Fe-Mn корки гайота Паллада [Peretyazhko et al., 2025]. Отметим, что в пористых участках корки, покрывающей миоценовые породы и верхние части кернов скважин 15B13 и 15B17 (см. рис. 2), диагностирован плейстоценовый (<1.8–0.2 млн лет) известковый нанопланктон биозон CN19 и CN20, что полностью согласуется с оценками молодого возраста корки по Со-хронометрии.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам изучения молодой Fe-Mn корки, отлагающейся на миоценовых породах гайота Альба, сделаны следующие предположения и выводы.

По индекс-видам известкового нанопланктона в кервах двух скважин, вскрывающих миоценовые породы, уточнены временные интервалы отложений молодой

Fe-Mn корки (от плейстоцена до современного периода, <1.8–0.2 млн лет), базанитового туфа в миоцене (>7–13 млн лет, по керну 15B13), прослоя туффита (<5.6–7.0 млн лет, по керну 15B17), а также древнего разреза корки с погребенными конкрециями до раннего миоцена – позднего олигоцена (>18–24 млн лет, по керну 15B17).

В молодой корке выявлены контрастно различающиеся по составу и скоростям роста прослои – ранний, обогащенный марганцем, Ni, Cu, Nb и поздний существенно железистый, содержащий более высокие концентрации REE, Y, Be, Sc, V, Zn, Rb, Sr, Zr, Hf, Mo, Sb, Pb, Th и U.

Без учета длительности возможного перерыва в отложении оксигидроксидов Fe и Mn, молодая корка мощностью ~4 мм по оценкам Со-хронометрии сформировалась на поверхности миоценовых пород за ~2.3 млн лет при средней скорости роста от 1.6 мм/млн лет в раннем прослое до 2.2 мм/млн лет в позднем прослое. Корка начала отлагаться в интервале от 4.5 до 2.3 млн лет назад, когда поверхность гайота была, вероятно, на глубинах ниже зоны кислородного минимума в водной толще океана (>600–700 м). Предполагается, что контрастное изменение состава позднего прослоя (значительное повышение уровня содержаний Fe, REE, Y, V, Zn, Sr, Zr, Hf, Mo, Sb, Pb, Th и U) было вызвано быстрым погружением поверхности гайота около 500 тыс. лет назад до глубин, близких к современным (1250–1500 м на поверхности плато).

В заключение отметим, что средняя концентрация Со от 0.8 до 1.0 мас. % в молодой тонкой корке, отложившейся на миоценовых породах, почти в два раза выше таковой для среднего состава многослойных корок из других частей гайота. Относительно небольшие масштабы распространения молодой Fe-Mn корки, аномально обогащенной Со, по-видимому, не окажут существенного влияния на прирост прогнозных ресурсов рудной массы гайота Альба на этот стратегически важный металл.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность сотрудникам АО «Южморгеология», принимавшим участие в работах НИС «Геленджик», отборе пород и Fe-Mn корок на гайоте Альба.

7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

8. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Andreev S.I. (Ed.), 2002. Cobalt-Rich Ores in the World Ocean. VNIIOkeanologiya, Saint-Petersburg, 168 p. (in Russian) [Кобальтобогатые руды Мирового океана / Ред. С.И. Андреев. СПб.: ВНИИОкеанология, 2002. 168 с.].
- Avdonin V.V., Kruglyakov V.V., Lygina T.I., Melnikov M.E., Sergeeva N.E., 2014. Oxide Ferromanganese Ores in the Ocean: Genetic Interpretation of Textures and Structure. GEOS, Moscow, 163 p. (in Russian) [Авдонин В.В., Кругляков В.В., Лыгина Т.И., Мельников М.Е., Сергеева Н.Е. Оксидные железомарганцевые руды океана: генетическая интерпретация текстур и структур. М.: ГЕОС, 2014. 163 с.].
- Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., Hein J., Kuhn T., Usui A., 2014. Discriminating Between Different Genetic Types of Marine Ferro-Manganese Crusts and Nodules Based on Rare Earth Elements and Yttrium. *Chemical Geology* 381, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.05.004>.
- Bogdanov Yu.A., Sorokhtin O.G., Zonenshain L.B., 1990. Ferromanganese Crusts and Nodules of Pacific Seamounts. Nauka, Moscow, 229 p. (in Russian) [Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука, 1990. 229 с.].
- Bonatti E., Kraemer T., Rydell H., 1972. Classification and Genesis of Submarine Iron-Manganese Deposits. In: D.R. Horn (Ed.), *Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor. Papers from a Conference (January 20–22, 1972)*. New York, p.149–166.
- Bukry D., 1978. Biostratigraphy of Cenozoic Marine Sediment by Calcareous Nannofossils. *Micropaleontology* 24 (1), 44–60. <https://doi.org/10.2307/1485419>.
- Dubinina A.V., 2006. Geochemistry of Rare-Earth Elements in the Ocean. Nauka, Moscow, 360 p. (in Russian) [Дубинина А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.].
- Glasby G.P., Ren X., Shi X., Pulyaeva I.A., 2007. Co-Rich Mn Crusts from the Magellan Seamounts Cluster: The Long Journey Through Time. *Geo-Marine Letters* 27 (5), 315–323. <https://doi.org/10.1007/s00367-007-0055-5>.
- Halbach P., Scherhag C., Hebisch U., Marchig V., 1981. Geochemical and Mineralogical Control of Different Genetic Types of Deep-Sea Nodules from the Pacific Ocean. *Mineralium Deposita* 16 (1), 59–84. <https://doi.org/10.1007/BF00206455>.
- Hein J.R., Koschinsky A., 2014. Deep-Ocean Ferromanganese Crusts and Nodules. *Treatise on Geochemistry (Second Edition)* 13, 273–291. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01111-6>.
- Hein J.R., Koschinsky A., Bau M., Manheim F.T., Kang J.-K., Roberts L., 2000. Cobalt-Rich Ferromanganese Crusts in the Pacific. In: D.S. Cronan (Ed.), *Handbook of Marine Mineral Deposits*. Routledge, p. 239–273.
- Hein J.R., Mizell K., Koschinsky A., Conrad T.A., 2013. Deep-Ocean Mineral Deposits as a Source of Critical Metals for High- and Green-Technology Applications: Comparison with Land-Based Resources. *Ore Geology Reviews* 51, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.12.001>.
- Hochmuth K., Gohl K., Uenzelmann-Neben G., 2015. Playing Jigsaw with Large Igneous Provinces – A Plate Tectonic Reconstruction of Ontong Java Nui, West Pacific. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16 (11), 3789–3807. <https://doi.org/10.1002/2015GC006036>.
- Hollocher K., Ruiz J., 1995. Major and Trace Element Determinations on NIST Glass Standard Reference Materials 611, 612, 614, and 1834 by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Geostandards Newsletter* 19 (1), 27–34. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00149.x>.
- Josso P., Parkinson I., Horstwood M., Lusty P., Chenery S., Murton B., 2019. Improving Confidence in Ferromanganese Crust Age Models: A Composite Geochemical Approach. *Chemical Geology* 513, 108–119. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.03.003>.
- Josso P., Pelletier E., Pourret O., Fouquet Y., Etoubleau J., Cheron S., Bollinger C., 2017. A New Discrimination Scheme for Oceanic Ferromanganese Deposits Using High Field Strength and Rare Earth Elements. *Ore Geology Reviews* 87, 3–15. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.003>.
- Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijbrans J.R., 2000. Dating Crystalline Groundmass Separates of Altered Cretaceous Seamount Basalts by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Incremental Heating Technique. *Chemical Geology* 166 (1–2), 139–158. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00188-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00188-6).
- Koschinsky A., Hein J.R., 2017. Marine Ferromanganese Encrustations: Archives of Changing Oceans. *Elements* 13 (3), 177–182. <https://doi.org/10.2113/gselements.13.3.177>.
- Martini E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. In: A. Farinacci (Eds), *Proceedings of the 2nd Planktonic Conference*. Tecnoscienza, Roma, p. 739–785.
- Martini E., Worsley T., 1970. Standard Neogene Calcareous Nannoplankton Zonation. *Nature* 225, 289–290. <https://doi.org/10.1038/225289a0>.
- McLennan S.M., 1989. Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks; Influence of Provenance and Sedimentary Processes. In: B.R. Lipin, G.A. McKay (Eds), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. De Gruyter, Berlin, p. 169–200. <https://doi.org/10.1515/9781501509032-010>.
- Melnikov M.E., 2005. Co-rich Manganese Crusts. *Yuzh-morgeologiya, Gelendzhik*, 230 p. (in Russian) [Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: Южморгеология, 2005. 230 с.].
- Melnikov M.E., Pletnev S.P., 2013. Age and Formation Conditions of the Co-Rich Manganese Crust on Guyots of the Magellan Seamounts. *Lithology and Mineral Resources* 48 (1), 1–13. <https://doi.org/10.1134/S0024490212050057>.
- Melnikov M.E., Pulyaeva I.A., 1994. Ferromanganese Crusts of the Marcus-Wake Ridge and Magellan Seamounts, Pacific Ocean: Structure, Composition, Age. *Russian Journal of Pacific Geology* 13 (4), 13–27 (in Russian) [Мельников М.Е., Пуляева И.А. Железомарганцевые корки

поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана: строение, состав, возраст // Тихоокеанская геология. 1994. Т. 13. № 4. С. 13–27].

Melnikov M.Ye., Podshuveit V.B., Pulyaeva I.A., Nevretdinov E.B., 2000. Middle Miocene Volcanic Structures on the Dalmorgeologiya Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean). *Russian Journal of Pacific Geology* 19 (5), 38–46 (in Russian) [Мельников М.Е., Подшувейт В.Б., Пуляева И.А., Невретдинов Э.Б. Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 5. С. 38–46].

Okada H., Bukry D., 1980. Supplementary Modification and Introduction of Code Numbers to the Low Latitude Cocolith Biostratigraphic Zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology* 5, 321–325. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(80\)90016-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(80)90016-X).

Peretyazhko I.S., Savina E.A., 2022. Chemistry and Crystallization Conditions of Minerals in Metasomatized Oceanic Lithosphere and Basaltic Rocks of Govorov Guyot, Magellan Seamounts, Pacific Ocean. *Minerals* 12 (10), 1305. <https://doi.org/10.3390/min12101305>.

Peretyazhko I.S., Savina E.A., 2023. Cretaceous Intraplate Volcanism of Govorov Guyot and Formation Models of the Magellan Seamounts, Pacific Ocean. *International Geology Review* 65 (16), 2479–2505. <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2145512>.

Peretyazhko I.S., Savina E.A., Pulyaeva I.A., 2024. Miocene Petit-Spot Basanitic Volcanoes on Cretaceous Alba Guyot (Magellan Seamount Trail, Pacific Ocean). *Geosciences* 14 (10), 252. <https://doi.org/10.3390/geosciences14100252>.

Peretyazhko I.S., Savina E.A., Pulyaeva I.A., 2025. Cobalt-Rich Fe-Mn Crusts in the Western Pacific Magellan Seamount Trail: Geochemistry and Chronostratigraphy. *Geosci-*

ences 15 (11), 411. <https://doi.org/10.3390/geosciences15110411>.

Peretyazhko I.S., Savina E.A., Pulyaeva I.A., Yudin D.S., 2023. Intraplate Volcanism of the Alba Guyot: Geodynamic Formation Models of the Magellan Seamounts in the Pacific Ocean for 100 Million Years. *Russian Geology and Geophysics* 64 (1), 1–27. <https://doi.org/10.2113/RGG20214422>.

Pletnev S.P., Melnikov M.E., Sjedin V.T., Sedysheva T.E., Avdonin V.V., Anokhin V.M., Zakharov Yu.D., Punina T.A., Smirnova O.L., 2020. Geology of the Guyots of the Magellan Seamounts (Pacific Ocean). *Dal'nauka, Vladivostok*, 200 p. (in Russian) [Плетнев С.П., Мельников М.Е., Съедин В.Т., Седышева Т.Е., Авдонин В.В., Анохин В.М., Захаров Ю.Д., Пунина Т.А., Смирнова О.Л. Геология гайотов Магеллановых гор (Тихий океан). Владивосток: Дальнаука, 2020. 200 с.].

Puteanus D., Halbach P., 1988. Correlation of Co Concentration and Growth Rate – A Method for Age Determination of Ferromanganese Crusts. *Chemical Geology* 69 (1–2), 73–85. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90159-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90159-3).

Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., Gain C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maush S., Chandler M., 2012. Global Continental and Ocean Basin Reconstructions Since 200 Ma. *Earth-Science Reviews* 113 (3–4), 212–270. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.002>.

Volokhin Yu.G., Melnikov M.E., Shkolnik E.L., Vasilev B.I., Govorov I.N., Khershberg L.B., Zadornov M.M., Baturin G.N. et al., 1995. Guyots of the Western Pacific and Their Mineralization. *Nauka, Moscow*, 368 p. (in Russian) [Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Васильев Б.И., Говоров И.Н., Хершберг Л.Б., Задорнов М.М., Батурин Г.Н. и др. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.].

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Средние СЭМ ЭДС составы (мас. %) по областям Fe-Mn корки гайота Альба, образец 15D266
Table 1.1. SEM EDS-based average compositions (wt.%) for the Fe-Mn crust areas of the Alba Guyot, sample 15D266

| Области | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | Среднее 1-9 | 10 | 11 | 12 | 13 | Среднее 10-13 |
|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------|-------|-------|-------|-------|------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
| Si | 1.62 | 0.93 | 1.10 | 0.82 | 0.87 | 1.00 | 0.73 | 0.90 | 1.29 | 1.03 | 1.46 | 1.73 | 1.62 | 1.24 | 1.51 |
| Ti | 1.16 | 0.62 | 0.69 | 0.64 | 0.69 | 0.73 | 0.58 | 0.70 | 0.87 | 0.74 | 0.64 | 0.67 | 0.67 | 0.66 | 0.66 |
| Al | 0.91 | 0.59 | 0.52 | 0.44 | 0.42 | 0.44 | 0.53 | 0.38 | 0.62 | 0.54 | 0.71 | 0.45 | 0.36 | 0.50 | 0.50 |
| Fe | 10.02 | 8.76 | 10.54 | 9.29 | 9.74 | 10.24 | 8.51 | 9.53 | 11.66 | 9.81 | 11.39 | 14.00 | 13.14 | 10.84 | 12.34 |
| Mg | 0.97 | 1.28 | 24.12 | 1.36 | 1.45 | 1.39 | 1.72 | 1.36 | 1.12 | 3.86 | 1.26 | 1.04 | 1.21 | 1.31 | 1.20 |
| Mn | 20.59 | 25.99 | 1.13 | 27.01 | 26.96 | 26.69 | 27.96 | 25.84 | 23.03 | 22.80 | 21.66 | 20.50 | 21.81 | 24.29 | 22.06 |
| Ca | 1.57 | 1.88 | 2.05 | 2.29 | 2.44 | 2.32 | 2.27 | 2.26 | 1.96 | 2.12 | 1.83 | 2.12 | 2.22 | 2.25 | 2.11 |
| Na | 1.02 | 1.28 | 1.00 | 1.08 | 1.31 | 1.36 | 0.96 | 0.81 | 0.96 | 1.09 | 0.76 | 1.01 | 1.23 | 1.31 | 1.08 |
| K | 0.20 | 0.25 | 0.21 | 0.28 | 0.29 | 0.30 | 0.30 | 0.25 | 0.25 | 0.26 | 0.23 | 0.24 | 0.27 | 0.36 | 0.28 |
| P | 0.33 | 0.28 | 0.32 | 0.28 | 0.28 | 0.31 | 0.25 | 0.29 | 0.36 | 0.30 | 0.37 | 0.47 | 0.46 | 0.38 | 0.42 |
| S | 0.40 | 0.69 | 0.44 | 0.52 | 0.53 | 0.51 | 0.44 | 0.46 | 0.43 | 0.49 | 0.41 | 0.46 | 0.48 | 0.40 | 0.44 |
| Cl | 0.33 | 0.87 | 1.38 | 1.78 | 2.02 | 1.74 | 1.91 | 1.21 | 1.02 | 1.36 | 0.85 | 1.20 | 1.31 | 2.17 | 1.39 |
| Co | 0.89 | 0.91 | 0.94 | 0.99 | 1.10 | 1.13 | 1.00 | 0.99 | 0.95 | 0.99 | 0.69 | 0.79 | 0.86 | 0.90 | 0.81 |
| Ni | 0.63 | 0.93 | 0.71 | 0.93 | 0.86 | 0.84 | 1.10 | 0.82 | 0.63 | 0.83 | 0.73 | 0.38 | 0.46 | 0.64 | 0.55 |
| Cu | 0.02 | 0.03 | - | 0.05 | - | - | - | - | - | 0.04 | - | - | - | - | - |
| V | 0.03 | 0.01 | - | - | - | - | - | - | - | 0.02 | - | - | - | - | - |
| Mn/Fe | 2.06 | 2.98 | 2.30 | 2.91 | 2.77 | 2.87 | 3.33 | 2.72 | 2.02 | 1.03 | 2.09 | 1.69 | 1.67 | 2.25 | 1.92 |

Примечание. 1-9 – средние составы в областях 1-9 по 9-10 точкам СЭМ ЭДС анализов и средние значения (10) для раннего прослоя корки (рис. 3). 11-14 – средние составы в областях 10-13 по 9-10 точкам и средние значения (15) для позднего прослоя корки (рис. 3). Прочерк – ниже предела обнаружения, пробел – не рассчитано.

Note. 1-9 – average compositions in areas 1-9 from SEM EDS study areas 9-10 and average values (10) for the early crust sublayer (Fig. 3). 11-14 – average compositions in areas 10-13 from points 9-10 and average values (15) for the late crust sublayer (Fig. 3). Dash – below the detection limit, blank space – uncalculated.

Таблица 1.2. LA-ICP-MS анализы Fe-Mn корки гайота Альба, образец 15D266

Table 1.2. LA-ICP-MS data for the Fe-Mn crust of the Alba Guyot, sample 15D266

| Точки | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | Среднее 1-9 | 10 | 11 | 12 | 13 | Среднее 10-13 | Слой III | Валовый состав корок МГ |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------|-------|-------|-------|-------|------------------|----------|----------------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | | |
| Si | 2.03 | 1.30 | 0.91 | 1.03 | 1.03 | 1.02 | 1.04 | 0.86 | 0.99 | 1.13 | 2.31 | 1.89 | 1.56 | 2.55 | 2.08 | | |
| Ti | 1.29 | 0.61 | 0.64 | 0.61 | 0.69 | 0.67 | 0.88 | 0.67 | 0.45 | 0.72 | 0.95 | 0.68 | 0.62 | 0.84 | 0.77 | | |
| Fe | 9.49 | 7.74 | 8.14 | 8.19 | 9.31 | 9.43 | 10.70 | 7.54 | 6.60 | 8.57 | 17.36 | 12.14 | 10.36 | 16.87 | 14.18 | | |
| Mg | 1.08 | 0.83 | 0.97 | 1.02 | 1.14 | 1.10 | 2.19 | 1.07 | 0.93 | 1.15 | 1.37 | 1.04 | 0.93 | 1.43 | 1.19 | | |
| Mn | 23.45 | 17.72 | 21.95 | 20.90 | 21.73 | 22.65 | 36.94 | 20.16 | 14.18 | 22.19 | 28.94 | 20.22 | 17.15 | 26.44 | 23.19 | | |
| Ca | 1.96 | 1.66 | 2.10 | 2.25 | 2.39 | 2.31 | 3.86 | 2.23 | 1.26 | 2.22 | 3.32 | 2.30 | 2.14 | 3.48 | 2.81 | | |
| Na | 0.98 | 1.25 | 1.28 | 1.32 | 1.43 | 1.41 | 2.33 | 1.22 | 0.93 | 1.35 | 2.12 | 1.70 | 1.48 | 2.27 | 1.89 | | |
| K | 2908 | 2603 | 2588 | 2638 | 2891 | 3104 | 4565 | 2605 | 2397 | 2922 | 4226 | 3909 | 2766 | 4216 | 3779 | | |
| P | 0.31 | 0.28 | 0.25 | 0.27 | 0.31 | 0.30 | 0.34 | 0.24 | 0.21 | 0.28 | 0.69 | 0.49 | 0.38 | 0.68 | 0.56 | | |
| Mn/Fe | 2.47 | 2.29 | 2.70 | 2.55 | 2.33 | 2.40 | 3.45 | 2.67 | 2.15 | 2.56 | 1.67 | 1.67 | 1.65 | 1.57 | 1.64 | | |
| Co | 8697 | 6177 | 7395 | 7322 | 7911 | 9071 | 11750 | 6380 | 3507 | 7579 | 9613 | 7382 | 6820 | 8754 | 8142 | 5654 | 5498 |
| Ni | 8527 | 5390 | 7016 | 6325 | 5717 | 5943 | 12552 | 5824 | 4896 | 6910 | 5588 | 3881 | 3067 | 5052 | 4397 | 4023 | 4307 |
| Cr | - | 9.5 | - | 13 | - | 7.3 | - | 11 | - | 10 | 8.6 | 5.6 | 3.69 | 13 | 7.8 | 20 | 17 |
| V | 373 | 386 | 459 | 449 | 483 | 467 | 746 | 414 | 277 | 450 | 849 | 632 | 533 | 939 | 738 | 602 | 500 |
| Cu | 953 | 682 | 774 | 739 | 777 | 770 | 1332 | 653 | 825 | 834 | 532 | 317 | 209 | 295 | 338 | 869 | 1220 |
| Sc | 5.1 | 3.2 | 3.4 | 3.2 | 3.7 | 3.4 | 4.5 | 3.3 | 3.9 | 3.7 | 9.5 | 6.6 | 5.9 | 9.3 | 7.8 | 8.0 | 10 |
| Sn | 3.6 | 4.2 | 3.2 | 4.0 | 5.4 | 4.4 | 4.9 | 3.6 | 3.0 | 4.0 | 5.9 | 4.8 | 3.8 | 5.6 | 5.0 | 7.8 | 8.3 |
| Sb | 30 | 26 | 21 | 27 | 34 | 27 | 34 | 29 | 40 | 30 | 52 | 42 | 25 | 34 | 38 | 41 | 36 |
| W | 47 | 75 | 96 | 94 | 89 | 85 | 167 | 75 | 35 | 85 | 124 | 90 | 62 | 87 | 91 | 90 | 71 |
| Mo | 266 | 418 | 551 | 540 | 501 | 489 | 977 | 428 | 206 | 486 | 755 | 554 | 398 | 600 | 577 | 459 | 378 |
| Tl | 251 | 269 | 284 | 276 | 286 | 321 | 499 | 298 | 192 | 297 | 377 | 301 | 198 | 303 | 295 | 136 | 122 |
| Zn | 530 | 431 | 457 | 407 | 529 | 502 | 843 | 419 | 535 | 517 | 821 | 684 | 465 | 898 | 717 | 566 | 550 |
| Be | 2.7 | 3.2 | 2.3 | 2.2 | 2.9 | 2.0 | 3.2 | 2.5 | 2.0 | 2.6 | 5.4 | 3.5 | 3.6 | 4.7 | 4.3 | 4.8 | 5.4 |
| Cs | 0.05 | 0.21 | 0.04 | 0.07 | 0.07 | 0.04 | 0.04 | 0.06 | 0.37 | 0.10 | 0.26 | 0.39 | 0.17 | 0.25 | 0.27 | 0.38 | 0.54 |
| Rb | 1.5 | 2.1 | 1.1 | 1.3 | 1.5 | 1.5 | 2.1 | 1.3 | 3.1 | 1.7 | 3.3 | 4.5 | 2.2 | 3.4 | 3.3 | 8.5 | 8.9 |
| Ba | 1246 | 1031 | 1105 | 1040 | 1227 | 1214 | 1886 | 1107 | 788 | 1183 | 1421 | 913 | 805 | 1163 | 1075 | 1351 | 1377 |
| Th | 18 | 10 | 8.5 | 9.8 | 10 | 10 | 6.2 | 4.8 | 3.8 | 9.0 | 31 | 38 | 21 | 53 | 36 | 14 | 14 |
| U | 16 | 9.6 | 11 | 10 | 12 | 12 | 15 | 11 | 7.8 | 12 | 20 | 14 | 12 | 21 | 17 | 13 | 12 |
| Nb | 103 | 58 | 61 | 47 | 55 | 50 | 84 | 57 | 35 | 61 | 60 | 38 | 34 | 56 | 47 | 55 | 41 |
| Ta | 1.2 | 0.38 | 0.25 | 0.28 | 0.44 | 0.41 | 0.36 | 0.40 | 0.36 | 0.46 | 0.43 | 0.31 | 0.37 | 0.46 | 0.39 | 0.50 | 0.47 |
| Pb | 1480 | 1506 | 1154 | 1357 | 1903 | 1719 | 2152 | 1469 | 1190 | 1548 | 3032 | 2560 | 1949 | 3161 | 2676 | 1051 | 1121 |

Таблица 1.2 (продолжение)

Table 1.2 (continued)

| Точки | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | Среднее 1–9 | 10 | 11 | 12 | 13 | Среднее 10–13 | Слой III | Валовый состав корок МГ |
|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|----------------|------|------|------|------|------------------|----------|----------------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| Sr | 1348 | 1027 | 1238 | 1223 | 1314 | 1315 | 1844 | 1201 | 781 | 1255 | 2082 | 1440 | 1218 | 1995 | 1684 | 1419 | 1252 |
| Zr | 375 | 274 | 301 | 315 | 349 | 328 | 450 | 315 | 238 | 327 | 594 | 414 | 373 | 594 | 494 | 329 | 231 |
| Hf | 5.1 | 3.6 | 3.0 | 3.5 | 4.6 | 3.8 | 3.9 | 3.5 | 3.3 | 3.8 | 7.6 | 5.2 | 5.3 | 8.7 | 6.7 | 5.0 | 3.0 |
| Bi | 38 | 36 | 38 | 43 | 47 | 47 | 62 | 38 | 24 | 42 | 48 | 40 | 24 | 48 | 40 | 32 | 41 |
| Ga | 3.8 | 2.1 | 1.9 | 1.9 | 2.2 | 2.3 | 2.6 | 1.7 | 3.4 | 2.4 | 3.3 | 2.6 | 2.2 | 3.8 | 2.9 | 16 | 13 |
| La | 128 | 109 | 122 | 129 | 144 | 137 | 182 | 128 | 93 | 130 | 355 | 263 | 228 | 408 | 313 | 231 | 242 |
| Ce | 1216 | 520 | 520 | 506 | 675 | 668 | 632 | 478 | 367 | 620 | 882 | 641 | 588 | 1119 | 807 | 696 | 849 |
| Pr | 21 | 19 | 21 | 22 | 25 | 23 | 32 | 22 | 17 | 23 | 68 | 52 | 46 | 85 | 63 | 50 | 46 |
| Nd | 84 | 75 | 84 | 88 | 97 | 95 | 134 | 94 | 72 | 92 | 283 | 212 | 189 | 351 | 259 | 218 | 203 |
| Sm | 17 | 15 | 17 | 18 | 20 | 20 | 28 | 19 | 15 | 19 | 59 | 45 | 41 | 75 | 55 | 45 | 43 |
| Eu | 4.7 | 4.0 | 4.5 | 4.6 | 5.1 | 5.1 | 7.2 | 5.0 | 4.0 | 4.9 | 15 | 11 | 10 | 19 | 14 | 12 | 11 |
| Gd | 20 | 17 | 20 | 21 | 23 | 23 | 33 | 23 | 18 | 22 | 66 | 49 | 45 | 83 | 61 | 56 | 54 |
| Tb | 3.2 | 2.7 | 3.1 | 3.2 | 3.5 | 3.6 | 5.0 | 3.4 | 2.8 | 3.4 | 9.8 | 7.3 | 6.6 | 11.9 | 8.9 | 8.0 | 7.8 |
| Dy | 21 | 18 | 21 | 21 | 23 | 23 | 34 | 23 | 18 | 22 | 60 | 45 | 41 | 71 | 54 | 48 | 46 |
| Ho | 4.8 | 4.2 | 4.8 | 4.9 | 5.3 | 5.3 | 7.6 | 5.1 | 4.1 | 5.1 | 12.8 | 9.7 | 8.4 | 14.3 | 11 | 9.6 | 9.5 |
| Er | 16 | 13 | 15 | 15 | 16 | 16 | 23 | 16 | 12 | 16 | 36 | 26 | 24 | 40 | 32 | 28 | 27 |
| Tm | 2.4 | 2.0 | 2.3 | 2.3 | 2.5 | 2.4 | 3.6 | 2.3 | 1.8 | 2.4 | 5.3 | 3.8 | 3.3 | 5.6 | 4.5 | 4.1 | 4.0 |
| Yb | 16 | 13 | 15 | 15 | 16 | 16 | 23 | 15 | 12 | 16 | 34 | 25 | 21 | 35 | 29 | 26 | 25 |
| Lu | 2.8 | 2.2 | 2.5 | 2.4 | 2.7 | 2.6 | 3.8 | 2.5 | 2.1 | 2.6 | 5.3 | 3.8 | 3.3 | 5.3 | 4.4 | 4.1 | 4.1 |
| Y | 117 | 93 | 107 | 108 | 115 | 117 | 154 | 106 | 89 | 112 | 258 | 181 | 159 | 267 | 217 | 167 | 216 |
| LREE | 1472 | 742 | 770 | 768 | 966 | 948 | 1016 | 747 | 568 | 889 | 1661 | 1223 | 1101 | 2058 | 1511 | 1252 | 1394 |
| HREE | 87 | 72 | 84 | 85 | 93 | 93 | 133 | 90 | 72 | 90 | 230 | 170 | 152 | 266 | 205 | 183 | 178 |
| Ce* | 5.3 | 2.6 | 2.3 | 2.2 | 2.6 | 2.7 | 1.9 | 2.0 | 2.1 | 2.6 | 1.3 | 1.3 | 1.3 | 1.4 | 1.3 | 1.5 | 1.8 |
| L/HREE | 17 | 10 | 9.2 | 9.0 | 10 | 10 | 7.6 | 8.3 | 7.9 | 10 | 7.2 | 7.2 | 7.2 | 7.7 | 7.4 | 6.9 | 7.8 |
| REY | 1675 | 907 | 960 | 961 | 1175 | 1158 | 1304 | 943 | 729 | 1090 | 2149 | 1574 | 1413 | 2591 | 1932 | 1602 | 1788 |

Примечание. 1–9 – точки абляции и средние значения (10) для раннего прослоя корки (см. рис. 3). 11–14 – точки абляции и средние значения (15) для позднего прослоя корки (см. рис. 3). 16 и 17 – соответственно, средний валовый состав слоя III в сводном разрезе корок и средний валовый состав корок Магеллановых гор по [Peretyazhko et al., 2025]. Концентрации: Si, Ti, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, P в мас. %; примесные элементы в г/т. Прочерк для Cr – ниже предела обнаружения. Пробел для средних составов – нет данных.

Note. 1–9 – ablation points and average values (10) for the early crust sublayer (see Fig. 3). 11–14 – ablation points and average values (15) for the late crust sublayer (see Fig. 3). 16 and 17, respectively – average bulk composition of Unit III in the complete section of the Magellan Seamounts Fe-Mn crusts and average bulk composition of the Magellan Seamount crusts after [Peretyazhko et al., 2025]. Si, Ti, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, P concentrations are in wt.%, trace element concentrations are in g/t. Dash instead Cr – below the determination limit. Blank space instead of average compositions – no data available.