

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН) ПО ДАННЫМ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИХ И КОСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2025 г. А. А. Гаврилов^{1,*}

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,

Владивосток, Россия

*E-mail: gavrilov@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 25.10.2024 г.

Использование методик морфоструктурного анализа и космогеологического дешифрирования при работе с визуализированными цифровыми моделями рельефа подводных Магеллановых гор позволило выявить пространственную и иерархическую организацию кольцевых аномалий и линеаментов, соотносимых соответственно с очаговыми структурами и зонами разломов разного ранга. Согласно результатам комплексных исследований и имеющимся региональным геологическим материалам, определяющее значение в формировании и развитии рассматриваемой горной системы принадлежит явлениям мантийного диапиризма и базальтоидного вулканизма, которые реализовались дискретно во времени в хронологический период мел – средний миоцен. Главную роль в размещении Fe, Mn, Co оруденения исследованного района Магеллановых гор играет крупная (радиус до 270 км) очаговая система, соотносимая с проекцией диапира подлитосферной мантии и выраженная в рельефе реликтовым магматическим сводом. Образование рудной минерализации происходило дифференцированно во времени и пространстве на протяжении длительного периода времени, начиная с позднего мела (кампан-маастихт), на фоне постоянно возобновляющейся концентрации металлов Fe, Mn, Co в придонных слоях водной толщи за счет гидротерм и явлений гальмиролиза. Радиально-концентрическое размещение рудной минерализации характерно для реликтового сводового поднятия, отдельных палеовулканических построек и их группировок, соотносимых с крупными гайотами. Полученные данные послужили основой прогнозных критериев для данного типа оруденения.

Ключевые слова: Магеллановы горы (Тихий океан), океанический вулканизм, очаговые структуры, размещение железомарганцевого оруденения, критерии прогнозирования

DOI: 10.31857/S0205961425020071, **EDN:** EJWPLG

ВВЕДЕНИЕ

Применение визуализированных (3D) цифровых моделей рельефа (ЦМР), создаваемых на основе глобальной базы батиметрических данных GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) – 2020, (<http://ocean3dprojects...>), спутниковой альтиметрии и материалов дистанционного зондирования Земли из космоса в рамках широко доступной программы Google Earth Pro открывает новые возможности комплексного изучения рельефа и геологии дна морей и океанов. Прикладное значение таких исследований связано с анализом строения известных и потенциально перспективных рудоносных районов, областей дна акваторий, определения факторов структурного контроля скоплений рудной минерализации и с разработкой критериев прогнозирования и минерагенического районирования.

В качестве эталонного объекта или полигона рассматривается металлоносная область в Магеллановых горах (МГ), где в ходе предшествующих ис-

следований (Богданов и др., 1990; Андреев, 1994 и др.) были выявлены, а в последующем детально изучены (Мельников, 2005) подвергшиеся абразии и опущенные на большие глубины палеовулканические постройки – гайоты, содержащие различные по объему залежи (корки, конкреции) кобальтоносных (не менее 0.3% Co) железомарганцевых руд. На фоне многочисленных описаний рельефа, петрографических, петрохимических и литолого-стратиграфических данных в опубликованных в целой серии работ (Васильев, 2009; Мельников, 2005; Плетнев и др., 2020; Рашидов и др. 2003; Smoot, 1983; Hein, 2000 и др.) остаются открытыми важные вопросы пространственной и иерархической организации очаговых систем, зон разломов МГ и их взаимодействия. Столь же злободневны задачи морфотектоники, систематики кольцевых структур, оценки, на примере МГ, роли явлений мантийного диапиризма и в целом очаговой динамики при горо- и рудообразования в океанических зонах внутриплитной тектономагматической активности,

разработки критериев прогнозирования скоплений железомарганцевой минерализации и др.

ВОПРОСЫ МЕТОДОЛОГИИ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Протяженные (тысячи км) вулканоплутонические пояса континентального обрамления, многочисленные цепи вулканических построек островных дуг и подводных хребтов, огромные щитовые вулканы и магматические сводовые поднятия дна Тихого океана (Васильев, 2009; Сычев и др., 1993; Liu, Chase, 1989; Slepp, 1990 и др.) — показатели определяющего значения процессов очаговой геодинамики и магматизма в формировании и эволюции Тихоокеанского сегмента Земли. Это делает весь иерархический ряд очаговых структур от локальных магматических систем до плюмов и сопутствующие магмоконтролирующие разломы важными объектами геоморфологических и геологических исследований Тихоокеанской мегавпадины.

Проекции очаговых образований на земную поверхность образуют классы структур и морфоструктур центрального типа (СЦТ, МЦТ). Эти понятия имеют двойственное значение, отражая как их генетические связи с центрами эндогенной активности недр, так и наличие у плоскостных проекций центра симметрии. В качестве синонима, используется термин “кольцевая структура” (КС). Специфика этих объектов — существование определенных атрибутов организации геологической среды: радиально-концентрической и конической систем разломов, радиально-концентрической зональности строения и размещения структурно-вещественных комплексов, присутствие сателлитных магматических центров, расположенных упорядоченно. Наиболее крупные СЦТ Земли рассматриваются как проекции глубинных конвективных ячеек, “горячих точек”, мантийных диапиров, геоконов, плюмов (Соловьев, Рыжкова, 1983; Ежов, 1986 и др.), более мелкие — представляют инъективные дислокации, связанные с явлениями эффузивного и интрузивного магматизма, разноглубинной диапировой, и эксплозивной тектоники. В любом случае МЦТ и эндогенные СЦТ — важнейшие индикаторы флюидной, магматической активности и потенциальной перспективности недр на полезные ископаемые (Гаврилов, 1993, 2022).

Статистически установленная корреляция величин радиусов МЦТ и глубин залегания геолого-геофизических разделов земной коры, мантии (Соловьев, Рыжкова, 1983; Ежов, 1986 и др.) приводит к выводу, что наиболее благоприятные условия для формирования сателлитных магматических очагов возникают в узлах пересечений сквозных радиальных и конических разломов глубинных инъектив-

ных дислокаций с границами неоднородностей недр, где происходит скачкообразное изменение литостатического давления и свойств геологической среды. Предполагается, что радиусы (R) очаговых образований отражают как глубины (H) локализации продуцирующих их магмогенерирующих центров, так и стратификацию слоистой геологической среды. В результате ее взаимодействия с магматическими и газово-флюидными потоками тепломассопереноса, исходящих из мантийных диапиров и плюмов, образуется ярусно-древовидная система промежуточных очагов, отражающихся в инфраструктуре крупных КС. Следует отметить, что применение соотношения R и H для глубинных построений в определенной степени дискуссионно, так как имеется много примеров глубинной природы относительно локальных кольцевых построек (алмазные трубки, структуры щелочно-ультраосновных концентрических комплексов и др.). Однако, такие объекты отличаются специфичной структурной позицией, располагаясь в узлах пересечений глубинных разломов, что обуславливает аномально высокую проницаемость литосферы. Очевидно, что такие условия не распространяются на основную массу МЦТ и СЦТ. При этом игнорировать в ходе анализа эндогенной активности недр такой огромный информационный ресурс, как размерность проекций, иерархия очаговых систем вряд ли целесообразно.

Общие закономерности внутреннего строения очаговых систем связаны с наличием трех универсальных типов инфраструктур: моно-, полиядерный (бессателлитный), ядерно-сателлитный и сателлитный (безъядерный) с орбитальным размещением структурных элементов. Таким образом, отражаются центрально-, периферийно-фокусированные и комбинированные схемы пространственного распределения потоков тепломассопереноса относительно магмогенерирующих центров. Сходство морфологии и формул симметрии размещения внутренних структурных элементов. Для всех известных генотипов и рангов СЦТ и МЦТ определяется как гомология очаговых систем. Наличие ее между планетарными, региональными и локальными МЦТ служит важным признаком достоверности выделения мегаобъектов, позволяя применять это положение при изучении явлений очаговой геодинамики, морфоструктурно-металлогенического районирования (Гаврилов, 1993).

Специфика рудных процессов заключается в работе потоков энергомассопереноса по мобилизации, транспортировке, дифференциации первичного рассеянных (до уровня кларков) в горных породах ряда химических элементов и в создании условий для их последующей концентрации, аккумуляции и сохранности в относительно ограниченных объемах геологической среды. С этих позиций, лю-

бой рудный объект не только геохимическая, но палеоэнергетическая аномалия, примерная количественная оценка которой устанавливается, главным образом, на основе определений объемов продуктов рудогенеза, гидротермальной деятельности, метасоматоза, магматизма, параметров, плотности очаговых структур, разломов, а также привлечения других данных. Основные предпосылки для реализации явлений эндогенного рудообразования связаны с существованием коровых, глубинных, энерго- и магмогенерирующих источников, а также агентов и каналов переноса потенциально рудоносных магматических, гидротермальных и флюидных потоков. Это выдвигает на первый план изучение потенциально продуктивных рудомагматических очаговых систем и зон разрывных нарушений, геоморфологическая и космогеологическая индикация которых сопряжена с выделением кольцевых и линейных аномалий разного типа.

Определение кольцевых геоморфологических аномалий дна морей и океанов основано на использовании батиметрических карт разного масштаба и визуализированных цифровых моделей рельефа (ЦМР), на которых высотные уровни рельефа отображаются различными цветовыми оттенками. Они создаются на основе комплексирования данных, полученных различными системами спутниковой альтиметрии (цифровые модели высот геоида, отклонения отвесных линий, аномалий силы тяжести в свободном воздухе), результатов эхолотных съемок и других измерений. Батиметрические базы и карты океанов проекта GEBCO объединяют данные международных, национальных, региональных научных и научно-производственных организаций, институтов и комплекса доступных экспедиционных измерений, приведенных к узлам 30 секундной градусной сетки, начиная с глубин 200 м. Высокая разрешающая способность изображений рельефа дна акваторий достигается синтезом материалов спутниковой альтиметрии и данных батиметрических карт. Пространственное разрешение цифровой модели рельефа дна океана GEBCO 2014 составляет, в частности, 0.5 дуговой минуты или 0.93 км. В зоне сочленения суши и прилегающих акваторий программа Google Earth Pro использует комплекты адаптированных друг к другу сканерных космических снимков местности (суша) и визуализированных ЦМР дна прилегающих акваторий. Применение таких данных, как размеры островов, отдельных подводных возвышенностей и других маркеров, позволяет уточнить параметры выделяемых на изображениях линейных, кольцевых аномалий и соотносимых с ними геоморфологических и геологических объектов.

В данной работе при анализе визуализированных ЦМР в рамках программы Google Earth Pro осуществлялось комплексное применение методик

морфоструктурного анализа и космогеологического дешифрирования (Гаврилов, 2021, 2022). Среди главных признаков подводных МЦТ рассматривались: круговой, кольцевой рисунки и концентрическое строение выделяемых цветовых аномалий; поля высот, кольцевая геометрия форм рельефа, структур; радиально-концентрическая зональность размещения элементов внутреннего строения кольцевых аномалий с характерными типами инфраструктур. Параллельно осуществлялся анализ имеющихся геологических и геофизических материалов. Большинство мелких форм составляют моногенные палеовулканы центрального типа. Более крупные КС, как правило, полигенны, т. к. имеют один или несколько сателлитов, указывающих на наличие несколько этапов образования.

Для выделения линейных аномалий (линеаментов), сопоставляемых с зонами разрывных нарушений, на изображениях ЦМР использовались такие признаки: протяженные (непрерывные или дискретные) узкие линейные или более широкие полосы разных цветовых оттенков, отличающиеся набором характерных черт и связанные с рисунком и структурой изображений, или системами мелких деталей; линейные границы разделов двух или более участков дна акваторий с различным окрасом, плотностью цветового тона; дуговые и прямолинейные контуры впадин, поднятий, гипсометрические уступы; цепи кольцевых аномалий, блоков и других форм, элементов рельефа, указывающих на линейную упорядоченность объектов в геоморфологической среде. Для выборочной заверки аномалий привлекались данные о характеристиках известных разломов, подтвержденных геолого-геофизическими исследованиями (Международный..., 2003; Мельников, 2005 и др.).

Достоверность полученных материалов при изучении морфотектоники подводных МГ определяется: выдержанностью диапазона параметрических характеристик кольцевых аномалий на различных участках дна, расположенных друг от друга на десятки и сотни км; пространственными связями с куполообразными или воронкообразными формами рельефа и их закономерно организованными группировками, имеющими радиально-концентрическую батиметрическую зональность; упорядоченное, с элементами трансляционной симметрии, размещение кольцевых аномалий в пределах выделяемых линеаментов, соотносимых с зонами магмоконтролирующих разломов; приуроченность кольцевых аномалий к узлам пересечений линеаментов; наличие принципиально похожих особенностей их внутреннего строения разного размера и ранга (явление гомологии СЦТ).

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В соответствии с современными геоморфологическими и геологическими материалами (Рашидов и др., 2003; Мельников, 2005; Плетнев и др., 2020; Съедин, Плетнев, 2024 и др.), Магеллановы горы (МГ) представляют собой дуговую цепь крупных гайотов, других палеовулканических поднятий и их группировок, входящих в Западно-Тихоокеанскую провинцию подводных гор. Одна из таких группировок, центрального участка образует крупную овальную Магелланову МЦТ радиусами (R_1 — 270 км; R_2 — 220 км), которая отличается круговой пространственной организацией подводных возвышенностей, отчетливо выраженной радиально-концентрической батиметрической зональностью (рис. 1).

Ранее она была описана в работе (Кулаков и др., 1990), но вследствие противоречий с моделями тектоники плит и недостаточной обоснованности геологическими материалами не привлекла внимание специалистов. В связи с тем, что в ее юго-западном секторе кольцевая цепь крупных положительных

форм прерывается, отмечалось лишь полукольцевое их размещение (Рашидов, 2003). Наличие на этом участке МГ значительных скоплений кобальтоносной железомарганцевой минерализации привело к тому, что в последующие годы именно он послужил объектом детальных геологических исследований (Мельников, 2005). Дискретное, с элементами трансляционной симметрии, размещение крупных и мелких подводных возвышенностей создает общую линейно-узловую инфраструктуру этого линейного поднятия, что характерно как для орогенных поясов суши, так и подводных вулканогенных горных хребтов Тихого океана (Гаврилов, 2022).

Анализ батиметрических карт и ЦМР региона показывает, что основные особенности геоморфологического строения СЗ сегмента МГ связаны с присутствием, помимо подводных хребтов, дискретно расположенных крупных овальных скоплений подводных возвышенностей, гор разных размеров, которые размещаются радиально-концентрически вокруг межгорных впадин, образуя МЦТ регионального ранга с соответствующей ба-

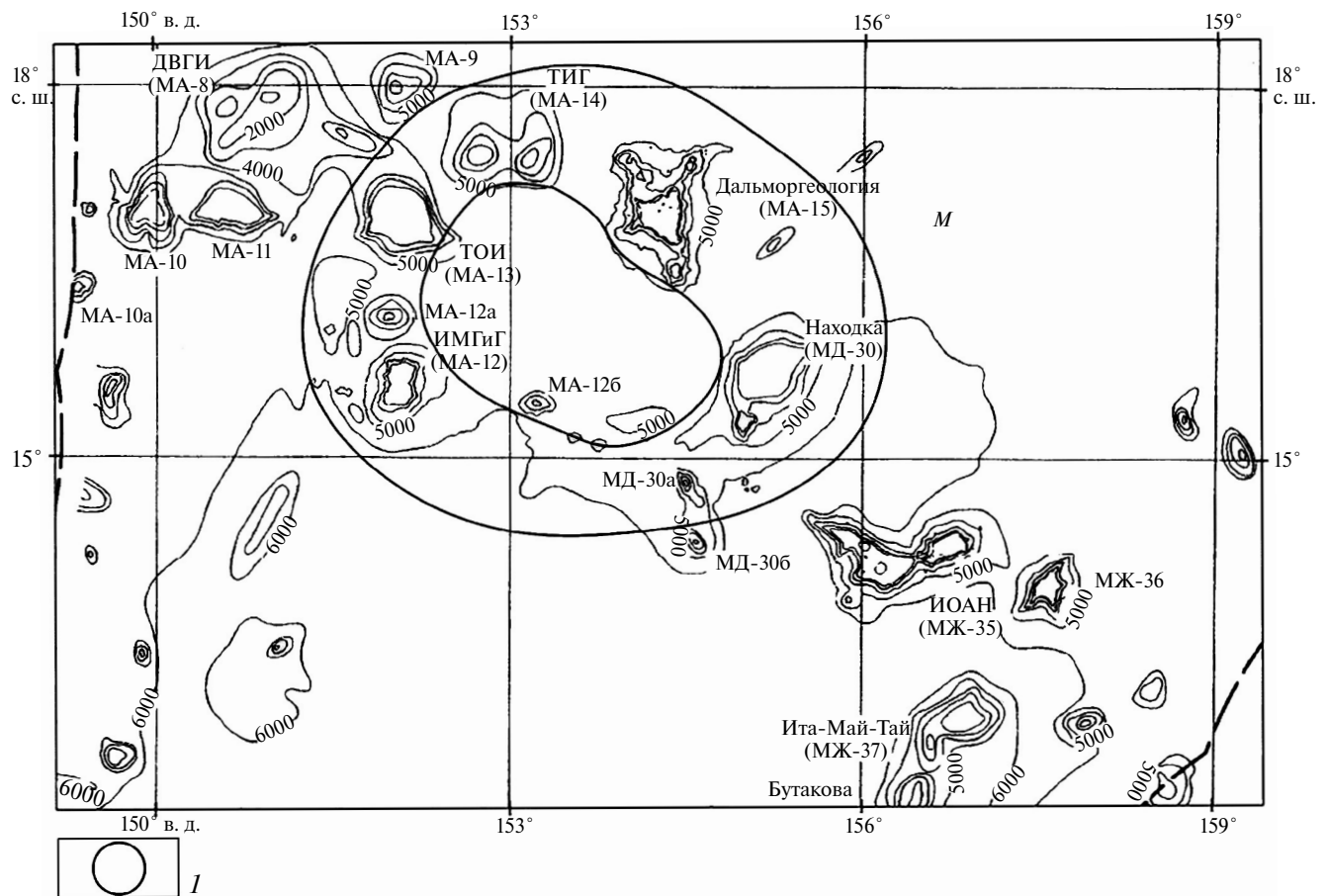


Рис. 1. Батиметрическая карта (масштаб 1:5000 000) цепи гайотов и других палеовулканических подводных поднятий Магеллановых гор. Изобаты проведены через 1000 м (Мельников, 2005). Интерпретация автора. 1 — черной линией отмечены контуры Магеллановой кольцевой морфоструктуры (М).

тиметрической зональностью (рис. 2). Такие особенности строения определяют изменчивость ширины цепи подводных возвышенностей от 100 до 500 км, что отмечается, в частности, на замыкании МГ в районе подводного хр. Даттон.

Протягиваясь от 20 до 10° с.ш., рассматриваемая линейная система поднятий достигает длины более 1900 км. Гайоты и другие горные сооружения района МГ возвышаются относительно абиссальных равнин межгорных впадин на 3000–4800 м. Если максимальные глубины во впадинах достигают 6000 и более метров, то глубинные отметки вершин гайотов варьируют в диапазоне 1400–2200 м. Сочленение склонов и предгорных равнин на бортах межгорных и предгорных впадин происходит на глубинах 5000–5600 км, Ширина зоны перехода к абиссальным равнинам достигает в пределах района 40–50 км (Международный..., 2003; Мельников, 2005; Васильев, 2009). По своему положению

и тектонической позиции МГ – граничные или буферные образования, которые отделяют расположенную на западе крупную кольцевую Восточно-Марианскую котловину от мегаподнятия Маршалловых островов. В полосе прохождения меридианов 156–157° вост. долготы МГ, имеющие СЗ – ЮВ простирание, резко разворачиваются на юг, и от гайота ИОАН до гайота Бутакова ориентированы меридионально (см. рис. 1). На параллели примерно 10° с.ш. цепь палеовулканических поднятий подводного хребта трансформируется в ряд относительно небольших подводных возвышенностей, который развернут на ЮЗ, по направлению к Каролинской валообразной системе вулканогенных горных сооружений и островов, отличавшейся субширотным простиранием и ограничивающей Восточно-Марианскую впадину с юга.

Площади плоских вершинных поверхностей крупных гайотов в пределах Магеллановой МЦТ

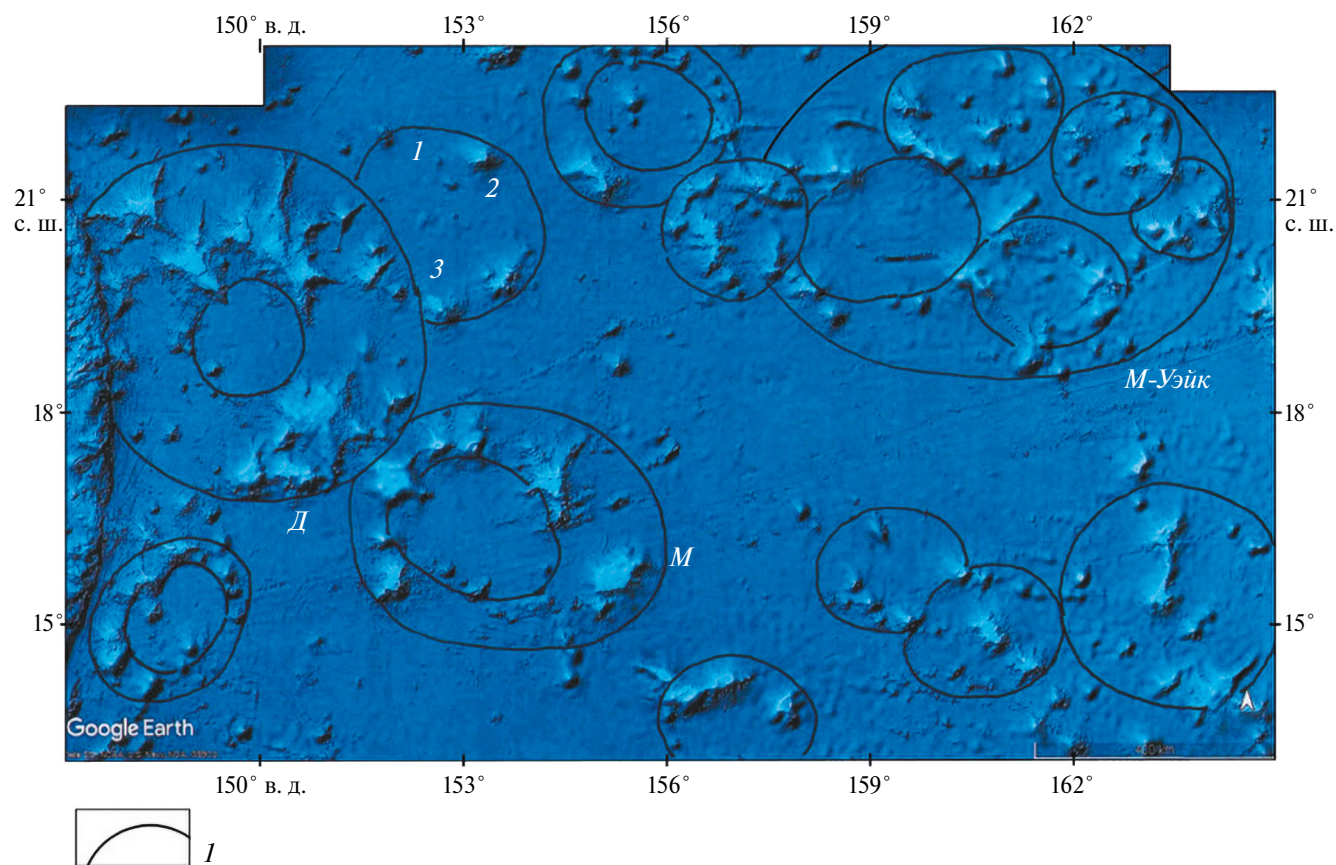


Рис. 2. Кольцевое размещение крупных подводных поднятий (светлые тона), сопряженных с гайотами и другими палеовулканическими сооружениями, на схеме визуализированной ЦМР СЗ сегмента Магеллановых гор и прилегающей с С-В горной области Маркус-Уэйк.

1 – кольцевые контуры скоплений подводных поднятий и возвышенностей; 2 – Буквенные обозначения – названия наиболее крупных МЦТ исследуемого региона: М – Магелланова; Д – Даттона, М-Уэйк – Маркус-Уэйк. Арабские цифры – названия отдельных гайотов, информация о которых приводится в статье: 1 – Химу, 2 – Голден Драгон, 3 – Хемлер.

меняются от 15×10 до 80×30 км. Помимо абра-дированных плосковершинных палеовулканиче-ских форм установлены конические, купольные постройки, цоколи которых располагается на глу-бинах 5400–5600 м. Поперечные размеры основа-ний подводных поднятий МГ меняются от первых десятков до 180 км. Уклоны вершинных поверхно-стей плато и гайотов составляют не более 5° . Скло-ны верхних участков гайотов крутые, достигая 20° , но постепенно уменьшаются к основанию. На про-филях и разрезах они имеют ступенчатое строение, сочетая вогнутые и выпуклые морфологические типы. Выделяемые ступени имеют разную шири-ну и могут быть достаточно многочисленны (до 25) (Мельников, 2005), представляя собой продукты длительного абразионного террасирования. Необ-ходимые условия для их формирования возникли на островной стадии развития МГ вследствие дей-ствия прибойно-волновых процессов на вулкани-ческие сооружения при их длительном, циклично проявленном погружении.

Для субгоризонтальных вершинных поверхно-стей гайотов и плато характерно присутствие чехла рыхлых карбонатных отложений. При уклонах бо-

лее 5° рыхлый покров на скальных обнажениях, как правило, отсутствует. Важные локальные осо-бенности геоморфологического строения плоских вершин многих гайотов – наличие денудационных останцов и мелких купольных форм рельефа, соот-носимых с более молодыми, среднемиоценовыми вулканическими постройками (Мельников М.Е. и др., 2020). Такие валообразные и конусообразные объекты были выявлены в ходе эхолотной съем-ки рельефа рассматриваемого района МГ (рис. 3). Унаследованное развитие каркасных систем раз-ломов очаговых систем МГ иллюстрирует концен-трическое размещение молодых вулканических построек на вершинной поверхности одного из гайотов (рис. 3б).

Изучение рельефа МГ и прилегающей области подводных возвышенностей Маркус-Уэйк мно-голучевым эхолотом (Мельников, 2005; Smoot, 1999) показало, что верхние части гайотов и дру-гих крупных подводных поднятий имеют углова-тые, линейные контуры, типичные для блоковых морфоструктур горных областей невулканоген-ного происхождения. Привлекая эти материалы и основываясь на постулируемых представлениях о

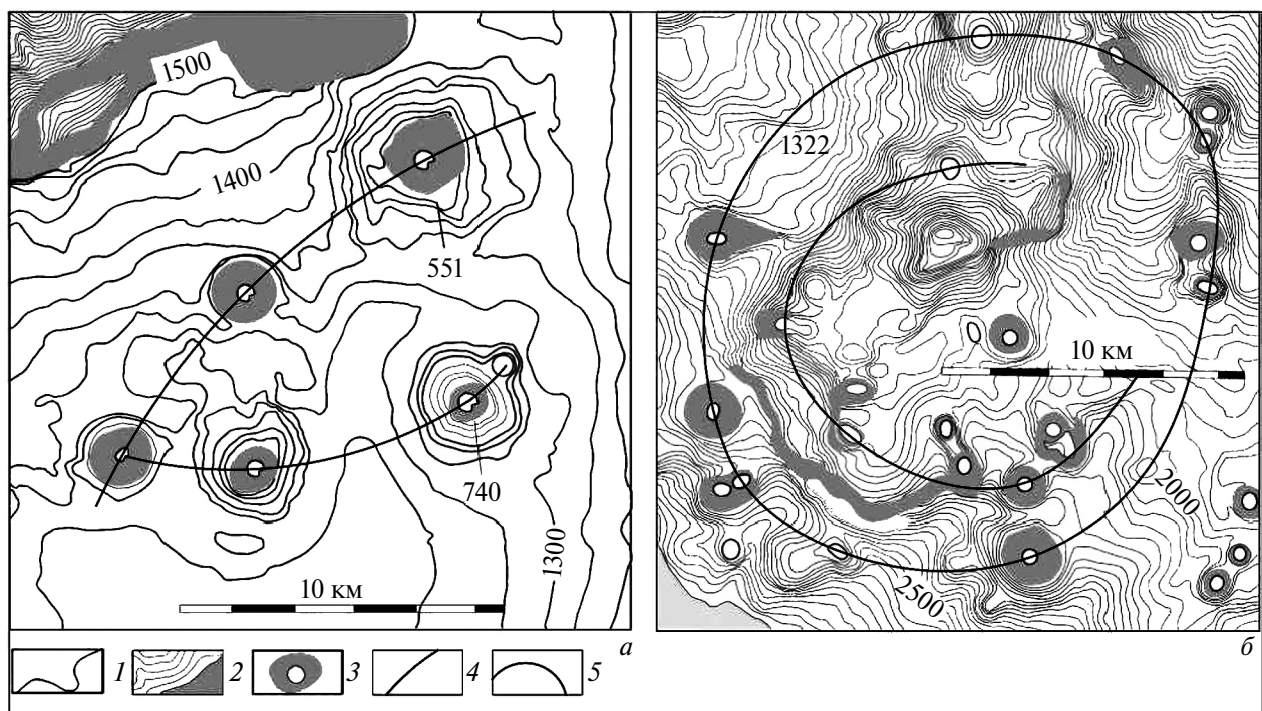


Рис. 3. Палеовулканические постройки на вершинах гайотов Магеллановых гор. По (Мельников М.Е. и др., 2020), с дополнениями и в интерпретации автора.

а – северо-восточная часть вершины гайота Дальморгеология (Альба), *б* – центральная часть вершины гайота Бутакова (см. рис. 1).

1 – изобаты; 2 – зоны высоких градиентов, сгущения изобат; 3 – контуры центральных частей относительно молодых палеовулканических построек; 4–5 – предполагаемые магмоконтролирующие: разломы: 4 – прямые, 5 – дуговые и кольцевые.

масштабных горизонтальных движениях Западно-Тихоокеанской плиты, многие специалисты отдают предпочтение коллизионным, разломно-блоковым моделям подводного горообразования (Мельников, 2005; Уткин и др., 2004 и др.). Например, по данным Н. Смута (Smoot, 1999), рисунок дизъюнктивных дислокаций и связанных с ними форм рельефа региона обусловлен комбинированным геодинамическим влиянием трансформных разломов Мендосино и Сервеер, имеющих СВ ориентировку. В этой и в некоторых других геодинамических моделях (Пушаровский, Меланхолина, 1992; Norton, 2000 и др.) главная роль в формировании структурной основы горного рельефа океанического дна северо-западной Пацифики отводится горизонтальным тектоническим движениям и сопутствующим коллизионно-аккреционным процессам при второстепенном значении магматических факторов горообразования. На основе именно таких разломно-блоковых построений оценивались (Мельников, 2005; Плетнев и др., 2020 и др.) и оцениваются до настоящего времени (Съедин, Плетнев, 2024) факторы структурного контроля и размещения рудной минерализации МГ.

Однако, при более детальном анализе легко заметить кольцевые контуры цоколей гайотов, радиально-концентрическое размещение их оснований. Это — геоморфологические признаки сохранности первичной морфологии реликтовых вулканических структур, имеющих симметрию центрального типа и образующих каркас рельефа МГ и соседней горной области Маркус-Уэйк. Гайоты представляют собой лишь трансформированные верхние части палеовулканических построек, отражая наличие островного этапа их развития. Первичная природа и общая геометрия структурной основы горных сооружений от этого не меняются. Большее влияние на рельеф МГ оказали постмагматические деструктивные тектонические процессы. Выраженные на батиметрических картах и визуализированных ЦМР подводные возвышенности и горы рассматриваемого района разделены межгорными и предгорными впадинами, глубины которых могут превышать 6000 м. Именно они определяют контуры, границы, дискретное размещение областей поднятий, создают резкие перепады высот и общую значительную вертикальную расчлененность рельефа с амплитудами первые км. Для рельефа впадин характерны обширные абиссальные равнины с отдельными холмами, имеющими небольшую (2–3°) крутизну склонов (Васильев, 2009).

На начальных этапах геологического изучения МГ и прилегающих районов по данным драгирования, глубоководного бурения и определения абсолютного возраста пород было установлено наличие 3 вулканогенных комплексов разного возраста (Premoli et al., 1993). Например, скв. 801С, пробу-

ренной несколько восточнее МГ, в котловине Пигафетта вскрыты толеитовые базальты среднеюрского возраста 166.8 ± 4.5 млн лет (Pringle, 1992). В скв. 462А (котловина Науру) время формирования нижнего вулканогенного комплекса оставляет 110 ± 3 млн лет, а верхнего 131 млн лет (Batiza et al., 1982; Lancelot et al., 1990). Более детальные исследования (Мельников, 2005) в пределах рассматриваемого полигона МГ позволили обосновать выделение четырех комплексов вулканических пород, характеризующихся своими особенностями состава и времени формирования. В основании разрезов гайотов лежат наиболее древние вулканиды позднеюрско-раннемелового возраста. Выше залегают мощные толщи базальтоидов мелового возраста, играющие главную роль в строении горных сооружений. В их пределах по ряду признаков выделяются вулканические образования кампанского яруса, завершающего позднемезозойский цикл магматизма. Венчают разрез щелочные базальты среднего миоцена, формирующих небольшие конические вулканические постройки на вершинах гайотов.

Последующие результаты интерпретации накопленной геологической информации (Плетнев и др., 2020), основанные на привлечении максимально полного массива абсолютных датировок пород (77 определений по 11 гайотам), биостратиграфических данных и материалов глубоководного бурения, позволили выделить 5 крупных вулканических комплексов и соответствующих стратиграфических подразделений. Это: 1 — позднеюрско-раннемеловой (неоком); 2 — раннемеловой (апт-альб); 3 — позднемеловой (турон-ранний кампан); 4 — позднемеловой (поздний кампан-маастрихт); 5 — кайнозойский, включающий 14 датировок, палеоцен (5 определений), эоцен (7); олигоцен-миоцен (1); средний миоцен. Для раннемелового — апт-альбского комплекса, установленного в 5 гайотах получены, например, абсолютные датировки в интервале 120–96 млн лет. Согласно опубликованным сведениям (Васильев, 2009; Плетнев и др., 2020; и др.), минералого-геохимические типы пород района представлены фойдитами, пикритами, океанитами, базанитами, анкарамидами, долеритами, оливиновыми, толеитовыми, щелочными и плагиофировыми базальтами, витро-, трахибазальтами, муджеритами. Реже встречаются щелочные трахиандезиты, щелочные трахиты, фонолиты и другие дифференциаты щелочной базальтовой магмы. При драгировании были подняты также агломератовые лавы и брекчии, туфы базальтов, туфопесчаники. Большинство этих образований входит в состав щелочно-базитовой ассоциации пород, широко развитых в пределах океанических гор и островов Тихого океана

Данные о наличии крупных стратиграфических перерывов, общие особенности строения геологи-

ческих разрезов свидетельствуют о существовании трех основных структурно-формационных ярусов МГ. Нижний (цоколь гайотов) — образуют толеиты гавайского типа. В составе среднего, наиболее мощного яруса преобладают субщелочные и щелочные базальты. Верхний — распространен дифференцированно и сложен комплексом осадочных литифицированных пород (апт-средний миоцен) и рыхлых отложений (поздний миоцен-голоцен), которые дискретно распространены на вершинных поверхностях и пологих склонах гайотов. Осадочные породы четвертичного возраста, не содержащих рудных компонентов, представлены различными органическими и терригенными отложениями карбонатно-глинистого состава. На плоских поверхностях гайотов их мощность варьирует от первых метров до первых десятков метров. В межгорных понижениях и впадинах она составляет первые сотни метров (Мельников, 2005; Васильев, 2009; Плетнев и др., 2020).

Расстояние между крупными гайотами МГ варьирует в широком диапазоне от нескольких десятков до 100 и более км. С учетом общей протяженности подводного горного пояса (около 1900 км), в условиях структурной и вещественной анизотропии океанической литосферы, взаимодействии разноточных магматических источников и вмещающих пород очевидно, что отдельные гайоты будут различаться химическим составом и возрастом составляющих их вулканических комплексов (Рашидов и др., 2003). Наиболее древние вулканы с установлены в южном сегменте МГ на гайоте Ита-Май Тай (120.0 ± 0.8 ; 118.5 ± 0.8 млн лет — баррем-апт) и Бутакова (114.0 ± 3.0 млн лет — апт) (см. рис. 1). Севернее, на гайоте ИОАН получены датировки вулканитов 88.5 ± 0.7 и 86.7 ± 0.4 млн лет (коньяк-сантон). В строении гайотов центрального сегмента, где расположена Магеллановой МЦТ, возраст вулканитов также существенно меньше. В подводном поднятии Дальморгеология, принимают участие комплексы пород возрастом от позднего мела (92.3 ± 1.7 ; 95.0 ± 0.7) до среднего миоцена (базанит 15.0 ± 2.0). В пределах гайота ИМГИГ (Пегас) выявлены базальтовые трахиандезиты возрастом 68.5 ± 1.5 , трахибазальты 74.5 ± 2.0 , афировые базальты 91.0 ± 3.0 . В пределах гайота Находка представлены разные значения абсолютного возраста: сеноман-турон-кампан (от 93.5 ± 2.0 до 76.0 ± 2.00 , но доминируют определения в интервале кампан-ранний эоцен, от 76.0 ± 2.0 до 93.5 ± 5.0 (Плетнев и др., 2020; Съедин, Плетнев, 2024). Северо-западнее, на гайотах Химу и Хемлер (см. рис. 2), сложенных щелочными базальтами, были получены такие датировки 119.6 ± 0.7 ; 121.0 ± 0.8 и $99.5 \pm 100.7 \pm 0.6$ млн лет (баррем-апт, альб) (Рашидов и др., 2003). Приведенные материалы показывают, что нижнемеловые палеовулканы располагаются на флангах (СЗ и ЮВ) цепи гайотов

МГ, а в центральной части крупную кольцевую постройку образуют позднемиеловые вулканоструктуры.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные материалы о геоморфологии и морфотектонике МГ свидетельствуют о том, что океаническое горообразование почти полностью определяется процессами разноточной очаговой тектоники, явлениями эффузивного и интрузивного магматизма. Наличие крупных овальных и круговых областей скопления центров извержений базальтовой лавы, их упорядоченное, радиально-концентрическое размещение с соответствующей батиметрической зональностью позволяют рассматривать их (рис. 4) как проекции очаговых структур центрального типа более высокого ранга. По своим параметрам ($R \sim H$) они соотносимы с магматическими сводами, имеющими глубинное заложение. Идеи о присутствии на дне Тихого океана таких структур были популярны еще в 1980–1990 гг. (Сычев и др., 1993; Liu, Chase, 1989; Slepp, 1990 и др.). Вопросы связи формирования магматических сводов с аномальными термальными явлениями в геологической среде и процессами изостазии рассматривались, например, в работе (Сычев и др., 1993), в которой была предложена модель внедрения в литосферу интрузии высокотемпературной ($1500–1600^\circ\text{C}$) ультрабазитовой магмы. Конструктивное развитие и вздымание сводов связывалось с разогревом недр, опускание — с охлаждением источника. Внутреннее строение таких поднятий и явления очагового тектогенеза с позиций учения о СЦТ в этих работах не анализировались.

Как уже отмечалось (см. рис. 2), северо-западный сегмент МГ состоит из двух крупных кольцевых построек. Одна из них, примыкающая к глубоководному желобу на участке 20° с. ш., имеет овальную форму ($R_1 = 310$ км, $R_2 = 280$ км) и включает подводный хр. Даттон, примыкающие гайоты и другие палеовулканические поднятия, располагающиеся концентрически вокруг крупной изометричной межгорной впадины. Согласно данным анализа визуализированных ЦМР, каркасные структурные элементы реконструируемого палеосвода представлены внутренней и внешней кольцевыми цепями очаговых структур разных размеров, образуя инфраструктуру сателлитно-орбитального типа.

Параметры МЦТ Даттон позволяют связывать ее формирование и развитие с деятельностью энерго- и магмогенерирующего центра, располагавшегося ($R \sim H$) в интервале глубин 280–310 км. Преимущественно меловой возраст вулканических комплексов, составляющих гайоты в пределах палеосвода, соответствует этапу его наиболее активного формирования. Наличие в центральной части серии

межгорных впадин — свидетельство частичной деформации поднятия на завершающей стадии развития в позднем кайнозое. Расположенные восточнее реликтового свода Даттон крупные гайоты (Хемлер, Голд, Дракон и др.) (см. рис. 2) также группируются вокруг межгорной впадины, образуя кольцевую морфоструктуру $R - 120$ км, которая занимает промежуточное положение между цепью поднятий МГ и горной областью Маркус-Уэйк.

Юго-восточнее палеосводового поднятия Даттон располагается близкий по размерам и особенностям строения реликтовый магматический свод центрального района МГ ($R_1 - 270$ км; $R_2 - 220$ км), соотносимый с Магеллановой МЦТ. Именно в пределах этого участка МГ сотрудниками Государственного научного центра «Южморгеология» были проведены детальные исследования геологии и залежей кобальтоносных Fe-Mn рудных ко-

рок и конкреций (Мельников, 2005). Как и палеосвод Даттон, рассматриваемое сводовое поднятие отличается не только максимальными высотами рельефа, аномальной плотностью проекций палеовулканических центров, но и их радиально-концентрической организацией. Общие особенности строения КС этого типа в данном регионе определяются одинаковой батиметрической, геологической зональностью, сохранностью первичной кольцевой геометрии и спутниково-орбитальной инфраструктуры.

Геологическое дешифрирование визуализированной ЦМР подводного рельефа позволило получить следующую картину распределения размеров очаговых структур. Радиусы наиболее мелких выявленных палеовулканических построек не превышают 7 км. Наиболее широко в пределах района МГ распространены КС, радиусы которых варьируют в

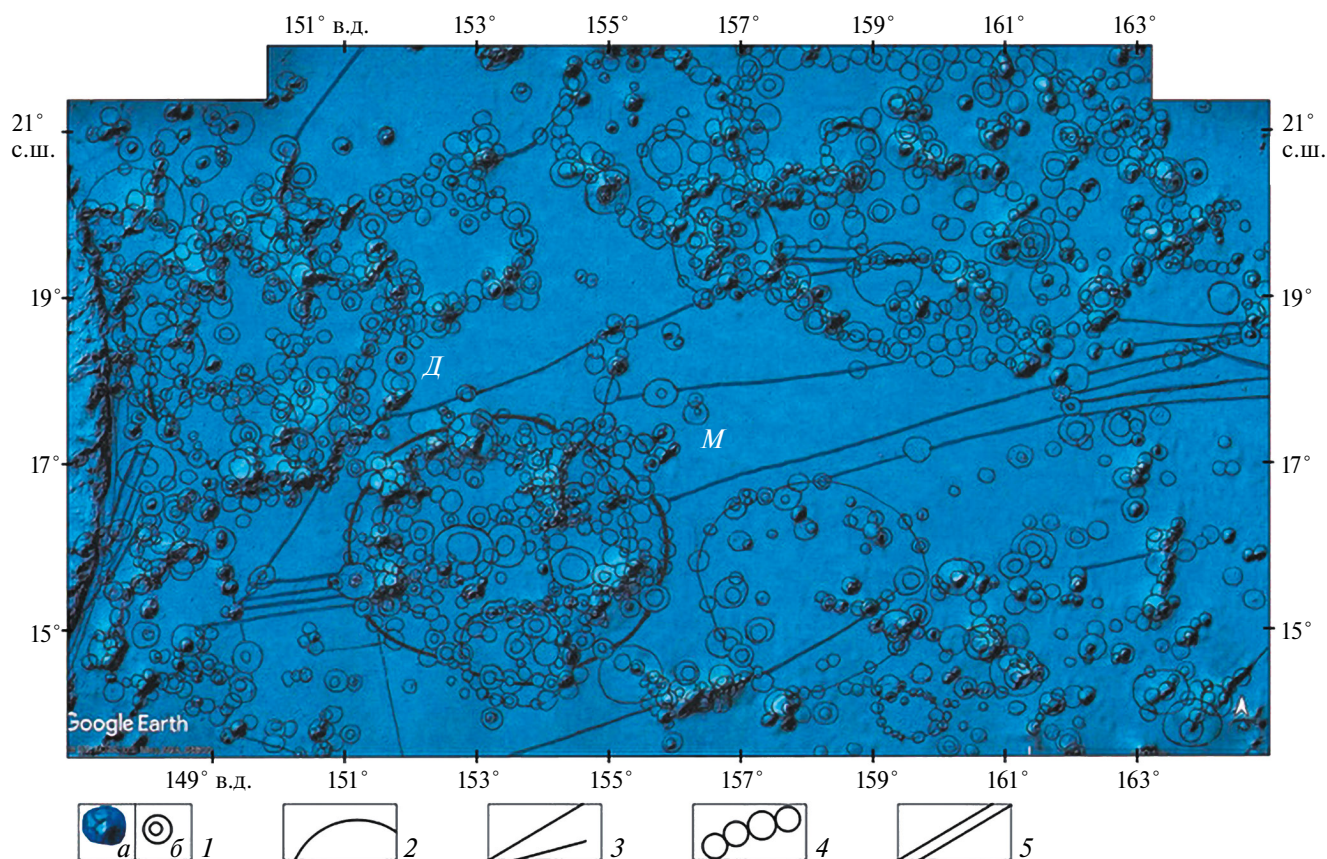


Рис. 4. Схема очаговых структур М 1:7 000 000 СЗ сегмента МГ и прилегающей с СВ горной области Маркус-Уэйк. Составлена на основе геологической интерпретации данных дешифрирования визуализированной ЦМР (в рамках программы Google Pro).

1 — очаговые структуры разного размера, типа и ранга: *a* — крупные, *b* — мелкие; 2 — внешние концентры магматических палеосводов Даттон и Магелланов; 3 — одиночные линементы, соотносимые с разломами; 4 — цепи или ряды очаговых структур в зонах магмоконтролирующих разломов; 5 — системы субпараллельных линементов, характерные для региональных разломов. Крупными буквами отмечены реликтовые сводовые поднятия: *Д* — Даттон, *М* — Магелланова.

диапазоне 20–30 км. Следующий параметрический ряд включает очаговые образования $R = 40\text{--}50$ км. Крупные КС имеют $R = 80, 160, 190, 224$ км. Внутри Магелланова палеосвода также присутствуют КС нескольких классов размерности (R): до 10 км, 10–20 км; 20–35 км и 50–80 км. При соотношении $R \sim H$ реликтовое сводовое поднятие соотносимо с проекцией диапира подлитосферной мантии, связанного с энерго- и магомгенерирующим центром на глубинах примерно 220–270 км. Наличие серии сателлитов показывает, что деятельность диапира сопровождалась образованием в недрах сложной ярусно-древовидной пространственно-иерархической системы промежуточных магматических очагов. Она характеризует высокую подвижность магматических потоков и соответственно насыщенность ультрабазитовых и базитовых магм газами и флюидами. Длительное унаследованное развитие глубинного диапира протекало дискретно во времени, определяя цикличное проявление вулканической деятельности и соответствующую периодичность морфотектонических процессов, сопровождающихся то опусканием, то вздыманием магматического палеосвода и прилегающих участков океанического дна.

В качестве главных геометрических классов очаговых систем исследуемого района выступают их линейные и кольцевые группировки. Тектоническая основа подводных хребтов образована цепями или рядами мелких и средних по размеру моногенных и полигенных палеовулканов, которые концентрируются в зонах магомконтролирующих разломов. На визуализированных ЦМР дешифрируются дуговые, кольцевые и прямолинейные цепи вулканических построек, соотносимые с зонами повышенной проницаемости земной коры. В соответствии с опытом работ на суше (Гаврилов, 1993, 2022 и др.), роль магматических каналов могут выполнять раздвиги, сбросы, сдвиги, сосдвиговые раздвиги (механизм “pull-apart”) и другие разломы, возникающие на границах дифференцированно развивающихся блоков и очаговых структур. Крупные инъекции мантийного материала не только определили создание магматических сводов и связанных с ними группировок вулканических построек, радиально-концентрических систем разломов, но и формирование радиальных, секторальных и диаметральных блоковых дислокаций. Они могли возникать вследствие дифференцированного распределения магматических потоков в анизотропной геологической среде при соответствующей разнице давлений магматических масс на вмещающие породы, а также при остывании магматических очагов, в результате структурно-вещественных преобразований земной коры и т.д.

Средняя мощность земной коры в районе МГ не превышает 10 км (Международный, 2003). Горным

сооружениям соответствуют отрицательные аномалии в редукции Буге. В ходе сейсмологических исследований на глубине 80 км под МГ был установлен 40 км слой пониженных скоростей продольных волн (Рашидов и др., 2003), что, по мнению автора, обусловлено наличием в основании горной системы (корни гор) крупной области разуплотнения в зоне взаимодействия литосферной и подлитосферной мантии.

Имеющиеся данные о дизъюнктивной тектонике региона позволяют предполагать, что главная роль в линейной пространственной организации цепочки реликтовых сводов северо-западного сегмента МГ принадлежит региональным магомконтролирующим разломам СЗ простирания Огасавы 1 и Огасавы 2, которые рассматривались во многих работах (Рашидов и др., 2003; Мельников, 2005; Плетнев и др., 2020 и др.). С учетом тесной пространственной связи цепей очаговых морфоструктур подводных гор с зонами разрывных нарушений, предполагается, что меридиональный отрезок МГ от гайота ИОАН до гайота Бутакова, контролируется разломом соответствующей ориентировки. В пределах центрального района МГ установлены линеаменты и соответственно разрывные нарушения субмеридиональной и северо-восточной ориентировки. Мощная зона разрывных нарушений, состоящая из 6–7 отдельных структур, проходит через центральную часть Магеллановой МЦТ, определяя морфотектонические и минерагенические различия северного и южного диаметральных блоков. Серии крупных линеаментов, соотносимых с разломами меридиональной и северо-восточной ориентировки выявлены на океаническом склоне Восточно-Марианского глубоководного желоба. Магомконтролирующие разломы этих и других направлений выражены многочисленными рядами кольцевых аномалий, связанных с очаговыми структурами. При этом региональные разломы Огасавы 1, 2, 3, проявленные в геофизических полях как мощные зоны дислокаций (Мельников, 2005), на визуализированных ЦМР не фиксируются.

Наличие в разрезах вулканических толщ гайтов рассматриваемого палеосвода прослоев осадочных пород мелководных или прибрежных фаций, присутствие на склонах следов абразионных террас — признаки субаэральных условий проявления вулканической деятельности, существования островного этапа развития анализируемой системы поднятий. Современное положение абразированных палеовулканов и их консолидированных группировок в виде гайотов на глубинах до 5 и более км отражает результаты инверсии тектонического режима и реализации деструктивного этапа эволюции горных сооружений, который характеризуется возникновением новых и активизацией докайнозойских межгорных впадин, общим погружением дна. Начался

он, видимо, в конце позднего мела, продолжился в эоцене, максимально проявился в миоцене. Это дает основание оценивать возраст не только впадин, но и рельефа МГ в целом временем проявления завершающего этапа тектоморфогенеза (средний миоцен). Получается, что с позиций морфотектоники возраст горных сооружений поздний мезозой, а время формирования морфоструктурного плана региона в связи с наличием наложенных межгорных впадин — миоцен.

Полученные данные о присутствии тектонических реперов в виде устойчивой инфраструктуры магматических сводов МГ, выдержанных по простиранию разломов и цепей палеовулканических построек свидетельствуют, что формирование межгорных впадин обусловлено не растяжением литосферы во впадинах и сопутствующим сжатием в прилегающих горных областях, а вещественными преобразованиями земной коры. Один из возможных механизмов связан с явлением дегидратации серпентинитов за счет разогрева недр при внедрении мантийных ультраосновных пород при дефиците воды (Гаврилов, 1990). Предпосылки для этого могли возникнуть вследствие возрастания мощности вулканогенного слоя и земной коры в целом при масштабном вулканогенном горообразовании, что ограничило поступление океанических вод к магматическим очагам. Толщина земной коры под МГ приближается к 12 км, на флангах Срединно-Тихоокеанских горах превышает 8 км (Васильев, 2009), а в горной области Маркус-Уэйк составляет около 20 км (Мельников, 2005). Имеющиеся данные об увеличенных мощностях земной коры (“корнях гор”) под многими подводными возвышенностями Тихого океана: Хесса — 18 км, Шатского — 22 км, Обручева — 13 км, Гавайского вала — 15 км и т. д. (Васильев, 2009; Пушаровский, Меланхолина, 1992 и др.) — отражают, по мнению автора, общий характер закономерностей, базирующихся на определяющей роли глубинных магматических и метаморфических процессов в ходе структурно-вещественных преобразований литосферы при океаническом горообразовании.

Согласно результатам экспериментальных исследований (Велинский и др., 1983), установлено, что дегидратация природных серпентинитов сопровождается образованием оливина, состав которого зависит от открытости системы, окислительно-восстановительного потенциала среды и фактора времени. В присутствии щелочей температура образования оливина снижается до 500°C. Полученные минеральные парагенезисы соответствуют природным дунитам и гарцбургитам. Плотность серпентинитов, представляющих неотъемлемый компонент в строении земной коры океанов, варьирует в интервале 2.5–2.7 г/см³. При средних значениях плотности гарцбургитов, входящих в семейство пери-

дотитов, — 3.2 г/см³ и дунитов — 3.28 г/см³ разница составляет около 19%, что, при наличии значительных объемов серпентинизированных пород, создает предпосылки для их уплотнения и возникновения необходимого гравитационного потенциала с реализацией процессов деструкции магматических сводов и погружением их блоковых элементов в виде впадин.

Стратиграфические перерывы, несогласия в геологических разрезах гайотов, существование нескольких этапов вулканизма в хронологическом диапазоне нижний мел — средний миоцен представляют признаки неоднократных инверсий тектонического режима и полициклического характера магматической деятельности. Важно отметить, что сопряженное развитие инъективных и блоковых элементов морфоструктурного плана горной области вследствие формирования наложенных и унаследовано-наложенных глубоководных впадин не привело к существенным изменениям первичной радиально-концентрической геологической зональности реликтового магматического свода, образованной на конструктивном этапе его эволюции. Такие особенности строения, выраженные общей пространственной организацией не только проекций магматических центров, но и межгорных глубоководных впадин, — свидетельство универсальной структуро- и рельефообразующей роли глубинных очаговых систем как на этапах вулканогенного горообразования, так и этапах деструктивного развития сводовых поднятий (Гаврилов, 1993, 2022 и др.).

Дискретное во времени, но унаследованное развитие СЦТ в Западно-Тихоокеанской провинции подводных гор на протяжении столь длительного периода возможно лишь при устойчивой локации питающих их глубинных энерго- и магомгенерирующих центров и сетей магомподводящих каналов. Такие условия возникают лишь при доминировании вертикальных движений и отсутствии крупных горизонтальных перемещений геоблоков и плит. Поэтому существование реликтового магматического свода МГ, характеризующего радиально-концентрической инфраструктурой и унаследованным проявлением базитового магматизма на протяжении хронологического диапазона поздний мел — средний миоцен, нельзя объяснить на основе гипотезы горячих точек или пятен (hot spots). Предлагаемый вывод подкрепляется материалами об общем строении цепи гайотов МГ, в которой более древние палеовулканические постройки раннемелового возраста расположены на флангах, а в центральной части доминируют более молодые, позднемеловые очаговые структуры (Седов и др., 2005). Декларируемые масштабные перемещения океанических литосферных плит над нижележащими мантийными диапирами и плюмами (Norton, 2000;

Wilson, 1973 и др.) доказывались на основе закономерного последовательного изменения возраста вулканических построек. Однако, в соответствии с данными, приведенными на стр. 11 и 12, формирование цепи палеовулканических структур МГ началось с баррема (120–125 млн лет), а Магелланова СЦТ в центральном сегменте начала формироваться позже, в сеномане (около 100 млн лет).

В то же время полученные данные и представления полностью согласуются с идеей о существовании в северо-западной Пацифике позднемезозойского суперплюма (Larsen, 1991), которая получила дальнейшее развитие в работах (Gavrilov, 2015, 2018; Yano, 2014 и др.). В соответствии с такой моделью, крупный диапир подлитосферной мантии, лежащий в основании Магеллановой МЦТ, можно рассматривать как спутник более крупной нижнемантийной очаговой системы. Максимально высокая концентрация в пределах надплюмового мегасвода позднеюрских, ниже- и раннемеловых вулканогенных комплексов (рис. 5) основания вулканогенного слоя океанической коры в пределах наиболее крупных поднятий Западно-Тихоокеанской провинции подводных гор — показатель длительного и устойчивого вздымания этой огромной структуры в позднем мезозое-раннем кайнозое.

На фоне сложной тектонической и геоморфологической эволюции МГ особый интерес вызывает определение влияния очаговых структур разных глубин заложения на процессы образования и размещения скоплений рудной минерализации в виде кобальтоносных железомарганцевых конкреций и корок. Полученные данные о геологическом строении, морфотектонике исследованного полигона и размещении оруденения позволяют рассматривать в качестве главных рудоконтролирующих структур реликтовый магматический свод, соотносимый с проекцией диапира подлитосферной мантии, и слагающие его палеовулканические постройки. Помимо общей радиально-концентрической зональности размещения залежей с различными содержаниями полезных компонентов в пределах сводового поднятия (рис. 6) обращает на себя внимание концентрация высокопродуктивных участков вокруг отдельных гайотов, представляющих консолидированные сообщества абрадированных палеовулканических структур.

Согласно опубликованным материалам (Богданов и др., 1990; Гаврилов, 1990; Андреев, 1994 и др.), в основе создания скоплений рудной минерализации и закономерностей их размещения среди подводных поднятий лежит сочетание эндогенных и экзогенных факторов океанического рудогенеза. Железомарганцевые гидроокисные минеральные образования содержат, помимо Fe, Mn, устойчивые ассоциации таких элементов, как Cu, Ni, Co,

что соответствуют геохимической и металлогенической специализации базальтоидного вулканизма (Смирнов, 1993). Это указывает на то, что центры базитового магматизма дна морей и океанов являются главными источниками поступления данного ряда металлов в водную среду в районах, которые удалены от поступлений рудного вещества с континентальной суши.

Масштабы выноса рудных элементов связаны с энергетическими характеристиками магматических центров и временем их существования, что напрямую зависит от размеров и глубин заложения очаговых систем. Приведенные данные показывают, что наличие длительно живущего диапира подлитосферной мантии обеспечило периодическую активизацию и деятельность вулканических центров в ходе продолжительного периода времени (мел — средний миоцен), что способствовало выносу из недр огромных объемов рудного вещества и сохранению высоких концентраций рудных элементов в придонной части водной толщи.

Среди возможных механизмов поступления в сферу рудогенеза Fe, Mn, Co и других металлов рассматриваются: процессы, связанные с эксгаляциями и эманациями мантийного материала в газо-флюидной форме; гидротермальные явления, обусловленные разогревом и циркуляцией морских вод в горных породах между магматическими очагами и поверхностью дна; образование магмато-

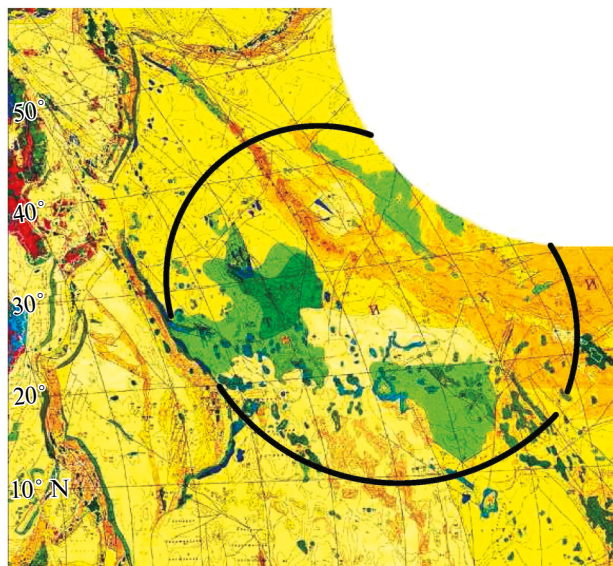


Рис. 5. Северо-западный участок дна Тихого океана на геологической карте Мира (Геологическая карта, 2000) с контуром Северо-Западного надплюмового мегасвода (Гаврилов, 2022). Возраст геологических образований показан цветом: позднеюрские — синим, меловые — зеленым, кайнозойские — желтым.

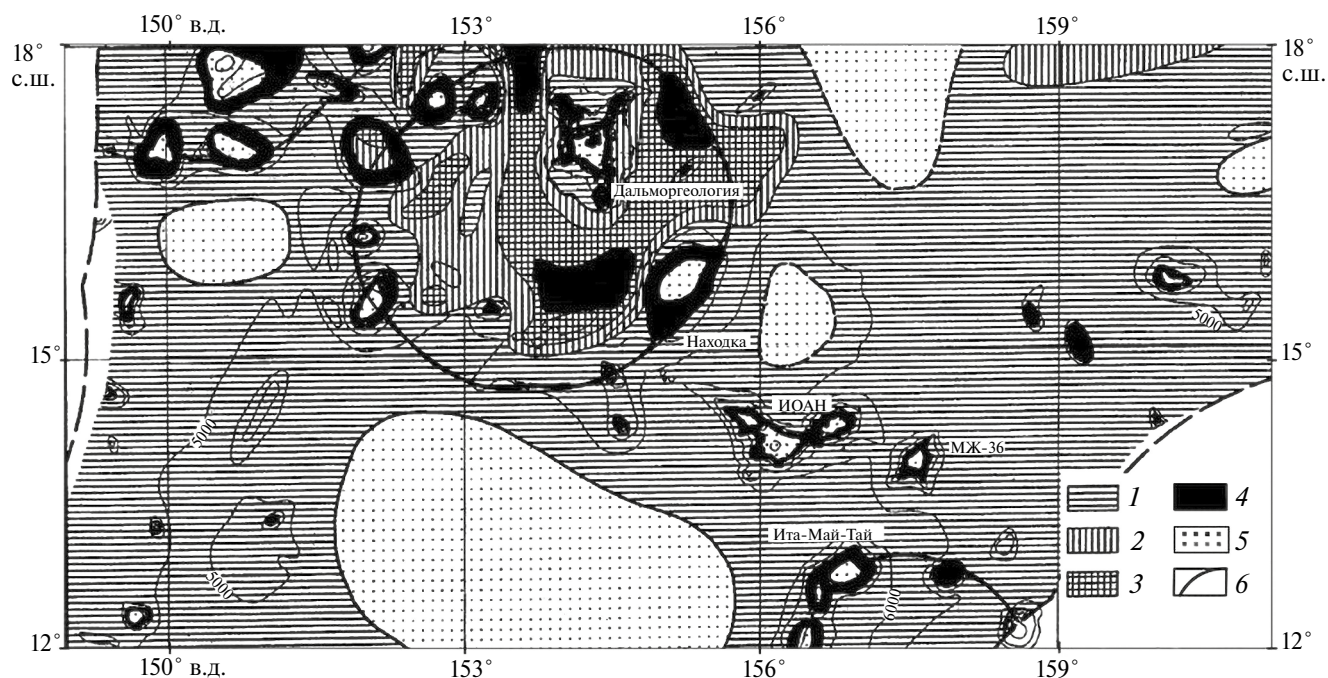


Рис. 6. Схема радиально-концентрического распределения Fe, Mn, Co оруденения в пределах Магелланова реликтового магматического свода и гайотов. Составлена на основе материалов (Мельников, 2005), с упрощениями, дополнениями и в интерпретации автора.

1–4 – области распространения конкреций и корок с различными значениями весовой плотности залегания (кг/м²): 1 – менее 10; 2 – от 10 до 20; 3 – от 20 до 30; 4 – более 30; 5 – непродуктивные площади; 6 – кольцевые разломы крупных рудоконтролирующих очаговых структур.

генных вод, возникающих на завершающих этапах развития очаговых систем; отделение, отжимание растворов при метаморфизме пород вулканогенно-осадочного слоя земной коры; явления диагенетического стяжения (сорбция, адсорбция) рудных минералов из поровых растворов рыхлых водонасыщенных грунтов на границе осадков с водной толщей (Богданов и др., 1990; Гаврилов, 1990; Андреев, 1994 и др.). В качестве основного источника металлов рассматриваются явления гальмиролиза (окисление, гидратация, гидролиз растворение и др.), то есть химического преобразования базальтов в океанической водной среде. Основанием для такого заключения служит данные о сходстве минеральных ассоциаций, формирующихся при гальмиролизе базитов и участвующих в строении Fe-Mn, корок и конкреций. Предполагается, что в условиях повышенной вулканической активности, разогрева недр и поступления высокотемпературных газов, флюидов, ювенильных вод процессы гальмиролиза резко ускоряются и становятся главными источниками металлов в придонных слоях вод (Чудаев, 1995). Все это подтверждает определяющую роль энергетического фактора, в частности вулканических центров и мантийных диапиров в реализации рудообразования в пределах области поднятий МГ.

Среди экзогенных факторов, связанных с влиянием условий внешней среды на формирование корок и конкреций рассматриваемого района, следует отметить: геоморфологическую обстановку (гипсометрия, вертикальная расчлененность рельефа, крутизна, морфология склонов, вершинных поверхностей и др.), гидродинамический режим, физико-химические характеристики водной толщи и др. В то же время, присутствие рудного материала на вершинах, склонах гайотов и бортах прилегающих впадин указывает, что геоморфологические факторы играют преимущественно локализирующую роль, влияя на распределение рудных масс по горизонтали и вертикали в пределах конкретных гайотов. Процессы активного терригенного и органогенного осадкообразования не способствуют росту конкреций и корок, а перекрытие чехлом рыхлых отложений прекращает их рост. При наличии выходов скальных пород, свободных от осадков, вероятно, оптимальны некоторые граничные условия движений водных потоков, которые способствуют реализации явлений рудогенеза. Судя по опубликованным данным (Богданов и др., 1990; Андреев, 1994 и др.), эти значения с учетом, эффекта повышения скоростей течения у скальных выступов рельефа, не должны превышать 40 см/сек. Поэтому при решении задач поиска и прогнозирования не-

обходимо учитывать и геодинамические факторы, связанные со плотностной стратификацией водной среды, скоростями придонных течений, условиями поступления, аккумуляции терригенных и органических образований. Предлагается, в частности, (Hein, 2000) учитывать не только данные о глубинах океана, но положение уровней карбонатной компенсации, кислородного минимума и другие сведения, отражающие специфику строения водной толщи. В то же время корки и конкреции МГ формировались на разных глубинах, что не дает основание считать этот показатель принципиально важным фактором их образования.

Возраст наиболее древних сохранившихся железомарганцевых корок (мощность — М до 3.0 см) соответствует позднему мелу (кампан-маастрихт). Следующие этапы их образования: поздний палеоцен (М до 8.0 см), поздний палеоцен-ранний эоцен (М — 3.5 см), средний-поздний эоцен (М — 3.5 см), миоцен (М — 3.5 см), плиоцен-четвертичный (М — 2.0 см). Возраст конкреций также соответствует этим определениям, отражая наличие нескольких этапов рудообразования (Мельников, 2005). Время формирования поверхностного слоя конкреций МГ — плиоцен, что указывает на то, что явления рудообразования продолжались и после прекращения активной вулканической деятельности. На некоторых участках под корками залегают слои конкреций, погребенных в известняках эоценового возраста, которые фиксируют начало активного погружения горной системы. Для сравнения, залежи корок и конкреций гайотов ИОАН и Ита-Майтаи, расположенных южнее, образованы в последние 18–19 млн лет. Наиболее продуктивным был период 8.5–5 млн лет (Богданов и др., 1990). В соответствии с данными о соотношениях категорий морфоструктурного и металлогенического районирования горных систем Востока Азии (Гаврилов, 1993) Магелланова МЦТ определяется как металлогеническая область.

При прогнозных оценках потенциальной рудоспособности подводных гор на первый план выходят данные о масштабах выноса, условиях дифференциации, аккумуляции и сохранности скоплений рудных элементов, что требует анализа рассмотренных процессов и факторов. Проведенные исследования позволяют предложить следующие группы геоморфологических (I), геологических (II) и геофизических (III) признаков, которые могут быть использованы при решении задач прогноза и поиска скоплений кобальтоносных Fe, Mn корок и конкреций в отдельных районах дна Тихого океана. Гидродинамические критерии были рассмотрены ранее (Богданов и др., 1990; Hein, 2000; и др.):

I. 1 — существование крупных подводных горных сооружений (области, районы и пояса, зоны), имеющих вулканогенное происхождение и относительные

высоты более 1000 м, как показатель масштабной реализации явлений позднемезозойского и кайнозойского внутриплитного базитового магматизма; 2 — параметры, морфология, высокая плотность палеовулканических форм рельефа в виде упорядоченных группировок, характерных для магматических сводов; 3 — наличие на батиметрических картах и визуализированных ЦМР морфометрических, морфографических кольцевых и линейных аномалий разного порядка, соотносимых соответственно с очаговыми структурами разных глубин заложения и разрывными нарушениями; 4 — радиально-концентрический и линейно-узловой типы пространственной организации группировок вулканогенных форм рельефа как индикаторы взаимодействия очаговых и разломных структур; 5 — присутствие, помимо гайотов, вулканогенных форм рельефа конической и купольной морфологии; в том числе на вершинных поверхностях гайотов как признак длительной эндогенной активности и унаследованного развития магмогенерирующих центров; 6 — сочетание субгоризонтальных и слабо наклонных склоновых поверхностей, не превышающих критической крутизны соскальзывания рыхлых отложений; 7 — существование геоморфологических признаков наличия региональных и трансрегиональных зон разломов, а также узлов их пересечений.

II. 1 — нахождение в ходе пробного драгирования Fe, Mn конкреций и корок, содержащих промышленно значимые содержания Co и других полезных компонентов; 2 — гидротермальные, метасоматические изменения горных пород, минералогические следы эксгаляционной деятельности, функционирования черных курильщиков и др.; 3 — параметры скоплений, высокая концентрация, упорядоченное размещение вулканических центров, образующих магматические своды; 4 — наличие иерархического ряда и группировок очаговых структур, характеризующихся различной глубиной заложения; 5 — линейно-узловая пространственная организация вулканогенных структур в виде цепей, маркирующих магмоконтролирующие разломы; 6 — наличие петрологических и геохимических признаков явлений мантийного диапиризма; 7 — пульсационное, но длительное и унаследованное развитие магматических сводов как проекций мантийных диапиров, которые могут обеспечить поступление на поверхность значительных объемов магматического и соответственно рудного материала; 8 — чередование конструктивных (накопление толщ эффузивов, горообразование, увеличение мощности земной коры) и деструктивных (уменьшение мощности земной коры, заложение межгорных и предгорных впадин, погружение) этапов развития магматических сводов; 9 — радиально-концентрическое размещение рудных залежей в пределах магматических сводов и вокруг палеовулканических построек;

10 — выходы скальных пород, лишенных осадочно-го чехла или перекрытых тонким слоем осадков.

III. 1 — данные об относительно повышенной мощности вулканогенного слоя и в целом земной коры в основании подводных горных сооружений (корни гор); 2 — гравитационные и сейсмические аномалии, свидетельствующие о наличии выступов мантии или инъекций мантийного материала, соотносимых с очаговыми структурами; 3 — относительно повышенные значения теплового потока; 4 — геофизические признаки существования глубинных магмоконтролирующих разломов и связанных с ними цепей очаговых структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Главную роль в геологическом строении, морфотектонике и в размещении Fe, Mn, Co оруденения центрального участка цепи МГ играет глубинная очаговая структура, соотносимая с проекцией диапира подлитосферной мантии и выраженная в рельефе в виде реликтового магматического свода. Он состоит из упорядоченного множества очаговых структур разного размера, возраста и глубин заложения, пространственная организация которых подчиняется радиально-концентрической зональности, свойственной эндогенным КС.

2. В соответствии с геологическими данными выделяются этапы конструктивного и деструктивного развития Магелланового палеосводового поднятия. В позднем мезозое (ранний, поздний мел) доминировали дискретно проявленные процессы вулканогенного горообразования и наращивания земной коры. В последующее время произошла инверсия тектонического режима, сопровождавшаяся деструктивными преобразованиями свода, формированием глубоководных межгорных впадин, погружением абрадированных и неабрадированных палеовулканических построек до глубин 6000 м.

3. Радиально-концентрическое строение исследуемого реликтового поднятия обусловлено устойчивым положением каркасных систем разломов и проекций магматических центров на разных этапах тектогенеза. Наличие стратиграфических перерывов в общем разрезе геологических образований района и разброс данных абсолютных датировок вулканитов свидетельствуют о длительной (мел — средний миоцен) пульсационной, но унаследованной деятельности мантийного диапира. Режим горообразования связан с позднемезозойским этапом базальтоидного вулканизма. Последующие, менее значительные инъекции мантийного материала в условиях пониженной проницаемости литосферы могли обеспечить дегидратацию серпентинитов и другие структурно-вещественные преобразования

земной коры, которые обусловили деструкцию палеосвода и погружение межгорных впадин.

4. Возраст наиболее древних корок и конкреций показывает, что благоприятные для океанического рудообразования условия стали формироваться в позднем мелу (кампан-маастрихт) (Мельников, 2005). Последующее накопление рудной минерализации происходило дифференцированно во времени и пространстве на фоне постоянно возобновляющейся концентрации металлов Fe, Mn, Co в придонных слоях за счет притока гидротерм и явлений гальмиролиза. Радиально-концентрическое размещение рудной минерализации характерно как для реликтового магматического свода, так и отдельных палеовулканических построек, их группировок, соотносимых с крупными гайотами.

5. Полученные данные о закономерностях локализации рудных образований в горных сооружениях МГ и предлагаемые геоморфологические, геологические и геофизические критерии могут быть использованы для прогнозирования и поиска кобальтоносных железомарганцевых конкреций и корок в других районах дна Тихого океана.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы ТОИ ДВО РАН (регистрационный номер: 124022100082-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. СПб: Недра, 1994. 191 с.
- Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.Б. и др. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана М.: Наука, 1990. 229 с.
- Васильев Б.И. Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009. 559 с.
- Велинский В.В., Ковязин С.В., Банников О.Л. Дегидратация серпентина и роль вторичного минералообразования в гипербазитах // Геология и геофизика. 1983. Т. 24. № 6. С. 78–85.
- Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Владивосток: Дальнаука, 1993. Ч. II. С. 141–326.
- Гаврилов А.А. Космогеологическая индикация морфоструктурных элементов побережий и дна прилегающих акваторий (зал. Петра Великого, Японское море) // Океанология. 2021. Т. 61. № 4. С. 633–648. DOI: 10.31857/S0030157421040043.
- Гаврилов А.А. Актуальные теоретические вопросы геоморфологических и морфотектонических исследований. Владивосток: Дальнаука, 2022. 324 с.
- Гаврилов В.П. Геология и минеральные ресурсы Мирового океана: Учеб. Для вузов. М.: Недра, 1990. 323 с.

- Геологическая карта Мира. М 1:15 000 000 / Ред. Б.А. Яцкевич. ВСЕГЕИ, 2000.
- Ежов Б.В. Морфоструктуры центрального типа Азии. М.: Наука, 1986. 133 с.
- Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. Москва – Санкт-Петербург: Изд-во ЦКФ ВМФ, 2003. 192 с.
- Кулаков А.П., Ермошин В.В., Ищенко А.А. и др. Мегаморфоструктура в районе Магеллановых гор (запад Тихого океана) // Вестник ДВО АН СССР. 1990. № 4. С. 68–75.
- Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленжик: ФГУП “Южморгеология”, 2005, 230 с.
- Мельников М.Е., Седышева Т.Е., Анохин В.М. Рельеф Магеллановых гор по результатам батиметрической съемки многолучевым эхолотом. В кн. Геология гайотов Магеллановых гор (Тихий океан). Владивосток: Дальнаука, 2020. С. 9–41.
- Плетнев С.П., Мельников М.Е., Сьедин В.Т. и др. Геология гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) Владивосток: Дальнаука, 2020. 200 с.
- Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
- Седов А.П., Матвеев В.В., Волокитина Л.П., Рашидов В.А. и др. Качественная модель формирования цепей подводных гор // Вестник КРАУНЦ. Науки и Земле. 2005. № 5. С. 24–44.
- Смирнов В.И. Металлогения. М.: Наука, 1993. 176 с.
- Соловьев В.В., Рыжкова В.М. Морфоструктурный метод изучения глубинного строения литосферы. Труды ЛОЕ. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. Т. 77. Вып. 2. С. 57–62.
- Сычев П.М., Соинов В.В., Веселов О.В. и др. Изостазия сводовых поднятий, хребтов и подводных гор: термальные модели // Тихоокеанская геология. 1993. № 1. С. 3–15.
- Сьедин В.Т., Плетнев С.П. О вулканизме и тектонике в эволюции гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Океанология. 2024. Т. 64. № 1. С. 66–77.
- Уткин В.П., Ханчук А.И., Михайлик Е.В. и др. Роль сдвиговых дислокаций океанической коры в формировании гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // ДАН. 2004. Т. 395. № 5. С. 646–550.
- Чудаев О.В. Источники рудного вещества / Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. С. 326–336.
- Batiza R., Shcheka S., Tokuyama H., et al. Summary and index to petrologic and geochemical studies of LEG 61 basalt // Init. Reps. DSDP. 1982. Vol. 61. P. 829–839.
- Hein J.R. Cobalt-rich ferromanganese crust: global distribution, composition, origin and research activities // Workshop on mineral resources of the international seabed area / Kingston, 2000.
- Gavrilov A.A. The Darwin Rise and geomorphologic-geological indication of focal systems on the Pacific Ocean floor // New Concepts in Global Tectonics. Newsletter, 2015. Vol. 3. № 2. P. 196–207.
- Gavrilov A.A. Ring structures of the Pacific Ocean bottom and some problems with their investigations // NCGT Journal. 2018. Vol. 6. № 2. P. 172–202.
- Lancelot Y., Larson R.L. et al. Proceeding of the Ocean Drilling program // Initial Reports, 1990. Vol. 129. 488 p.
- Larsen R.L. Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume // Geology. 1991. Vol. 19. № 6. P. 547–550.
- Liu M., Chase S.G. Evolution of midplate swells: numerical solution // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B 5. P. 5571–5584.
- Norton I.O. Global hotspot reference frames and Plate motion // The history and dynamics of global motions. AGU Geophys. Monograph. 2000. № 121. P. 339–35.
- Premoli S.I., Haggerty J., Rack F. et al. Proceeding of the Ocean Drilling program // Initial Reports TX – 1993. Vol. 144. p.
- Pringle M.S. Radiometric ages of basalts basement recovered at Sites 800, 801 and 802, Leg 129 Western Pacific Ocean // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. Vol. 129. P. 389–404.
- Sleep N.H. Hotspots and mantle plumes: some phenomenology // Ibid. 1990. V. 95. № B5. P. 6736.
- Smoot N.C. Orthogonal intersections of megatrends in the Western Pacific Ocean basin: a case study of the Mid-Pacific mountains // Geomorphology. 1999. Vol. 30. P. 323–356. <http://ocean3dprojects.org.cutestat.com>.
- Wilson J.T. Mantle plumes and Plate Motions. Tectonophysics. 1973 19. P. 149–64.
- Yano T. Late Mesozoic tectono-magmatism in the West Pacific Ocean – in a linear depression or on a domal uplift? NCGT Journal. 2014. V. 2. № 4. P. 98–105.

Structural Position of the Magellan Mountains (Pacific Ocean) Ironmanganese Mineralization According to Morphotectonic and Cosmogeological Data

A. A. Gavrilov¹

¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

The use of morphostructural analysis and cosmogeological decoding methods by the working with the underwater Magellan Mountains relief visualized digital models made it possible to identify the spatial and hierarchical organization of ring anomalies and lineaments, correlated, respectively, with focal structures and fault zones of different ranks. According to complex investigations results and available regional geological materials, the decisive importance in the formation and development of the concerned mountain system attaches to the phenomena of mantle diapirism and basaltoid volcanism, which were realized discretely in time during the Cretaceous – Middle Miocene chronological period. The large (radius about 270 km) focal system which are correlated with the underlitospheric mantle diapir projection and expressed in the relief as relict magmatic swell had played the main role in Fe, Mn, Co mineralization distribution within the Magellan Mountains investigated district. The ore mineralization formation was going on differentially in time and space over a time

long period starting from the Late Cretaceous (Campanian-Maasticht), against the background of a constantly renewed concentration of Fe, Mn, Co metals in the bottom layers of the water column due to hydrotherms and galmyrolysis phenomena. The radial-concentric distribution of ore mineralization is typical for the relict swell uplift, for individual paleovolcanic structures and their groupings correlated with large guyots. The obtained data served as the basis of forecast criterions for this mineralization type.

Keywords: Magellan Mountains (Pacific Ocean), oceanic volcanism, focal structures, ironmanganese mineralization distribution, forecasting criterions

REFERENCES

- Andreev S.I.* Metallogeniya zhelezomargancevykh obrazovaniy Tikhogo okeana [Metallogeny of iron-manganese formations of the Pacific Ocean]. SPb: Nedra, 1994. 191 p. (In Russian).
- Bogdanov Yu.A., Soroxin O.G., Zonenshajn L.B. i dr.* Zhelezomargancevye korki i konkretii podvodnykh gor Tikhogo okeana [Iron-manganese crusts and concretions of Pacific Ocean seamounts]. M.: Nauka, 1990. 229 p. (In Russian).
- Vasil'ev B.I.* Geologicheskoe stroenie i proiskhozhdenie Tikhogo okeana [Geology and origin of the Pacific Ocean]. Vladivostok: Dal'nauka, 2009. 559 p. (In Russian).
- Velinsky V.V., Kovyazin S.V., Bannikov O.L.* Dehidrataziya serpentina I rol' v torichnogo mineraloobrazovaniya v giperbasitakh [Serpentine dehydration and the secondary mineral formation role in hyperbasites] // *Geologiy and Geophysika*. 1983. Vol. 24. № 6. P. 78–85.
- Gavrilov A.A.* Problemy morfostrukturno-metallogenicheskogo analiza [Problems of morphostructural-metallogenic analysis]. Vladivostok: Dal'nauka, 1993. Ch. II. P. 141–326. (In Russian).
- Gavrilov A.A.* Kosmogeologicheskaya indikatsiya morfostrukturnykh elementov poberezhij i dna prilgayushchikh akvatorij (zal. Petra Velikogo, Yaponskoe more) [Cosmogeological indication of coasts morphostructural elements and adjacent water areas bottom (the Peter the Great bay, Sea of Japan)] // *Okeanologiya*. 2021. V. 61. № 4. P. 633–648. DOI: 10.31857/S0030157421040043. (In Russian).
- Gavrilov A.A.* Aktual'nye teoreticheskie voprosy geomorfologicheskikh i morfotektonicheskikh issledovaniy [Topical theoretical questions of geomorphological and morphotectonic researches]. Vladivostok: Dal'nauka, 2022. 324 p. (In Russian).
- Gavrilov V.P.* Geologiya i mineral'nye resursy Mirovogo okeana [World Ocean Geology and Mineral Resources]: Ucheb. dlya vuzov. M.: Nedra, 1990. 323 p. (In Russian).
- Geologicheskaya karta Mira [Geological map of the World. M 1: 15,000,000] / Ed. B.A. Yatskevich. VSEGEI, 2000.
- Ezhov B.V.* Morfostrukturny' central'nogo tipa Azii [Central type morphostructures of Asia]. M.: Nauka, 1986. 133 p. (In Russian).
- Mezhdunarodnyy geologo-geofizicheskij atlas Tikhogo okeana [International Geological and Geophysical Atlas of the Pacific Ocean]. Moskva – Sankt-Peterburg: CKF VME, 2003. 192 p.
- Kulakov A.P., Ermoshin V.V., Ishchenko A.A. i dr.* Megamorphostruktura v regione Magellanovykh gor (Zapad Tikhogo okeana) / [Megamorphostructure in the Magellan Mountains region (the West Pacific)] // *Vestnik Dalnevostochnogo otdeleniya Akademii Nauk SSSR*. 1990. № 4. S. 68–75. (In Russian).
- Mel'nikov M.E.* Mestorozhdeniya kobal'tonosnykh margancevykh korok [Deposits of cobalt-rich manganese crusts]. Gelnzhik: FGUP "Yuzhmorgeologiya", 2005. 230 p. (In Russian).
- Melnikov M.E., Sedysheva T.E., Anoxin V.M.* Rel'ef Magellanovykh gor po rezul'tatam batimetricheskoj s'emki mnogoluchevym ekholotom. V kn. Geologiya gajotov Magellanovykh gor (Tikhij okean) [Relief of the Magellan Mountains according to the results of bathymetric survey with a multi-beam echosounder]. Vladivostok: Dal'nauka, 2020. P. 9–41. (In Russian).
- Pletnev S.P., Mel'nikov M.E., S'edin V.T. i dr.* Geologiya gajotov Magellanovykh gor (Tikhij okean) [Geology of the Magellan Mountains Guyotes (Pacific Ocean)] Vladivostok: Dal'nauka, 2020. 200 p. (In Russian).
- Pushharovskij Yu.M., Melanxolina E.N.* Tektonicheskoe razvitiye Zemli. Tikhij okean i ego obramlenie [Tectonic development of the Earth. Pacific Ocean and its framing]. M.: Nauka, 1992. 263 p. (In Russian).
- Sedov A.P., Matveenkov V.V., Volokitina L.P. i dr.* Kolichestvennaya model formirovaniya zepoy podvodnykh gor [Qualitative model of the seamounts chains formation] // *Vestnik KRAUNZ. Nauki o Zemle*. 2005. № 5. P. 24–44. (In Russian).
- Smirnov V.I.* Metallogeniya [Metallogeny]. M.: Nauka, 1993. 176 p. (In Russian).
- Solov'ev V.V., Ryzhkova V.M.* Morfostrukturnyj metod izucheniya glubinnogo stroeniya litosfery [Morphostructural method of the lithosphere deep structure research]. Trudy' LOE. L.: LGU, 1983. T. 77. Vyp. 2. P. 57–62. (In Russian).
- Sychev P.M., Soinov V.V., Veselov O.V. i dr.* Izostaziya svodovykh podnyatij, khrebtov i podvodnykh gor: termal'nye modeli [Isostasy of swell uplifts, ridges and seamounts: thermal models] // *Tixookeanskaya geologiya*. 1993. № 1. P. 3–15. (In Russian).
- S'edin V.T., Pletnev S.P.* O vulkanizme i tektonike v evolyucii gajotov Magellanovykh gor (Tikhij okean) [On volcanism and tectonics in the evolution of the Magellan Mountains guyotes (Pacific Ocean)] // *Okeanologiya*. 2024. T. 64. № 1. P. 66–77. DOI: 10.31857/S0030157424010058. (In Russian).
- Utkin V.P., Khanchuk A.I., Mixajlik E.V. i dr.* Rol' sdvigovykh dislokacij okeanicheskoy kory' v formirovanii gajotov Magellanovykh gor (Tikhij okean) [Role of shear dislocations of the oceanic crust in the Magellan Mountains guyotes (Pacific) formation] // *DAN*. 2004. T. 395. № 5. P. 646–550. (In Russian).
- Chudaev O.V.* Istochniki rudnogo veshchestva / Gajoty' Zapadnoj Pacifiki i ikh rudonosnost' [Sources of ore matter / Guyotes of the Western Pacific and their ore content]. M.: Nauka, 1995. P. 326–336. (In Russian).

- Batiza R., Shcheka S., Tokuyama H., et al.* Summary and index to petrologic and geochemical studies of LEG 61 basalt // Init. Reps. DSDP. 1982. Vol. 61. P. 829–839.
- Hein J.R.* Cobalt-rich ferromanganese crust: global distribution, composition, origin and research activities // Workshop on mineral resources of the international seabed area / Kingston, 2000.
- Gavrilov A.A.* The Darwin Rise and geomorphologic-geological indication of focal systems on the Pacific Ocean floor // New Concepts in Global Tectonics. Newsletter, 2015. Vol. 3. № 2. P. 196–207.
- Gavrilov A.A.* Ring structures of the Pacific Ocean bottom and some problems with their investigations // NCGT Journal. 2018. Vol. 6. № 2. P. 172–202.
- Lancelot Y., Larson R.L. et al.* Proceeding of the Ocean Drilling program // Initial Reports, 1990. Vol. 129. 488 p.
- Larsen R.L.* Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume // Geology. 1991. Vol. 19. № 6. P. 547–550.
- Liu M., Chase S.G.* Evolution of midplate swells: numerical solution // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B 5. P. 5571–5584.
- Norton I.O.* Global hotspot reference frames and Plate motion // The history and dynamics of global motions. AGU Geophys. Monograph. 2000. № 121. P. 339–35.
- Premoli S.I., Haggerty J., Rack F. et al.* Proceeding of the Ocean Drilling program // Initial Reports TX – 1993. Vol. 144.
- Pringle M.S.* Radiometric ages of basalts basement recovered at Sites 800, 801 and 802, Leg 129 Western Pacific Ocean // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. Vol. 129. P. 389–404.
- Sleep N.H.* Hotspots and mantle plumes: some phenomenology // Ibid. 1990. V. 95. № B5. P. 6736.
- Smoot N.C.* Orthogonal intersections of megatrends in the Western Pacific Ocean basin: a case study of the Mid-Pacific mountains // Geomorphology. 1999. Vol. 30. P. 323–356.
- Wilson J.T.* Mantle plumes and Plate Motions. Tectonophysics. 1973 19. P. 149–64.
- Yano T.* Late Mesozoic tectono-magmatism in the West Pacific Ocean – in a linear depression or on a domal uplift? NCGT Journal. 2014. V. 2. № 4. P. 98–105.
- <http://ocean3dprojects.org.cutestat.com>