

УДК 550.8+553.3/.4+911.2.52

ПЕРИОДИЧНОСТЬ И КИНЕМАТИКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 125 МИЛЛИОНОВ ЛЕТ¹

© 2025 г. А. Н. Диденко^{a,b,*}, М. Ю. Носырев^{b,**}, Г. З. Гильманова^{b,**}

^aГеологический институт РАН, Москва

^bИнститут тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск

*E-mail: gin@ginras.ru

**E-mail: itig@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 26.04.2024 г.

После доработки 20.08.2024 г.

Принята к печати 16.10.2024 г.

Статистический анализ временного ряда Си-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса и их общего объема руды, образовавшихся в последние 125 млн лет, показал наличие (квази) циклического компонента с периодом 26–28 млн лет, доля которого в общей амплитуде равна 74%. Установлена обратная корреляция между глобальной скоростью спрединга, с одной стороны, и количеством Си-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса и их продуктивностью, с другой, для последних 125 млн лет. Относительные минимумы скорости спрединга предваряют относительные максимумы количества и общей массы Си-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса и отстоят от соседнего пика в 5–10 млн лет. Во время образования крупных и гигантских Си-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса увеличивается скорость изменения угла конвергенции в горизонтальной плоскости в зоне взаимодействия двух тектонических плит. При этом абсолютная скорость конвергенции может как уменьшаться, так и увеличиваться. Согласно геолого-структурным и кинематическим данным, магматизм, в результате которого сформировались 8 крупных и гигантских Си-порфировых месторождений, сопровождался сквозькоровыми дизъюнктивными нарушениями, связанными либо со сменой фронтальной конвергенции «косой», либо с переходом в режим трансформной континентальной окраины, либо с реверсивным изменением направления субдукции, связанным с коллизией островная дуга-континент, островная дуга-океаническое плато.

Ключевые слова: медно-порфировые месторождения, Тихоокеанский пояс, периодичность и кинематика

DOI: 10.31857/S0016777025010059, EDN: vcvwlw

1. ВВЕДЕНИЕ

Как справедливо отмечено в Предисловии к двухтомному специальному выпуску настоящего журнала, посвященного порфировым и родственным месторождениям Северной Евразии (Викентьев, Бортников, 2023, 2024): «Экономическое значение рудных месторождений “порфирового семейства” и родственных им в современном мире трудно переоценить». Действительно, медно-порфировые системы в настоящее время являются источником 75% меди,

50% молибдена, 20% золота, почти всего рения и ряда других металлов в мировой добыче.

Порфировые медные системы определяются как большие массы (10–100 км³ и более) гидротермально измененных пород. По данным (Singer et al., 2008; Mihalasky et al., 2015), в мире насчитывается около 700 значимых Си-порфировых месторождений (фиг. 1а), возрастной диапазон которых весьма широк, от практически современного (Андийский пояс, Новая Гвинея, Филиппинский архипелаг) до палеоархейского

¹ Публикуется в порядке дискуссии. Редколлегия журнала считает некоторые идеи авторов, высказанные в данной статье, неоднозначными, особенно в аспектах тектонических интерпретаций соответствующих периодов развития разных регионов, в которых находятся медно-порфировые месторождения. Желających продолжить дискуссию просим направлять письма в редакцию.

(3234 млн лет — Corpin Gap, Австралия), но возраст большей их части (525) — это мезо-кайнозой. Большая часть последних, почти 400, находится в пределах Тихоокеанского пояса (фиг. 16). Следует отметить, что согласно А.С. Якубчуку (2024), на 2022 г. было известно свыше 1200 порфировых систем.

Си-порфировые системы, наряду с известково-щелочными батолитами и вулканическими поясами, являются признаками магматических дуг, сформированных над субдукционными зонами конвергентных окраин тектонических плит (Richards, 2021; Sillitoe, 2010; 2012; и многие другие). Заметная, но небольшая часть таких систем формируется на постсубдукционных, (пост)коллизийных, аккреционных и трансформных этапах развития активных континентальных окраин (Ханчук и др., 2019; Mineral Resources..., 2023; Richards, 2009; и др.). Процессы и факторы, влияющие на образование крупных и суперкрупных Си-порфировых систем, можно разделить на две группы (Richards, 2021):

1) имеющие место в зоне субдукции погружающейся океанической плиты — это ее плавучесть, возраст, температура, абсолютная скорость и угол конвергенции, геодинамический режим при взаимодействии между погружающейся и надвигающейся плитами;

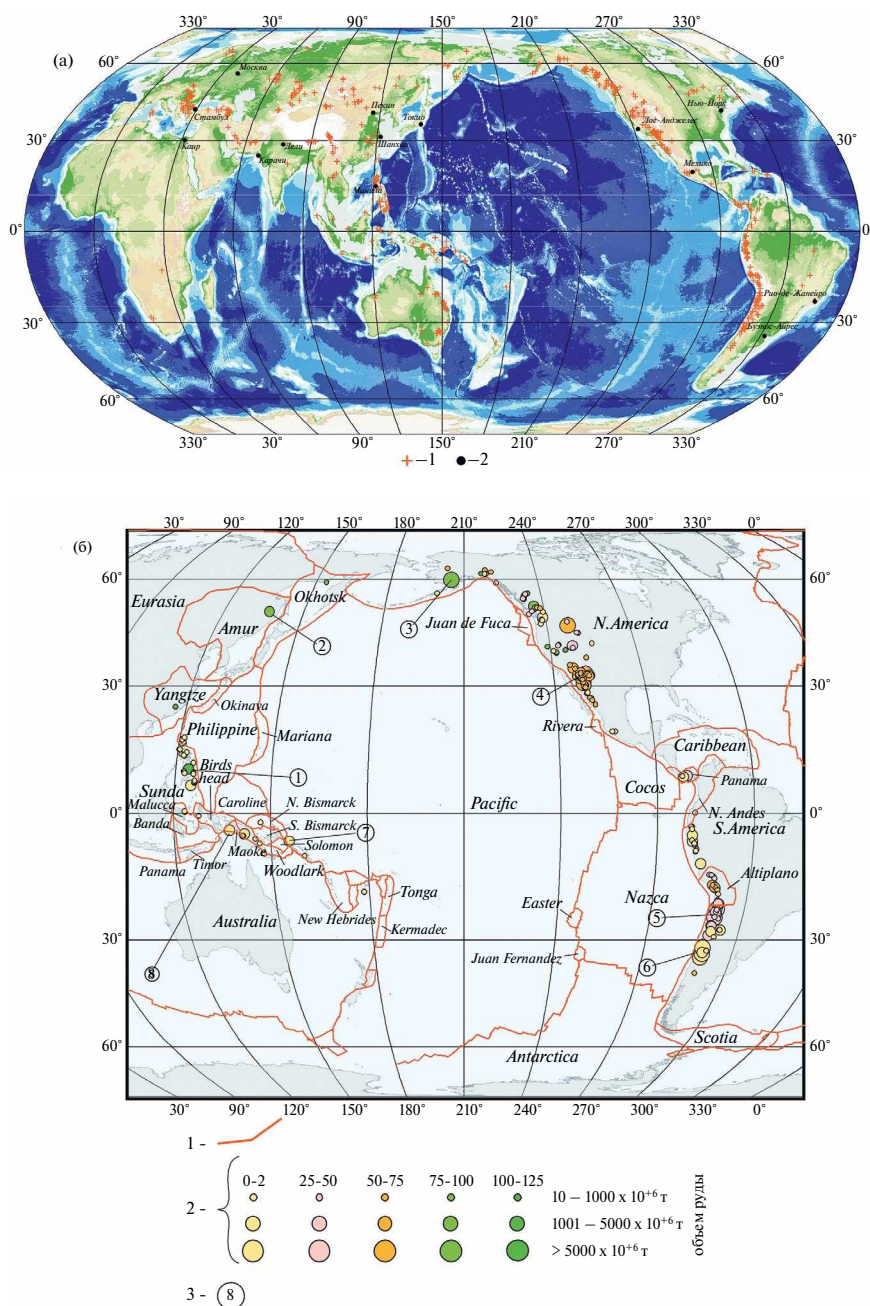
2) развивающиеся в вышележащих астеносферном мантийном клине субконтинентальной мантийной литосферы и континентальной коре надвигающейся плиты — это скорость подъема и фракционирования магматических расплавов, размещение интрузивных тел и тип вулканизма в верхней части земной коры.

Основываясь на этих критериях, и путем расчета различных геодинамических моделей субдукции, в том числе и их комбинации, с помощью самообучающихся программ искусственного интеллекта открытого доступа (Scikit-learn Machine Learning in Python; <https://scikit-learn.org/stable/index.html>) были созданы прогнозные модели (карты) для нескольких высокоперспективных территорий обнаружения крупных Си-порфировых месторождений в Кордильерах Северной и Южной Америк (Diaz-Rodriguez et al., 2021): 1) 80–60 млн лет — центральная Аляска, южная Невада, Калифорния и Аризона (США); 2) 66–47 млн лет — южный Эквадор и северное Перу; 3) 60–40 млн лет — Южная Калифорния (Мексика); 5) 47–27 млн лет — Перу в районе 7° ю.ш.; 6) 23–3 млн лет — Чили в районе 37° ю.ш.

Приведенные выше возрастные интервалы потенциальных крупных и суперкрупных Си-порфировых месторождений не предполагают какой-либо (квази)цикличности в их образовании. Однако ранее Н.Л. Добрецовым (Добрецов, 1996) было высказано предположение, что возраст Си-порфировых месторождений «в фанерозойскую эпоху характеризуется правильной периодичностью. Наиболее ярко выражены кайнозойские и позднемеловые максимумы 2–5, 30, 60 и 110 млн лет медно-порфирового оруденения в Тихоокеанском обрамлении и Карибском бассейне... Природа этой почти регулярной периодичности в металлогенической литературе, насколько мне известно, не обсуждалась».

Несмотря на прошедшие более четверти века после выхода процитированной выше работы Н.Л. Добрецова, проблема (квази)периодичности формирования Си-порфировых месторождений не решена, хотя в некоторых исследованиях такие попытки были. В статье (Cooke et al., 2005) было отмечено, что более половины из 25 крупнейших известных Си-порфировых месторождений на Тихоокеанском побережье юга Северной Америки и Южной Америки образовались в течение трех периодов: палеоцен—начало эоцена, эоцен—олигоцен и средний миоцен—плиоцен. В работе (Шарапов и др., 2013) была предпринята попытка оценить временные характеристики рудно-магматических систем на активных окраинах Тихого океана, и один из выводов этих авторов заключается в следующем — «МЭ (металлогенические эпохи) имеют размерность периодов ~ 17, 30, 40, 50 млн лет». К сожалению, в цитированной выше работе отсутствуют данные, какой период свойственен определенным типам рудно-магматических систем. Поэтому первой задачей настоящего исследования являлся анализ временной последовательности образования Си-порфировых месторождений/систем в пределах активных окраин Тихоокеанского пояса.

В коллективной монографии (Волков и др., 2014; с. 68) отмечено: «Истинная зональность оруденения в Тихоокеанском поясе определяется, главным образом, тем, что колчеданные и медно-порфировые ряды рудных формаций развиты преимущественно в пределах островодужных террейнов и внутренних (по отношению к океану) частях окраинно-континентальных вулканогенных поясов. Эти части вулканогенных поясов обычно унаследованно развиваются на островодужных террейнах». В этой работе также указано, что крупные металлогенические зоны являются, как правило, аккреционными



Фиг. 1. Положение медно-порфировых месторождений на всей Земле (а) и Тихоокеанского пояса с количеством руды более 1 млн тонн (б)

(а): 1 – Cu-порфировые месторождения мира по (Mihalasky et al., 2015; Mineral Resources..., 2023; Singer et al., 2008); 2 – крупнейшие города. Равноплощадная проекция, центральный меридиан 150°.

(б): 1 – границы тектонических плит по (Bird, 2003; Argus et al., 2011), названия которых приведены курсивом: Altiplano (Альтиплано), Amur (Амурская), Antarctica (Антарктическая), Australia (Австралийская), Banda (Моря Банда), Birds head (Птичья голова), Caribbean (Карибская), Caroline (Каролинская), Cocos (Кокос), Easter (Восточная или Пасхальная), Eurasia (Евразийская), Juan de Fuca (Хуан де Фука), Juan Fernandez (Хуан Фернандес), Kermadec (Кермадек), Malucca (Молуккского моря), Maoko (Маоке), Mariana (Марианская), N.America (Северо-Американская), N.Andes (Северо-Ан-дийская), N.Bismarck (Северо-Бисмаркская), Nazca (Наска), New Hebrides (Новогибридская), Okhotsk (Охотская), Okinawa (Окинава), Pacific (Тихоокеанская), Panama (Панамская), Philippine (Филиппинская), Rivera (Ривьера), S.America (Южно-Американская), S.Bismarck (Южно-Бисмаркская), Scotia (Скотия), Solomon (Соломонова моря), Sunda (Сунда), Timor (Тиморская), Tonga (Тонга), Woodlark (Вудларк), Yangtze (Янцзы); 2 – положение месторождений с указанием возрастной группы (цвет) и общего количества руды (размер) (Singer et al., 2008; Mihalasky et al., 2015); 3 – положение наиболее крупных Cu-порфировых месторождений в своей возрастной группе: 1 – Atlas (Атлас), 2 – Malmyzh (Малмыж), 3 – Pebble Copper (Пеббл), 4 – Safford (Саффорд), 5 – Chuquicamata (Чукикамата), 6 – El Teniente (Эль-Теньенте), 7 – Panguna (Пангуна), 8 – Grasberg (Грасберг). Равноплощадная проекция, центральный меридиан 210°.

и постаккреционными, наложенными на ансамбли террейнов различного генезиса, однако тектоническую (геодинамическую) специфику пояса определяют островодужные террейны и краевые вулканические пояса.

Согласно статистическим расчетам, проведенным в уже упомянутой выше работе (Díaz-Rodríguez et al., 2021), наиболее важным фактором при формировании крупных Cu-порфировых систем в восточной части Тихоокеанского пояса является абсолютная величина скорости конвергенции. Вторым по значимости фактором является мощность глубоководных карбонатных осадков и процентное содержание карбонатов в осадочном слое океанической коры. Немаловажным фактором при образовании Cu-порфировых месторождений является также и угол конвергенции; как следует из ряда работ по анализу дизъюнктивных систем регионального и локального уровней палео- и современных активных окраин, значительное (если не большинство) количество рудных систем или их первых фаз формировалось в период перехода от фронтальной (orthogonal) конвергенции к косой (oblique) (например, Ханчук и др., 2019; Corbett, Leach, 1998; и др.). Поэтому второй задачей настоящих исследований являлся анализ кинематических параметров (скорость и угол конвергенции в горизонтальной плоскости) субдуцирующей тектонической плиты в момент формирования восьми наиболее крупных Cu-порфировых систем в пределах Тихоокеанского пояса, возраст которых варьируется от апта до плиоцена (фиг. 1б, табл. 1).

Выбор Cu-порфировых месторождений активных континентальных окраин Тихоокеанского пояса был сделан по двум взаимосвязанным причинам. Во-первых, почти 60% всех этих месторождений сосредоточено именно на активных окраинах Пацифики. Во-вторых, именно для Пацифики и Палео-Пацифики набор кинематических, палеомагнитных и других данных позволяет построить абсолютные реконструкции и рассчитать кинематические характеристики для всех, в том числе для уже исчезнувших, океанических плит. Подобный расчет невозможен для Cu-порфировых месторождений древних складчатых поясов, находящихся в настоящее время во внутренних областях континентов, например, таких как Центрально-Азиатский, Альпийский, Уральский в Евразии и Аппалачи в Северной Америке (фиг. 1а).

2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Геологические данные

В качестве основной фактологической базы настоящих исследований использована мировая база медно-порфировых месторождений (Porphyry Copper Deposits of the World: Database And Grade and Tonnage Models) (Singer et al., 2008), в которой для характеристики Cu-порфировых месторождений (всего в этой базе их 690) использовано 65 параметров. Дополнительно был использован еще один источник — это база данных по медно-порфировым месторождениям Дальнего Востока России и Северо-восточного Китая (Porphyry Copper Assessment of Northeast Asia-Far East Russia and Northeasternmost China) (Mihalasky et al., 2015), которая имеет примерно такую же структуру, как и наш основной источник (Singer et al., 2008).

Основной целью настоящей работы является пространственно-временной анализ Cu-порфировых месторождений периферии Тихого океана (фиг. 1б). Для определения положения месторождений в границах тектонических плит использовалась Глобальная модель по (Argus et al., 2011). Эта модель используется в программном комплексе (GPlates..., 2022), с помощью которого генерировались необходимые по времени палеорекострукции и производились расчеты абсолютной скорости и угла конвергенции в горизонтальной плоскости субдуцирующих океанических плит под континентальные, на окраинах которых формировались Cu-порфировые месторождения.

2.2. Анализ временных рядов

Все построения и анализ временных рядов проводились нами в программных комплексах Acycle (Li et al., 2019), Past (Hammer et al., 2001).

2.2.1. Сглаживание исходного неравномерного временного ряда

Для сглаживания исходного неравномерного временного ряда и его пересчета в равномерный применялся фильтр Савицкого-Голая (Savitzky, Golay, 1964), суть которого заключается в аппроксимации с помощью метода наименьших квадратов полиномом i степени в окрестности каждого измерения. При этом используется m предшествующих точек от рассматриваемого измерения. Коэффициенты аппроксимирующего полинома зависят только от степени полинома

Таблица 1. Положение и кинематические характеристики времени образования восьми крупнейших Си-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса

Месторождение (тектоническая обстановка)	Широта, град.	Долгота, град.	Возраст, млн лет	Масса руды млн тонн,	Субдущирующая плита	Обдущирующая плита	Изменение скорости конвергенции, град./млн лет	Изменение угла конвергенции, град.	Геодинамическая обстановка
Атлас island arc	10.37 (-5.5)	123.83 (127.5)	108.0	1420	Изанаги ↔ Филиппинская		1.38–1.08 (-0.30)	140–90 (+50)	косая субдукция + коллизия дуга- континент + инверсия субдукции
Малмыж mixed	49.92 (64.7)	136.90 (122.6)	97.0	2400	Изанаги	Евразийская (Амурская)	0.92–1.30 (+0.38)	342–333 (+9)	косая субдукция- трансформа + коллизия дуга-континент
Пибл continental margin	59.90 (73.4)	-155.30 (-105.2)	89.5	7510	Фараллон	С.Американская	1.27–1.38 (+0.11)	80–50 (+30)	косая субдукция + погружение СОХ
Саффорд continental margin	32.93 (36.4)	-109.60 (-97.8)	52.5	7260	Ванкувер	С.Американская	0.88–1.30 (+0.42)	35–65 (-30)	конец плоской субдукции + погружение плато
Чукикамата continental margin	-22.27 (-27.1)	-68.90 (-67.5)	33.0	21277	Фараллон	Ю.Американская	1.65–1.35 (-0.30)	65–75 (-10)	плоская субдукция
Эль-Теньенте continental margin	-34.09 (-34.6)	-70.46 (-70.4)	5.4	20731	Наска	Ю.Американская	1.03–0.93 (-0.10)	87–77 (+10)	конец плоской субдукции + косая субдукция + погружение хребта
Пангуна island arc	-6.32 (-6.7)	155.50 (157.2)	3.4	1420	Тихоокеанская ↔ Австралийская		1.10–1.09 (-0.01)	257–250 (+7)	коллизия дуга-океан. плато + инверсия субдукции
Грасберг postconvergence	-3.82 (-5.4)	137.23 (136.4)	3.0	4000	Каролинская ↔ Австралийская		1.04–1.91 (+0.87)	295–210 (+85)	косая субдукция + коллизия дуга- континент + инверсия субдукции

Примечание. Тектоническая обстановка при формировании месторождения (координаты, возраст и масса руды даны по (Mihalasky et al., 2015; Mineral Resources..., 2023; Singer et al., 2008); в графах «широта», «долгота» указаны современные координаты (без скобок) и палеокоординаты на момент образования месторождения (в скобках); в графах «субдущирующая плита», «обдущирующая плита» знак ↔ для месторождений Пангуна и Грасберг указывает смену направления субдукции (по-яснения смотри в тексте); в графе «изменение угла конвергенции» знаки «+», «-» означают вращение против часовой стрелки и по часовой стрелке, соответственно.

и числа точек, учитываемых при аппроксимации, и не зависят от значений измерений:

$$Y_t = \frac{1}{\Delta t \times h} \sum_{i=0}^{m-1} a_i \times X_{t-i},$$

где Y_t — текущее значение оцененного временного ряда, X_t — текущее необработанное значение исходного временного ряда, Δt — шаг дискретизации значений, h — нормировочный коэффициент, a_i — коэффициент аппроксимирующего полинома.

В (Каламбет и др., 2017) проведено сравнение различных методов фильтрации шума спектральных характеристик (скользящего среднего, модифицированного скользящего среднего, линейно взвешенного скользящего среднего, интерполяция сплайнами, кривые Безье, адаптивного сглаживания, фильтрация Савицкого–Голея) и установлено, что последний является лучшим из основанных на методике скользящего среднего. Метод фильтрации Савицкого–Голея позволяет достичь наибольшего шумоподавления и эффективно устранять влияние шума, не нарушая диапазона чувствительности.

В настоящей работе для сглаживания исходного ряда использован фильтр Савицкого–Голея с окном 8 точек и полином 4-го порядка. Метод реализован в программном комплексе Past (Hammer et al., 2001).

2.2.2. Автокорреляционная и кросскорреляционная функции

Расчет автокорреляционной функции проводился согласно (Дэвис, 1990):

$$r_\tau = \frac{\sum Y_i \times Y_{i-\tau} - \sum Y_i \times \sum Y_{i-\tau}}{\sqrt{[\sum Y_i^2 - (\sum Y_i)^2] \times [\sum Y_{i-\tau}^2 - (\sum Y_{i-\tau})^2]}},$$

где τ — лаг (шаг) автокорреляции. Значение 95% доверительного интервала рассчитывалось согласно (Дэвис, 1990):

$$\pm 1.76 \sqrt{1 / (n - \tau + 3)}.$$

Используя значения коэффициента автокорреляции и 95% доверительный интервал, строились коррелограммы в интервале от 1 до $n/2$, где n количество наблюдений в равномерном ряду.

Расчет кросскорреляционной функции проводился также согласно (Дэвис, 1990):

$$r_m = \frac{\sum (X_i - \bar{X})(Y_{i-m} - \bar{Y})}{\sqrt{\sum (X_i - \bar{X})^2 \sum (Y_{i-m} - \bar{Y})^2}},$$

где m — лаг взаимной корреляции. Значимость (t) коэффициента взаимной корреляции (кросс-корреляции) на уровне 95% рассчитывалась согласно (Дэвис, 1990):

$$t = r_m \sqrt{\frac{n-2}{1-r_m^2}}.$$

Кросскорреляционный анализ является наиболее подходящим методическим приемом для сравнения двух рядов, которые имеют «сдвинутую» временную зависимость между собой.

Оба метода реализованы в программном комплексе Acycle (Li et al., 2019), Past (Hammer et al., 2001).

2.2.3. Спектральный анализ путем расчета периодограмм Ломба–Скаргла

Параметрический спектральный анализ проводился, используя алгоритм построения периодограмм спектра мощности методом быстрого преобразования Ломба–Скаргла (Lomb, 1976; Scargle, 1982). Метод является одним из лучших методов поиска периодичности в рядах с нерегулярной выборкой и, что важно при интерпретации, он во многом аналогичен методу спектральной плотности мощности Фурье.

Для предварительно центрированных данных Y_k , когда $\sum k Y_k = 0$, при построении периодограммы Ломба–Скаргла производится вычисление мощности $P(w)$ на множестве частот w_i , выражением для мощности является:

$$P(w) \cong \frac{\left| \sum_k Y_k \cos w(t_k - \tau) \right|^2}{\sum_k \cos^2 w(t_k - \tau)} + \frac{\left| \sum_k Y_k \sin w(t_k - \tau) \right|^2}{\sum_k \sin^2 w(t_k - \tau)},$$

где τ — смещение по времени, которое преобразует модель в ортогональную и делает $P(w)$ независимой от перевода в τ .

Доступно несколько версий программ для расчета периодограмм Ломба–Скаргла, в том числе и программных комплексов Acycle (Li et al., 2019), Past (Hammer et al., 2001).

2.2.4. Спектральный анализ с помощью Вейвлет-преобразования

В последние 20–30 лет для структурного анализа геолого-геофизических временных рядов успешно применяется Вейвлет-анализ (Любушин, 2007; Prokoph et al., 2000; и др.), так как он лучше параметрических методов подходит для анализа нестационарных сигналов, а именно такого рода сигналами являются временные ряды количества Cu-порфировых месторождений, и общего

объема их руды на единицу времени. Вейвлет-преобразование не просто «режет» исследуемый ряд на куски, а выделяет из него компоненты разных масштабов, и каждый компонент анализируется с той степенью детальности временной развертки, которая соответствует его масштабу. Кроме того, дает возможность представить на одной диаграмме все интересующие периоды и снять вопрос о четных гармониках. Разложив временной ряд на частотно-временное пространство, можно определить как доминирующие режимы изменяются во времени (Любушин, 2007; Prokoph et al., 2000). Вейвлет-анализ становится распространенным инструментом для анализа локализованных изменений мощности в различных геолого-геофизических временных рядах.

Непрерывным вейвлет-преобразованием сигнала $x(s)$ называется величина, зависящая от двух параметров (t, a) , $a > 0$:

$$\begin{aligned} Wx(t, a) &= \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} x(s) \Psi\left(\frac{s-t}{a}\right) ds = \\ &= \sqrt{a} \int_{-\infty}^{+\infty} x(t+av) \Psi(v) dv, \end{aligned}$$

где t — момент времени, $a > 0$ — параметр масштаба или «период». Величина $Wx(t, a)$ отражает поведение исследуемого сигнала в окрестности точки t с характерным масштабом вариаций a . Целью этого преобразования является построение 2D-пространства значений модуля величины $Wx(t, a)$, которая дает наглядное представление о динамике возникновения, эволюции и исчезновения «характерных периодов» в исследуемом временном ряду. Это величина сильно зависит от выбора функции $\Psi(t)$.

Наиболее популярной функцией $\Psi(t)$ при изучении геолого-геофизических временных рядов является вейвлет Морле (Morlet), так как он обладает определенными свойствами оптимальности в поиске компромисса между частотным и временным разрешением (Любушин, 2007):

$$\Psi(t) = \frac{1}{\pi^{1/4}} \exp\left(-t^2 / 2 - i\pi t\right).$$

При проведении спектрального анализа с помощью вейвлет-преобразования в настоящей работе использован вейвлет Морле.

В настоящее время имеется значительное количество программ для проведения спектрального анализа с помощью вейвлет-преобразования, в том числе и в Acycle (Li et al., 2019), Past (Hammer et al., 2001).

2.3. Кинематический анализ

В кинематике тектонических плит оперируют абсолютными и относительными движениями. В первом случае подразумевается движение одной плиты или их ансамбля относительно абсолютной системы координат, например по отношению к горячим точкам или горячим полям, что тождественно и определению — относительно мантии. Во втором — смещение какой-либо одной литосферной плиты (тектонического блока) по отношению к другой плите (Кокс, Харт, 1989; и др.).

В настоящем исследовании нас, естественно, интересуют кинематические характеристики субдуцирующей плиты относительно «наезжающей» на нее.

Относительное движение между любыми двумя пластинами может быть описано как вращение вокруг полюса Эйлера. В любой точке $P(\varphi)$ вдоль границы между пластиной A и пластиной B , с широтой φ и долготой λ , линейная скорость V пластины A относительно пластины B равна:

$${}_A V_B = {}_A W_B \times \vec{P},$$

$\vec{P}$ — вектор положения точки $P(\varphi)$ на границе, а ${}_A W_B$ — вектор угловой скорости или вектор Эйлера. Оба вектора определяются из начала координат в центре Земли. Направление относительного движения в любой точке границы происходит по дуге малого круга вокруг полюса Эйлера. Сегменты с относительным движением в направлении от границы являются зонами субдукции.

Величина, или скорость, относительного движения увеличивается с удалением от полюса, так как:

$$|{}_A V_B| = |{}_A W_B| |\vec{P}| \sin \gamma,$$

где γ — угол между полюсом Эйлера (вращения) и точкой на границе. Все точки на границе плиты имеют одинаковую угловую скорость, но величина линейной скорости изменяется от нуля на полюсе вращения до максимального на расстоянии 90° от него. На поверхности сферы все перемещения являются вращениями, они проходят по дугам окружностей. Кратчайшее расстояние между двумя точками на сфере не прямая, как на плоскости, а дуга большого круга (окружности) с центром, совпадающим с центром сферы. Все другие дуги на поверхности сферы, центр окружности которых находится не

в центре сферы, называются дугами малых кругов (окружностей).

Расчет кинематических характеристик тектонических блоков, в том числе и плит, перемещающихся на поверхности Земли, с использованием палеомагнитных и эйлеровых полюсов реализован в ряде программных комплексов. Наиболее мощным современным программным продуктом открытого доступа, позволяющим строить палеорекострукции и рассчитывать кинематические параметры, является GPlates software 2.3 (2022), который разработан совместно учеными Школы наук о Земле Сиднейского университета (руководитель проф. Дитмар Мюллер/Prof. Dietmar Müller) и Отдела геологических и планетарных наук Калифорнийского университета (руководитель проф. Майкл Гурнис/Prof. Michael Gurnis). Немаловажным является и то обстоятельство, что в программном комплексе GPlates имеется возможность работы, в том числе импорта и экспорта, с пространственно ориентированными наборами данных.

Расчет кинематических характеристик в зоне взаимодействия океанической и континентальной (субконтинентальной) плит включает следующие этапы:

1) определение тектонической плиты (фиг. 1б), на которой в настоящее время находится Cu-порфировое месторождение. Для этого была использована Глобальная плитная модель (Bird, 2003) с корректировкой по (Argus et al., 2011);

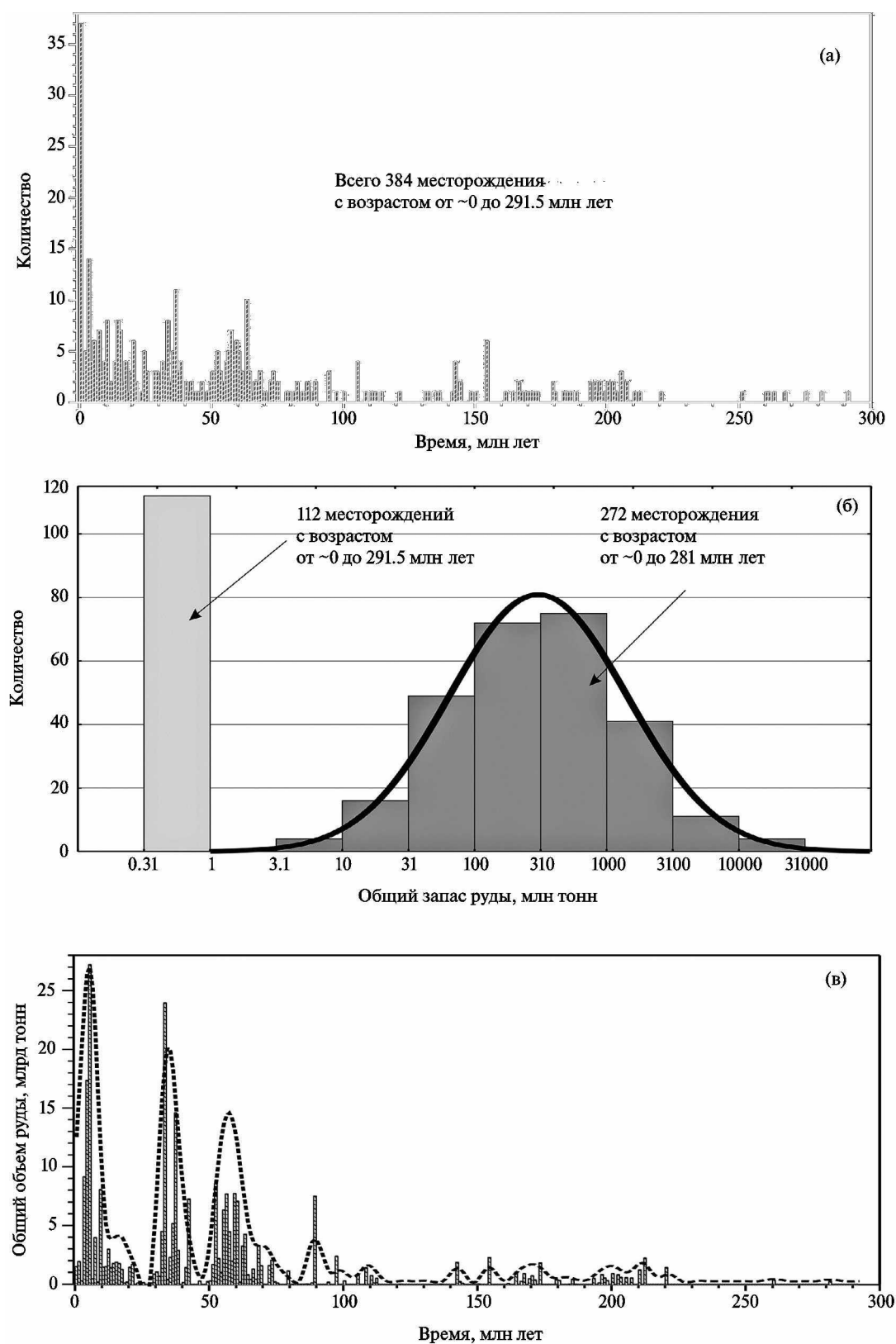
2) определение положения тектонической плиты на время образования соответствующего месторождения и расчет координат последнего путем генерации палеорекострукций с использованием данных по топологии литосферных плит и полюсам их вращений (Cao et al., 2022; Müller et al., 2019) в программном комплексе GPlates (2022). Контроль адекватности палеорекострукций осуществлялся с помощью прямых палеомагнитных данных для пород, тождественных географии и возрасту месторождений;

3) расчет скорости и угла конвергенции в зоне взаимодействия субдуцирующей и наезжающей плит во временном диапазоне ± 5 –10 млн лет от момента образования месторождения проводился с помощью подпрограммы «Kinematics Tool» в программном комплексе GPlates (2022).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ВРЕМЕННОГО РЯДА Cu-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕРИФЕРИИ ТИХОГО ОКЕАНА

Выше было указано, что Cu-порфировых месторождений в мире насчитывается около 700, возраст которых меняется от палеоархейского до современного (Singer et al., 2008; Mihalasky et al., 2015). На долю активных окраин Тихого океана приходится 384 месторождения, возраст которых находится в диапазоне от 291.5 млн лет до современного. На гистограмме для месторождений периферии Тихого океана (фиг. 2а) хорошо видно, что их основное количество приходится на интервал от 0 до 125 млн лет, причем в последние примерно 75 млн лет они группируются в три кластера (0–20, 28–45 и 50–70 млн лет), а далее закономерность особо не прослеживается. Причем для восточной окраины Тихого океана эти три кластера выделяются не только во времени, но и в пространстве (фиг. 1б): 1) в районе Калифорнийского залива выделяется кластер с наибольшей плотностью маастрихт-палеоценовых Cu-порфировых месторождений, крупнейшее из которых Саффорд; 2) на юге и южнее плиты Альтиплано выделяется кластер с наибольшей плотностью эоцен-олигоценных Cu-порфировых месторождений, крупнейшее из которых Чукикамата; 3) южнее эоцен-олигенового кластера Южной Америки выделяется кластер с наибольшей плотностью миоцен-плиоценовых Cu-порфировых месторождений, крупнейшее из которых Эль-Теньенте. О наличии двух южноамериканских кластеров было указано в (Sillitoe, 2012). Месторождения самой молодой возрастной группы развиты более широко, они имеются также севернее плиты Альтиплано, и в пределах Панамской плиты, и в Северной Америке, и на западе Тихого океана в Индонезийско-Филиппинском регионе (фиг. 1б).

Анализ распределения всех Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса по объему руды (фиг. 2б) показал наличие двух совокупностей. Первую совокупность выполняют 112 месторождений с объемом руды до 1 млн тонн каждое и возрастом от практически современного до 292 млн лет. Общий объем этой совокупности составляет ~56 млн тонн. Вторую совокупность формируют 272 месторождения с объемом руды от 4.4 до 21277 млн тонн и возрастом также практически от современного до 282 млн лет, распределение которых близко к логнормальному (фиг. 2б). Общая масса руды второй



Фиг. 2. Распределение Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса во времени (а) и по объему (б), временная зависимость общего объема руды всех месторождений Тихоокеанского пояса (в).

На (б) сплошной линией показано теоретическое логнормальное распределение со статистическими параметрами, аналогичными данным наблюдений. На (в) столбчатой диаграммой показан исходный ряд и пунктирной линией — сглаженный фильтр Савицкого–Голая (Savitzky, Golay, 1964).

совокупности составляет 259858.8 млн тонн, что почти на 5 порядков (4640 раз) больше общего количества руды первой совокупности.

Спектральный анализ временного ряда первой совокупности путем расчета периодограмм Ломба—Скаргла не показал наличие каких-либо значимых периодических компонентов — доверительный уровень всех выделенных частот существенно меньше 50%. И наоборот, спектральный анализ временного ряда второй совокупности показал наличие трех периодических компонентов, доверительный уровень которых больше 50% — это примерно 158, 49 и 28 млн лет, причем доверительный уровень последнего очень близок 90%.

Отчетливо (квази)циклический характер формирования Си-порфировых месторождений проявляется в зависимости «общее количество руды — время». Для исходного ряда, помимо двух длиннопериодных компонентов (417 и 159 млн лет), проявлен компонент с периодом ~27 млн лет, доля которого в сглаженном ряду составляет около 30%, и выделяется он на 99% вероятностном уровне (фиг. 2в).

Учитывая недостаточную обеспеченность исходными данными по Си-порфировым месторождениям Тихоокеанского субдукционного пояса для времени древнее 125 млн лет (фиг. 2а, в), мы ограничили рассматриваемый интервал и провели статистические расчеты исходного и сглаженного временных рядов «общее количество руды — время» для 0—125 млн лет (фиг. 3а).

Автокорреляционный анализ исходного ряда показал, что наибольшие и значимые коэффициенты корреляции автокорреляционной функции (фиг. 3б, сплошная линия) приходятся на шаг 28 млн лет ($rk = 0.408$ при критическом значении 0.297 на 95% доверительном уровне) и на шаг 4 млн лет ($rk = 0.300$ при критическом значении 0.229 на 95% доверительном уровне). Автокорреляционный анализ сглаженного ряда (фиг. 3б, пунктирная линия) показал, что наибольшие и значимые коэффициенты корреляции приходятся на шаг 26—31 млн лет (наибольший $rk = 0.550$ при критическом значении 0.302 на 95% доверительном уровне) и на шаг 51—56 млн лет (наибольший $rk = 0.705$ при критическом значении 0.587 на 95% доверительном уровне). Следовательно, по данным автокорреляционного анализа можно утверждать, что в рассматриваемом временном ряду общего объема руды месторождений имеется компонент с периодичностью порядка 26—31 млн лет. Значимый

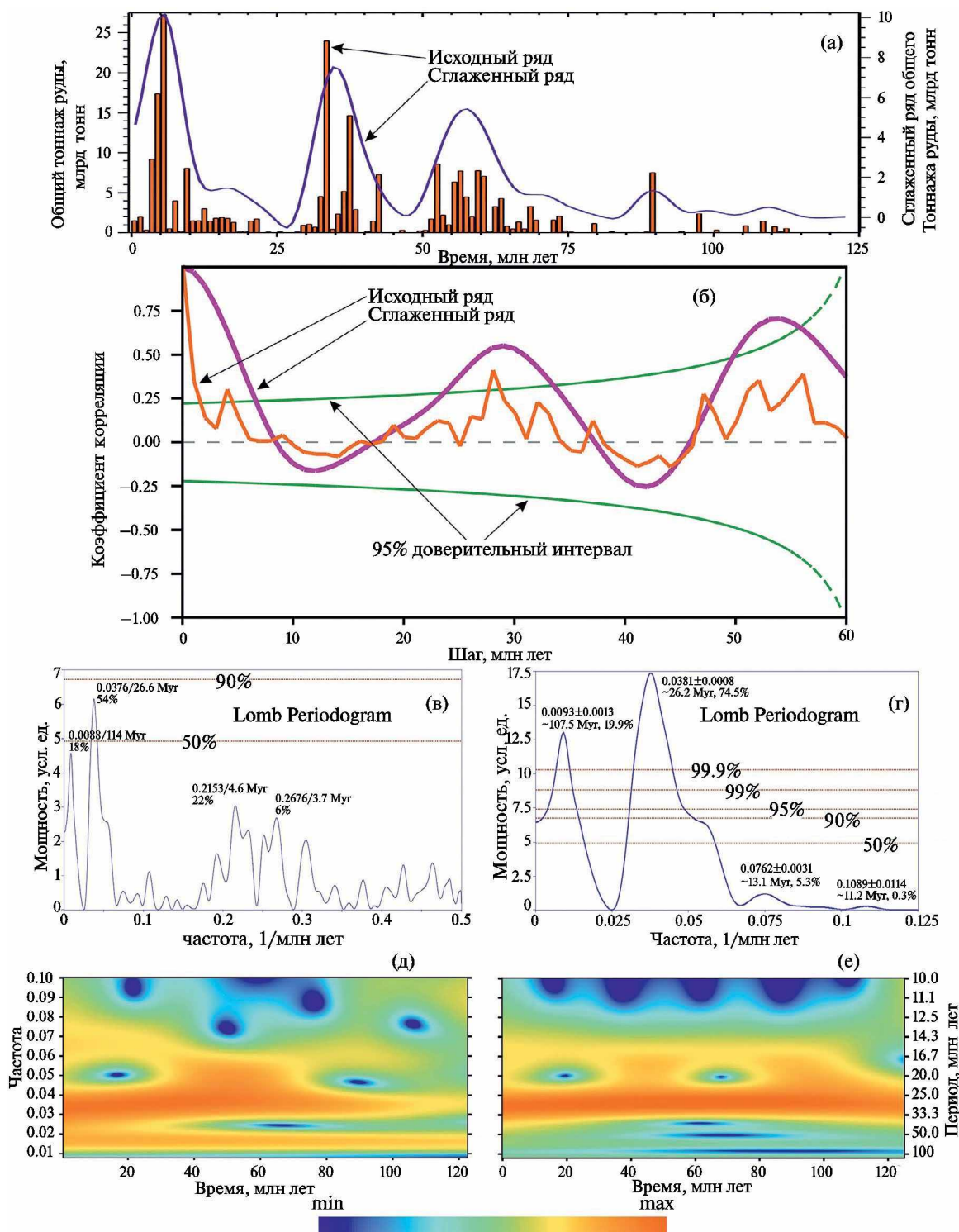
коэффициент автокорреляционной функции при шаге 51—58 млн лет, с большой вероятностью, обязан удвоению колебания с периодичностью 26—31 млн лет.

На спектрограмме исходного ряда «общее количество руды — время» для Си-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса для последних 125 млн лет (фиг. 3в) видно, что наиболее мощной по величине и амплитуде является гармоника с частотой 0.0376 ± 0.0011 (25.8—27.4 млн лет). Еще более четко эта гармоника (0.0381 ± 0.0008 , 25.7—26.8 млн лет), превышающая 99.9% доверительный уровень, выделяется в сглаженном временном ряду общего объема руды для Си-порфировых месторождений; ее величина в этом временном ряду более 74% (фиг. 3г). На последней спектрограмме гармоника с частотой 0.0381 является единственно возможной для интерпретации, так как вторая гармоника, превышающая 99.9% доверительный уровень, с частотой 0.0093 ± 0.0013 (94—125 млн лет) соизмерима по длительности со всем анализируемым рядом. Полагаем, что этот компонент отражает тренд всего ряда, связанный с меньшей вероятностью сохранения Си-порфировых систем в результате вторичных, в первую очередь, денудационных процессов.

Следующий вид спектрального анализа, который был нами использован, — это Вейвлет-анализ. Так же как и при расчете спектрограмм Ломба—Скаргла (фиг. 3в, г), Вейвлет-разложению были подвергнуты исходный и сглаженные ряды. В первом случае (фиг. 3д) на всем протяжении ряда со средней интенсивностью прослеживается первое колебание со средней частотой 0.014—0.017 (60—70 млн лет), и более сильной интенсивности второе — со средней частотой 0.03—0.04 (25—33 млн лет). В случае сглаженного ряда (фиг. 3е) первое колебание со средней частотой 0.014—0.017 (60—70 млн лет) практически исчезло, тогда как второе со средней частотой 0.03—0.04 (25—33 млн лет) проявилось еще ярче на всем рассматриваемом временном интервале. Так же, как и в случае автокорреляционного анализа, полагаем, что низкочастотное колебание (60—70 млн лет) является удвоением высокочастотного колебания с периодичностью 25—33 млн лет.

Подводя итог анализа временного распределения Си-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса, можно заключить, что:

а) в этом ряду имеется (квази)циклический компонент с периодичностью 26—29 млн лет (фиг. 3б—е), доля которого в общей амплитуде



Фиг. 3. Анализ временной зависимости общего объема руды Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса за последние 125 млн лет.

(а) – столбчатой гистограммой показан исходный ряд, пунктирной линией – сглаженный фильтром Савицкого-Голая (Savitzky, Golay, 1964).

(б) – автокорреляционные функции (Дэвис, 1990) исходного ряда (сплошная линия) и сглаженного ряда (пунктирная линия).

(в), (г) – периодограммы Ломба–Скаргла (Балуев, 2009; Lomb, 1976; Scargle, 1982) исходного и сглаженного рядов, соответственно.

(д), (е) – Вейвлет-диаграммы Морле (Любушин, 2007; Torrence, Compo, 1998) исходного и сглаженного рядов, соответственно.

сглаженного ряда достигает почти 75% (фиг. 3г). В пределах Тихоокеанской активной окраины в течение последних 125 млн лет уверенно выделяются четыре (2.5–7.5, 31.5–38.5, 53.5–61.5, 85.5–94.5 Ма) и менее уверенно пятая (106.5–112.5 Ма) эпохи повышенной генерации медно-порфировых месторождений (фиг. 2в, 3а);

б) при автокорреляционном (фиг. 3б) и Вей-влет (фиг. 3д, е) анализах выявлено еще одно колебание с периодом ~50–70 млн лет, которое не фиксируется на спектрограммах Ломба–Скаргла. Полагаем, оно не имеет геолого-геофизического смысла, а является продуктом медленной модуляции, возникающей для одноволновой моды при переходе к колебаниям удвоенного периода.

4. ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ И КИНЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСЬМИ КРУПНЕЙШИХ Cu-ПОРФИРОВЫХ СИСТЕМ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Для полноты и объективности рассмотрения кинематических характеристик взаимодействия плит, на границе которых происходит образование крупнейших медно-порфировых месторождений, нами были выбраны 8 объектов, отвечающих следующим условиям: 1) общий тоннаж месторождения превышает 1 млрд тонн руды, то есть все они по классификации (Рундквист и др., 2004) входят в разряд супер-крупных и гигантских; 2) хорошо датированный возраст магматических пород, с которыми связаны эти крупнейшие месторождения; 3) возраст объекта должен находиться в пределах выделенных интервалов повышенной генерации медно-порфировых месторождений Тихоокеанской активной окраины (см. выше). Поскольку геодинамика и кинематика процессов субдукции океанических плит под континентальные на западной и восточной окраинах Тихого океана существенно различаются, что подтверждается как модельными, так и экспериментальными данными (Nagel et al., 2008; и многие другие), хотелось также соблюсти равенство представительности объектов по разные стороны океана. В результате было выбрано 8 объектов – четыре западных с возрастом от 108 до 2.4 миллионов лет и четыре восточных с возрастом от 89.5 до 5.4 млн лет (фиг. 1б, табл. 1).

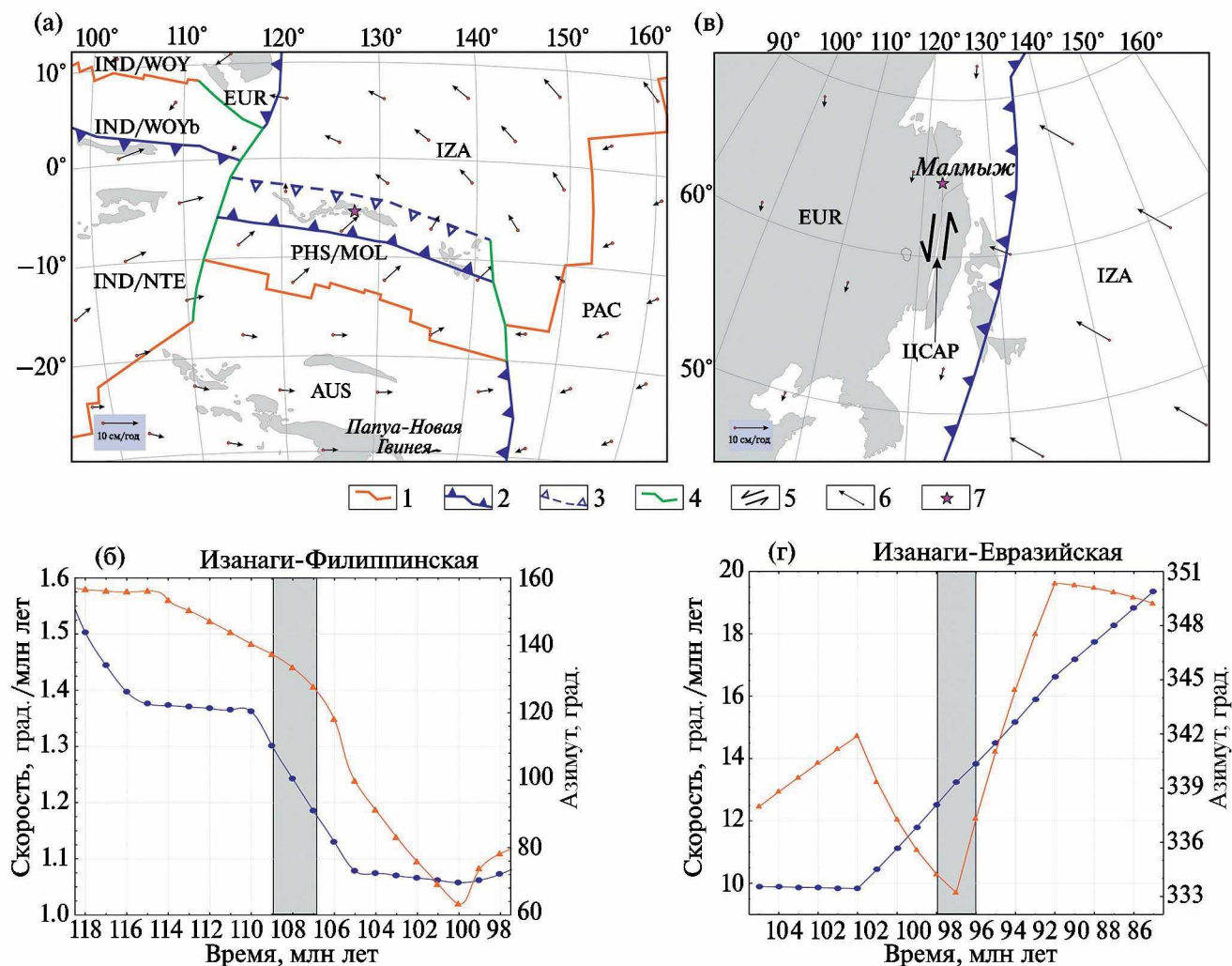
4.1. Месторождение Атлас

В настоящее время оно расположено на острове Себу Филиппинского архипелага в пределах субконтинентальной плиты Сунда в 260 км западнее от границы последней с океанической Филиппинской плитой (фиг. 1б) и представляет апт-альбскую возрастную группу (фиг. 3а). Оно генетически связано с кварц-биотит-роговообманковым диоритовым массивом Лутопан (Lutopan), интродуцированным в осадочные породы формации Пандан, которая состоит из переслаивающихся последовательностей зеленоватых песчаников-алевролитов, полимиктовых конгломератов, углеродистых аргиллитов и пр. (Rodrigo et al., 2020). По своему облику и составу осадочные породы формации Пандан можно отнести к породам аккреционной призмы. По данным химического состава, вулканические породы формации демонстрируют признаки островной дуги (Deng et al., 2015). Радиометрическое датирование образцов из района добычи полезных ископаемых Атлас (цитируется по Rodrigo et al., 2020) дало следующие результаты: а) с использованием K-Ar и Rb-Sr систем – 108–101 млн лет; б) с использованием U-Pb системы по цирконам из кварц-диоритовых порфиров массива Лутопан – 109 ± 2 и 108.5 ± 1.6 млн лет. Общее количество руды месторождения составляет более 1.4×10^9 тонн. Других Cu-порфировых месторождений этого возрастного диапазона в Филиппинском архипелаге не обнаружено, зато имеется 30 месторождений с возрастом от 25 млн лет до почти современного, общий вес руды одного из которых 2.5×10^9 тонн – Тампакан (Tampakan).

Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения Атлас определяется как островная дуга (Mineral Resources..., 2023). Согласно палеогеодинамическим реконструкциям на основе геохимических и геолого-структурных данных (Deng et al., 2015; Rodrigo et al., 2020), осадочные породы формации Пандан и внедрившиеся в них вулканы формировались в надсубдукционной обстановке на границе континентальной Австралийской и океанической Изнаги плит, Палео-Тихоокеанской по (Deng et al., 2015; Rodrigo et al., 2020). До 115 млн лет назад океаническая Палео-Тихоокеанская (Изнаги) плита погружалась под континентальную Австралийскую, формируя Прото-Филиппинскую островную дугу. По данным (Deng et al., 2015), после 120 млн лет в задуговом бассейне между Австралией и дугой начали проявляться процессы рифтинга (фиг. 4а) с образованием

супрасубдукционных офиолитов, бонинитов, которые описаны на острове Себу, и формированием Прото-Филиппинской морской (субокеанической) плиты. На рубеже 115 млн лет произошло заклинивание Прото-Филиппинской дуги,

затем инверсия субдукции с образованием новой островной дуги — (East Philippine-Daito arc). Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Атлас на время его образования ~108 млн лет назад находится на границе



Фиг. 4. Палеорекострукции (а, в) и расчет кинематических параметров (б, г) на 108 млн лет назад для месторождения Атлас и 95 млн лет назад для месторождения Малмыж.

Условные обозначения для (а) и (в): 1–4 – границы литосферных тектонических плит по (Bird, 2003; Argus et al., 2011) с добавлениями и изменениями: 1 – дивергентная, 2 – конвергентная активная (действующая на момент образования месторождения), 3 – конвергентная отмершая, 4 – трансформная; 5 – трансформные сдвиги; 6 – направление и скорость миграции литосферных плит (длина стрелки пропорциональна скорости); 7 – реконструированные положения месторождений. Аббревиатура тектонических плит на фиг. 4–7: ANT – Антарктическая, AUS – Австралийская, CAR – Каролинская, CEL – Бассейн Целебеса, ЕНА – Вост. Хальмахерская, ЕРН – Вост. Филиппинская, ESP – Сунда, EUR – Евразийская, FAR – Фараллон, NSW – Сев. Сулавеси, IZA – Изагаги, MOL – Молукская, NAM – Североамериканская, NAZ – Наска, NBA – Сев. Банду, NBK – Сев. Бисмарк, NHB – Новогибридная, NTE – Нео-Тетис, NWB – Сев. Вудларк, PAC – Тихоокеанская, PHS – Филиппинская, SAM – Южноамериканская, SBA – Юж. Банду, SBK – Юж. Бисмарк, SOL – Соломоново моря, SSW – Южно-Сулавеская, VAN – Ванкувер, WHA – Зап. Хальмахерская, WOY – Войла, индекс “b” означает задуговой бассейн, WPH – Западно-Филиппинская. На «в» аббревиатура ЦСАР означает Центральный Сихотэ-Алиньский разлом.

Условные обозначения для (б) и (г): кружки – скорость; треугольники – азимут.

Использованы глобальные реконструкции (Muller et al., 2019), а также конкретные палеогеодинамические характеристики для «а» (Deng et al., 2015; McCabe et al., 1987; Rodrigo et al., 2019) и «в» (Архипов и др., 2019; Диденко и др., 2023; Khanchuk et al., 2016). Расчет кинематических параметров на фиг. 4–7 выполнен на координаты месторождений (см. табл. 1) в программном комплексе GPlates software (2022).

Филиппинской (Молукской) и Изанаги плит между отмершей к этому времени Прото-Филиппинской на севере и активной Восточно-Филиппинско-Дайто на юге дугами примерно на 5° – 7° южной широты (фиг. 4а), что более чем на 15° южнее его современного положения. Это потрясающим образом согласуется с прямыми палеомагнитными данными по формации Пандан для раннего мела, согласно которым остров Себу находился на 8° южной широты (Pisarevsky et al., 1922; определение № 363).

Расчет мгновенных скоростей движения плит Изанаги, погружавшейся в ЗСЗ направлении, и Филиппинской, наезжавшей в СВ направлении, свидетельствует о косой (oblique) субдукции первой под вторую, возможно, и трансформной границе между этими плитами (фиг. 4а). Расчет кинематических параметров плиты Изанаги относительно Филиппинской плиты в интервале 118–98 млн лет (фиг. 4б, табл. 1) показал, что угол конвергенции первой менялся от почти южного (фронтальная субдукция) до восточного (косая субдукция) направления. Угловая скорость конвергенции все это время была немонотонной; сначала ее уменьшение было незначительным с 1.55 до 1.4° /млн лет², а затем на рубеже 110–105 млн лет (время формирования месторождения), скорость уменьшилась до 1.05° /млн лет. Изменение угла конвергенции в интервале 110–105 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения Атлас, составило примерно 50° против часовой стрелки (фиг. 4б; табл. 1), при этом угловая скорость конвергенции уменьшилась на 0.30° /млн лет. Отражением тангенциальных напряжений на границе этих плит является левосторонняя сдвиговая система СЗС ориентировки, проходящая через весь Филиппинский архипелаг (Deng et al., 2015; Rodrigo et al., 2020). Она, вероятно, и служила транспортным каналом для доставки верхнемантийных расплавов из мантийного клина и металлосодержащих флюидов из субдуцированной океанической коры в результате дегидратации последней в верхние горизонты земной коры.

4.2. Месторождение Малмыж

Входит в состав одноименного рудного узла Нижне-Амурской минерагенической зоны (Государственная..., 2009) и представляет сеноман-сантонскую группу месторождений (фиг. 3а). В настоящее время Малмыжский рудный узел находится в пределах Горинской

зоны Журавлевско-Амурского террейна Сихотэ-Алиньского орогенного пояса Амурской тектонической плиты и достаточно далеко, более 1 тыс. км, от активной окраины Тихоокеанской плиты (фиг. 1б). Основной объем Журавлевско-Амурского террейна выполнен турбидитами раннемелового приконтинентального синсдвигового бассейна (Геодинамика..., 2006). Месторождение и рудопроявления золотомедно-порфирового, золото-кварцевого типов здесь связаны с порфировыми диоритами и гранитоидами сеноманского возраста, которые прорывают осадочные породы горнопротокской свиты (Государственная..., 2009).

Малмыжский и расположенный рядом Пони-Мулинский золотомедно-порфировые рудные узлы представляют собой протяженную зону северо-восточного простирания интрузивных тел диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров трех генераций, относимых к сеноманским мяочанскому и нижеамурскому комплексам (Государственная..., 2009). В ряде работ был также определен и U-Pb возраст цирконов из интрузивных пород Малмыжского и Пони-Мулинского рудных узлов: 1) гранитоиды Малмыжского поля – 100–95 млн лет (Ханчук и др., 2019); 2) рудоносные штоки диорит-гранодиоритового состава Малмыжского рудного поля – 101–94 млн лет (Буханова, 2020); 3) магматические породы Малмыжского и Пони-Мулинского рудных полей – 101–92 млн лет (Petrov et al., 2021).

Общий вес руды месторождения Малмыж составляет более 2.4×10^9 тонн. Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения определена как смешанная (Mineral Resources..., 2023). По мнению А.И. Ханчука, месторождение формировалось во время коллизии Кемской островной дуги с восточной окраиной Евразии. Других Си-порфировых месторождений ни этого, ни других возрастных диапазонов в пределах Сихотэ-Алиньского орогенного пояса пока не обнаружено. Хотя перспективы открытия новых Си-порфировых месторождений в пределах Пони-Мулинского и Анаджаканского рудных узлов, находящихся вблизи Малмыжа, оцениваются достаточно высоко.

Согласно палеогеодинамическим реконструкциям на основе геолого-структурных, биостратиграфических и геохимических данных (Геодинамика..., 2006), осадочные породы Журавлевско-Амурского террейна и внедрившиеся в них магматические тела формировались в пределах

² 1° /млн лет ≈ 11.1 см/год

активной окраины континентальной Амурской тектонической плиты, под которую субдуцировала океаническая тектоническая плита Иванаги. Вполне вероятно, что в этот момент превалирующей геодинамической обстановкой в регионе было скольжение океанической плиты Иванаги вдоль Амурской (Евразийской) континентальной, то есть реализовывались условия трансформной окраины, о чем на основе геохимических данных указывается в (Ханчук и др., 2019; Petrov et al., 2021). Согласно (Khanchuk et al., 2016), господствующий, начиная с 110 млн лет назад, трансформный режим Сихотэ-Алиньской континентальной окраины на рубеже 95 млн лет назад сменился субдукционным режимом. Существование в это время крупноамплитудных, более 1000–1500 км, перемещений вдоль континентальной окраины в северном направлении апт-альбских пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов, находящихся в настоящее время к востоку от Центрального Сихотэ-Алиньского разлома, (Архипов и др., 2019), подтверждает существование трансформной окраины. Вполне вероятно и одновременное действие косой субдукции и крупноамплитудной трансляции пород обозначенных выше террейнов на север вдоль Центрального Сихотэ-Алиньского разлома (фиг. 4в).

Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Малмыж на время его образования ~95 млн лет назад находится в зоне активной окраины континентальной Евразийской тектонической плиты, точнее ее части — Амурской, и океанической Иванаги примерно на 65° северной широты (фиг. 4в), что почти на 15° севернее его современного положения (фиг. 1б, табл. 1). Согласно прямым палеомагнитным данным (Диденко и др., 2023), для пород этого возраста Журавлевско-Амурского террейна (нижнеамурский комплекс — аналог мяочинского), рассматриваемая территория находилась на 64° северной широты, что прекрасно согласуется с реконструированным положением месторождения.

Расчет мгновенных скоростей движения плиты Иванаги, погружавшейся в ЗСЗ направлении, и Евразийской, наезжавшей почти в южном направлении, свидетельствует о косой (oblique) субдукции первой под вторую, возможно даже о трансформной активной границе (фиг. 4в). Расчет кинематических параметров плиты Иванаги относительно Евразийской плиты в интервале 107–87 млн лет (фиг. 4г, табл. 1) показал, что угол конвергенции первой менялся от

СЗ до почти северного направления. Угловая скорость в начале этого периода была практически постоянна около 1–0.9 °/млн лет, а после 100 млн лет назад резко стала возрастать и концу рассматриваемого периода составляла уже почти 1.7 °/млн лет. Изменение угла конвергенции этих двух плит в интервале 102–92 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения Малмыж, составило примерно 9° против часовой стрелки (фиг. 4г; табл. 1), а приращение угловой скорости конвергенции составило +0.38°/млн лет. Отражением тангенциальных напряжений на границе этих плит является мощная эшелонированная левосторонняя сдвиговая система ССВ ориентировки: а) Приамурский разлом входит в систему Тан-Лу, время заложения которой палеозой, в позднемеловое время произошла ее активизация; б) Центральный Сихотэ-Алиньский разлом является одним из крупнейших на Дальнем Востоке, время заложения которого добериаское, но основные перемещения по нему произошли в позднем мелу. Кумулятивная амплитуда сдвига оценивается по-разному — от первых сотен (Геодинамика..., 2006) до тысячи километров, если исходить из данных (Забродин и др., 2015). Все эти мощные сдвиговые системы могли быть транспортными каналами для доставки верхнемантийных расплавов из мантийного клина и металлосодержащих флюидов из субдуцированной океанической коры в результате дегидратации последней в верхние горизонты земной коры.

4.3. Месторождение Пиббл

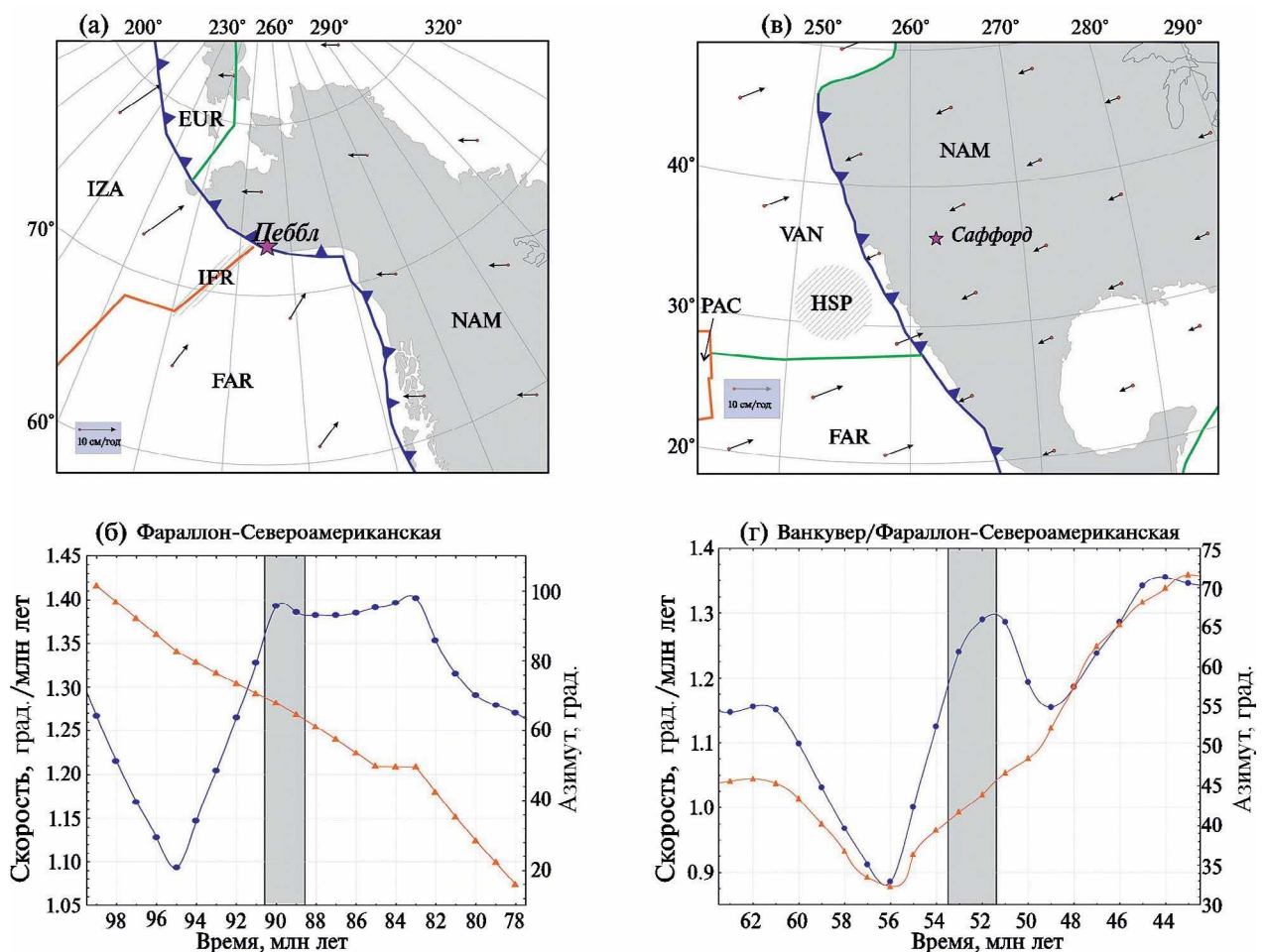
Одно из крупнейших в мире, находится на юге Аляски у края Северо-Американской тектонической плиты на активной окраине с Тихоокеанской плитой (фиг. 1б) и представляет, так же как и Малмыж, сеноман-сантонскую группу месторождений (фиг. 3а). На юге Аляски выделяется несколько террейнов (с севера на юг — Фервелл, Врангелия, Пенинсула, Чугач, Принц Вильям, Александер), которые причленились к Северо-Американской плите в мезозое (например, Сое et al., 1985). Месторождение Пиббл расположено практически на границе осадочного бассейна Кахилтна и террейна Пенинсула, генетически связано с батолитом Касканак, внедренным во флишеидные породы формации Кахилтна. Батолит сложен известково-щелочными гранодиоритами, в меньшей степени гранитами и подчиненными андезитовыми интрузиями. U-Pb возраст цирконов батолита определен как 91–89 млн лет (Lang et al., 2013).

Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения определена в (Mineral Resources..., 2023) как активная континентальная окраина, а общий вес руды более 7.5×10^9 тонн. Однако в работе (Olson et al., 2017) геодинамическая обстановка на момент образования месторождения определена как островодужная, а общее количество руды 10.9×10^9 тонн. На Аляске известны и 12 других Cu-порфировых месторождений с возрастом от 111 млн лет до практически современного, наиболее крупное из них – Казино также позднемелового возраста (73 млн лет; Mineral Resources..., 2023).

Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Пebbл на время его образования ~89 млн лет назад соответствует зоне активной окраины континентальной

Северо-Американской и океанической Фараллон тектонических плит примерно на 73° северной широты (фиг. 5а), что на 13° севернее его современного положения (фиг. 1б, табл. 1). Согласно прямым палеомагнитным данным для нижнемеловых вулканогенных и осадочных пород бассейна Юкон-Коюкук, находящегося примерно в 5° севернее месторождения Пebbл, ближайшая точка континентальной окраины в меловое время находилась в районе $65\text{--}76^\circ$ северной широты (Pisarevsky et al., 2022; определения №№ 402, 453, 455), что не противоречит реконструированному положению месторождения.

Расчет мгновенных скоростей движения плит Фараллон, погружавшейся в СВ направлении, и Северо-Американской, наезжавшей почти в западном направлении, свидетельствует о косой



Фиг. 5. Фрагменты глобальных реконструкций (а, в) и расчет кинематических параметров (б, г) на 89 млн лет назад для месторождения Пebbл и 52 млн лет назад для месторождения Саффорд. IFR (на фиг. 5а) – Изанаги-Фараллон хребет. HSP (на фиг. 5в) – плато Шатского. Остальные условные обозначения см. фиг. 4.

Использованы глобальные реконструкции (Muller et al., 2019), а также конкретные палеогеодинамические характеристики для месторождений Пebbл (Harris et al., 1987; Hillhoese, Gromme, 1988; Olson et al., 2017) и Саффорд (Hagstrum, 1994; Liu et al., 2010; Vugteveen et al., 1981).

(oblique) субдукции первой под вторую (фиг. 5а). Следует отметить также и наличие погружавшегося под континент срединно-океанического хребта Изааги-Фараллон на момент образования месторождения Пиббл (фиг. 5а). Расчет кинематических параметров плиты Фараллон относительно Северо-Американской плиты в интервале 99–78 млн лет (фиг. 5б, табл. 1) показал, что угол конвергенции первой менялся от широтного до ССВ направления. Угловая скорость в начале этого периода уменьшилась с 1.3 до 1.1 °/млн лет, а в интервале 95–90 млн лет резко выросла до 1.4°/млн лет (фиг. 5б). Изменение угла конвергенции этих двух плит в интервале 95–84 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения Пиббл, составило примерно 30° против часовой стрелки (фиг. 5б; табл. 1), а приращение угловой скорости конвергенции +0.11 °/млн лет.

Отражением тангенциальных напряжений на границе этих плит является мощная на всю земную кору эшелонированная правосторонняя сдвиговая система СВ ориентировки (Lang, Gregory, 2012). Район месторождения Пиббл расположен к юго-западу от протяженного разлома Лейк-Кларк и практически на его простирании. Севернее месторождения проходит разлом Малчатна, а южнее — Бруин-Бей, который отделяет породы Аляско-Алеутского хребта от осадочных пород террейна Пенинсула на юго-востоке. Полную амплитуду смещения с мелового времени по этим разломам определить затруднительно, но по данным аэромагнитной съемки (Haeussler, Saltus, 2005), только с эоцена она составила вдоль разлома Лейк-Кларк почти 30 км. Все эти мощные сдвиговые системы могли быть транспортными каналами для доставки верхнемантийных расплавов из мантийного клина и металлосодержащих флюидов из субдуцированной океанической коры в результате дегидратации последней в верхние горизонты земной коры.

4.4. Месторождение Саффорд

Одно из крупнейших в мире, представляет следующую возрастную группу — позднемеловую—эоценовую (фиг. 3а). В настоящее время оно располагается на небольшом удалении от активной границы океанической Тихоокеанской и континентальной Северо-Американской тектонических плит (фиг. 1б) в пределах провинции Бассейнов и Хребтов. Последняя является одной из ведущих медных провинций мира, где на юго-западе США и северо-западе Мексики расположены несколько десятков

Си-порфировых месторождений позднемелового—раннеэоценового возраста (фиг. 1б) с общими выявленными ресурсами, включая добытую, более 200 миллионов тонн меди.

Собственно месторождение Саффорд — это два рудных тела, Сан-Хуан и Дос-Побрес, расположенных недалеко от границы между провинцией Бассейнов и Хребтов на юго-западе и плато Колорадо на северо-востоке. Месторождение генетически связано с монцодиоритовыми порфировыми дайками, внедрившимися в метавулканы саффордской группы, сложенные массивными порфировыми андезибазальтами, андезитами и туфобрекчиями. Мощность даек варьируется от нескольких сантиметров до 60 м, а по простиранию некоторые из них прослеживаются до 3 км, формируя до четверти объема рудного тела. По поводу возраста месторождения Саффорд существуют как минимум две точки зрения. Согласно первой из них (Langton, Williams, 1982; Singer et al., 2008), возраст месторождения К-Аг методом определяется в диапазоне 57–48 млн лет, согласно второй (Russin, 2008), U-Pb возраст цирконов из даек рудного тела Дос-Побрес составляет 57.3 ± 1.1 млн лет, а U-Pb возраст цирконов из вмещающих андезитов 73.3 ± 1.0 млн лет.

Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения определена в (Mineral Resources..., 2023) как активная континентальная окраина, а общий вес руды более 7.2×10^9 тонн. Выше уже указывалось, что в регионе обнаружены десятки медно-порфировых месторождений позднемелового—эоценового возраста, образование всех их приурочено к ларамийской орогении, связанной с «плоской» субдукцией (flat slab subduction) океанической плиты Фараллон/Ванкувер под континентальную Северо-Американскую в период ~80–55 млн лет (English, Jonston, 2004; Mars et al., 2019; и др.). Причина своеобразного Ларамийского орогенеза, при котором происходило существенное увеличение мощности земной коры, обычно связывается с двумя факторами: а) увеличением скорости миграции в западном направлении Сев. Америки в связи с раскрытием Атлантического океана; б) субдукцией под континент более горячей и плавучей коры океанического хребта Пацифик-Фараллон/Ванкувер (фиг. 5б) и сопряженного с ним океанического плато Хесса или Шатского (Liu et al., 2010).

Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Саффорд на время его

образования ~57–52 млн лет назад соответствует зоне активной окраины континентальной Северо-Американской и океанической Ванкувер тектонических плит примерно на 36° северной широты (фиг. 5в), что примерно на 3° севернее его современного положения (фиг. 1б, табл. 1). Согласно прямым палеомагнитным данным для поздне меловых-раннеэоценовых гранодиоритов и андезитов, плато Колорадо, находящееся примерно в 1.5° южнее месторождения Саффорд, во время образования последнего находилось на 35±3° с.ш. (Pisarevsky et al., 2022; определения 242, 243, 7483), что прекрасно согласуется с реконструированным положением месторождения в настоящей работе.

Расчет мгновенных скоростей движения плиты Ванкувер/Фараллон, погружавшейся в ВСВ направлении, и Северо-Американской, наезжавшей в ЮЮЗ направлении, свидетельствует о фронтальной субдукции первой под вторую (фиг. 5в), но расчет кинематических параметров плиты Ванкувер/Фараллон относительно Северо-Американской плиты в интервале 63–43 млн лет (фиг. 5г, табл. 1) показал, что угол конвергенции этих плит все же менялся от СВ до ВСВ направления. Угловая скорость в начале этого периода уменьшилась с 1.15 до 0.9 °/млн лет, а в интервале 56–51 млн лет резко выросла до 1.3°/млн лет (фиг. 5г). Это согласуется с независимыми данными по скорости конвергенции плит Фараллон и Северная Америка во время ларамийской орогении (English, Johnston, 2004), согласно которым она могла достигать 15 см/год. Изменение угла конвергенции этих двух плит в интервале 56–51 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения Саффорд, составило 30° по часовой стрелке (фиг. 5г; табл. 1), а приращение угловой скорости конвергенции +0.42 °/млн лет.

Рудные тела Сан-Хуан, Дос-Побрес и другие локализованы в многочисленных субширотных, СВ и СЗ сбросовых разломах, связанных с поднятиями фундамента во время ларамийской орогении и уходящих корнями до границы литосферной мантии и земной коры (English, Johnston, 2004; Mars et al., 2019; и др.). Вертикальная амплитуда одного из этих СЗ сбросов, секущего рудную систему Дос-Побрес, составляет ~1 км. Вероятно, эти разломные зоны и служили транспортными каналами для доставки верхнемантийных расплавов из мантийного клина и металлосодержащих флюидов из субдуцированной океанической коры в результате дегидратации последней в верхние горизонты земной коры. Необходимо отметить, что образование

месторождения Саффорд приходится на заключительную стадию ларамийской орогении (конец этапа плоской субдукции плиты Фараллон/Ванкувер под Североамериканскую) или даже несколько позже ее завершения.

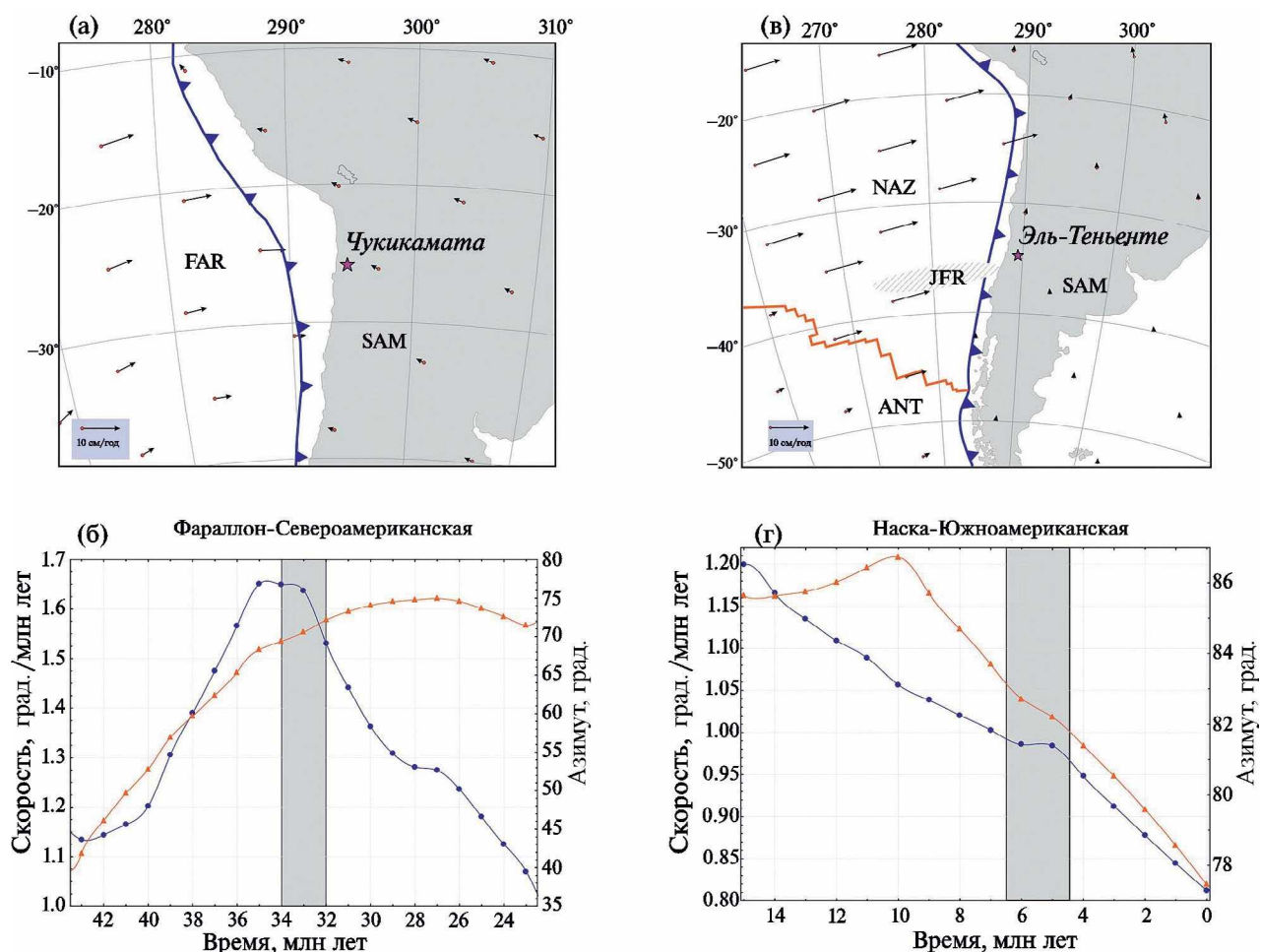
4.5. Месторождение Чукикамата

Одно из крупнейших в мире по общему объему руды, более 21 млрд тонн (Mineral Resources..., 2023), представляет следующую возрастную группу – эоцен-олигоценовую (фиг. 3а). В этой же возрастной группе и в этом же кластере имеются еще как минимум 23 крупных Си-порфировых месторождения (фиг. 1б), общий запас руды 12-ти из которых превышает 1 млрд тонн: Эскондида, Эль-Сальвадор, Габу, Койяуаси и др. В настоящее время Чукикамата располагается вблизи активной границы океанической плиты Наска и континентальной Южно-Американской плиты (фиг. 1б).

Месторождение Чукикамата генетически связано с интрузивным комплексом Чуки, выполненным порфировыми гранодиоритами и монцогранитами нескольких крупных массивов – Восточный, Западный, Банко и др., которые трассируются на протяжении более 30 км вдоль мощной субмеридиональной разломной зоны под названием Западный разлом, являющийся частью крупной разломной зоны Домейко, вдоль которой расположены и другие крупные порфировые кластеры (например, Эскондида). На востоке комплекс Чуки обрамляют метаморфизованные дациты, риодациты, гранодиориты триасового и палеозойского возраста, на западе – песчаники нижнемеловой формации Сан-Сальвадор, эоценовые андезиты надсубдукционного генезиса и эоцен-олигоценовые диориты и гранодиориты комплексов Лос-Пикос и Фортуна (Ossandon et al., 2001). Анализ многочисленных геохронологических материалов, неопубликованных в том числе, позволил (Ossandon et al., 2001) сделать следующие выводы: 1) Восточное рудное тело, вероятно, старше Западного, но оба были сформированы до 33 млн лет (U-Pb возраст цирконов из Восточного, Западного и Банко рудных тел 34.8 ± 0.3 , 33.3 ± 0.3 , 33.4 ± 0.4 млн лет, соответственно); 2) основная стадия гидротермальной активности последовала спустя примерно 2 млн лет как отдельное событие (40Ar/39Ar возраст серицита 31.1 ± 0.2 млн лет). Согласно (Singer et al., 2008), возраст месторождения определяется в диапазоне 35–31 млн лет.

Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения определена в (Mineral Resources..., 2023) как активная континентальная окраина. Выше уже указывалось, что в регионе обнаружены десятки медно-порфировых месторождений эоцен-олигоценового возраста, образование всех их приурочено к эпизоду «плоской» субдукции (flat slab subduction) океанической плиты Фараллон под континентальную Южно-Американскую (Ramos, Folguera, 2009), подобно эпизоду ларамийской орогении в южных районах Северной Америки. Этот позднеэоценовый-олигоценовый эпизод плоской субдукции на активной окраине Южно-Американской плиты получил имя собственное – Альтиплано (Ramos, Folguera, 2009).

Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Чукикамата на время его образования ~33 млн лет назад соответствует зоне активной окраины континентальной Южно-Американской тектонической плиты и океанической Фараллон примерно на 26° южной широты (фиг. 6а), что примерно на 5° южнее его современного положения (фиг. 1б, табл. 1). Прямых палеомагнитных данных для времени формирования месторождения нет. Для этого региона имеется определение только по олигоценовым осадкам, согласно которому на рубеже 23–26 млн лет назад месторождение Чукикамата находилось на $22.2 \pm 3.4^\circ$ южной широты (Pisarevsky et al., 2022; определение 8421), что хорошо согласуется с реконструированным положением месторождения (фиг. 6а).



Фиг. 6. Фрагменты глобальных реконструкций (а, в) и расчет кинематических параметров (б, г) на 33 млн лет назад для месторождения Чукикамата и 5 млн лет назад для месторождения Эль-Теньенте. JFR (фиг. 6в) — хребет Хуан-Фернандес.

Остальные условные обозначения см. фиг. 4.

Использованы глобальные реконструкции (Muller et al., 2019), а также конкретные палеогеодинамические характеристики для месторождений Чукикамата (Prezzi, Vilas, 1998; Ramos, Folguera, 2009) и Эль-Теньенте (Goguitchaichvili et al., 2000; Ramos, Folguera, 2009; 2011).

Расчет мгновенных скоростей движения плиты Фараллон, погружавшейся в восточном направлении, и Южно-Американской, наезжавшей в ЗСЗ направлении, свидетельствует, скорее всего, о фронтальной субдукции первой под вторую (фиг. 6а), так как горизонтальный угол конвергенции этих плит был более 60° (табл. 1). Но расчет кинематических параметров плиты Фараллон относительно Южно-Американской плиты в интервале 43–23 млн лет (фиг. 6б, табл. 1) показал, что угол конвергенции этих плит все же менялся от СВ до ВСВ направления. Угловая скорость в начале этого периода увеличилась с 1.15 до $1.65^\circ/\text{млн лет}$, а после 33 млн лет резко уменьшилась до $1^\circ/\text{млн лет}$ (фиг. 6б). Изменение угла конвергенции этих двух плит в интервале 35–30 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения, составило около 10° по часовой стрелке (фиг. 6б; табл. 1), при этом угловая скорость конвергенции уменьшилась на $0.30^\circ/\text{млн лет}$.

Выше уже указывалось, что основные рудные тела месторождения трассируются на протяжении более 30 км вдоль мощной субмеридиональной разломной зоны под названием Западный разлом. Последний является частью региональной правосторонней сдвиговой системы Домейко (Domeyko), протягивающейся на несколько сотен километров в меридиональном направлении вдоль Кордильер (Amilibia et al., 2008) и вмещающей помимо Чукикаматы другие гигантские Си-порфировые месторождения – Эскондида, Эль-Сальвадор, Габу, Койяуаси. Согласно (Mpodozis, Cornejo, 2012), глубинная сдвиговая система Домейко и служила основным транспортным каналом для доставки верхнемантийных расплавов из мантийного клина и металлосодержащих флюидов из субдуцированной океанической коры в результате дегидратации последней в верхние горизонты земной коры.

4.6. Месторождение Эль-Теньенте

В следующей позднемиоцен-плиоценовой возрастной группе одним из крупнейших месторождений является Эль-Теньенте (фиг. 3а). В этой же возрастной группе и в этом же кластере имеются еще несколько крупных Си-порфировых месторождений – Лос-Бронсес, Лос-Пеламбрес, Вискачитас и др. Эту возрастную группу формируют еще несколько десятков Си-порфировых месторождений по другую сторону Тихого океана от Океании на юге до Филиппин на севере (фиг. 1б).

Эль-Теньенте располагается на активной границе океанической Наска и континентальной Южно-Американской плит (1б) в зоне Главной Кордильеры чилийско-аргентинских Анд. Оно генетически связано с дайками порфировых дацитов и латитов, объединяемых в плутонический комплекс Теньенте (Stern et al., 2011). Породы последнего интродуцированы в раннемиоцен-раннеплиоценовые вулканиты формации Фараллон – продукты краевого вулканического пояса. Собственно месторождение Эль-Теньенте – это кратер вулкана (брекчиевая трубка Браден), пронизанный кольцевыми дайками мощностью 6–8 м порфировых дацитов и латитов, U-Pb возраст цирконов из которых 5.8–4.8 млн лет (Maksaev et al., 2004; Stern et al., 2011). Возраст месторождения по (Mineral Resources..., 2023; Singer et al., 2008) определяется в более широком интервале – 6.3–4.4 млн лет.

Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения определена в (Mineral Resources..., 2023) как активная континентальная окраина. Выше уже указывалось, что в этой же возрастной группе и в этом же кластере имеется еще несколько крупных Си-порфировых месторождений, общий суммарный запас объема руды которых составляет более 47 млрд тонн (Singer et al., 2008). Образование месторождений этого кластера так же приурочено к эпизоду «плоской» субдукции (flat slab subduction) океанической плиты Наска под континентальную Южно-Американскую, подобно эпизодам ларамийской орогении в южных районах Северной Америки и Альтиплано в Центральных Андах. Этот позднемиоцен-плиоценовый эпизод плоской субдукции на активной окраине юга Южно-Американской плиты, случившийся в период примерно 13–5 млн лет назад, получил собственное имя – Поийения, в честь одноименной вулканической провинции (Ramos, Folguera, 2009; 2011). Следует также отметить, что Эль-Теньенте и ряд других месторождений меди находятся к востоку над субдуцирующим хребтом Хуан-Фернандес (Stern et al., 2011).

Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Эль-Теньенте на время его образования ~5.4 млн лет назад соответствует зоне активной окраины континентальной Южно-Американской тектонической плиты и океанической Наска на 35° южной широты (фиг. 6в), что примерно совпадает с его современным положением (фиг. 1б, табл. 1). Для миоценовых вулканитов формации Фараллон, вмещающей рудные тела, имеется палеомагнитное

определение, согласно которому в позднем миоцене регион находился на 36° южной широты (Pisarevsky et al., 2022; определение 8472), что согласуется с реконструированным положением месторождения (фиг. 6в).

Расчет мгновенных скоростей движения плиты Наска, погружавшейся в ВСВ направлении с большой скоростью, и Южно-Американской, двигавшейся почти в северном направлении с незначительной скоростью, свидетельствует, скорее всего, о начале косой (oblique) субдукции первой под вторую (фиг. 6в). Расчет кинематических параметров конвергенции этих плит в интервале 15–0 млн лет (фиг. 6г, табл. 1) показал, что угол конвергенции этих плит изменился мало — с 87° до 77° , а вот угловая скорость с начала этого периода уменьшилась с 1.2 до 0.8° /млн лет (фиг. 6г). Изменение угла конвергенции этих двух плит в интервале 8–3 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения, составило 10° против часовой стрелки, при этом угловая скорость конвергенции уменьшилась на 0.10° /млн лет. (фиг. 6г; табл. 1)

Месторождение Эль-Теньенте целиком располагается в узле пересечения региональной разломной зоны Теньенте СВ-ЮЗ направления и разлома Пуквинос-Кодегуа (Puquios-Codegua) СЗ-ЮВ направления (Stern et al., 2011), которые, вероятно, служили транспортными каналами для доставки верхнемантийного и субдуцированного материала в верхние горизонты земной коры.

4.7. Месторождение Пангуна

Расположено на одном из островов Соломонова архипелага — Бугенвиль (Папуа-Новая Гвинея) в зоне активной границы между Тихоокеанской океанической плитой и микроплитой Соломонова моря, относящейся к континентальной Австралийской плите (фиг. 1б). Остров Бугенвиль является частью Меланезийской островной дуги, образованной в результате известково-щелочного субдукционного магматизма эоцен-позднемиоценового времени. Вмещающими породами месторождения служат позднемиоцен-раннеплиоценовые порфиновые андезиты вулканического комплекса Киета (Kieta), а оно само генетически связано с многофазными интрузивными телами кварцевых диоритов Каверонг (Kawerong). Возраст самой ранней стадии (К-Аг) 4–5 млн лет, а минерализованные и сильно измененные интрузивные тела имеют возраст 3.4 ± 0.3 млн лет (Eastoe, 1979; Page, McDougal, 1972). Последний интерпретируется как возраст минерализации

пород формации Пангуна и указан в (Mineral Resources..., 2023; Singer et al., 2008).

Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения определена в (Mineral Resources..., 2023) как островная дуга, а общий вес руды более 1.4×10^9 тонн. Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Пангуна на время его образования ~3.4 млн лет назад соответствует зоне активной Меланезийской островной дуги на границе океанической Тихоокеанской плиты и микроплиты Соломонова моря на 6.7° южной широты (фиг. 7а) и практически соответствует его современному положению (фиг. 1б, табл. 1). Для миоцен-плиоценовых кальцисильтитов одного из островов Соломонова архипелага (о. Малаита) имеется палеомагнитное определение (Musgrave, 1990), согласно которому в позднем миоцене регион находился на 7.9° южной широты (Pisarevsky et al., 2022; определение 6578), что согласуется с реконструированным положением месторождения (фиг. 7а).

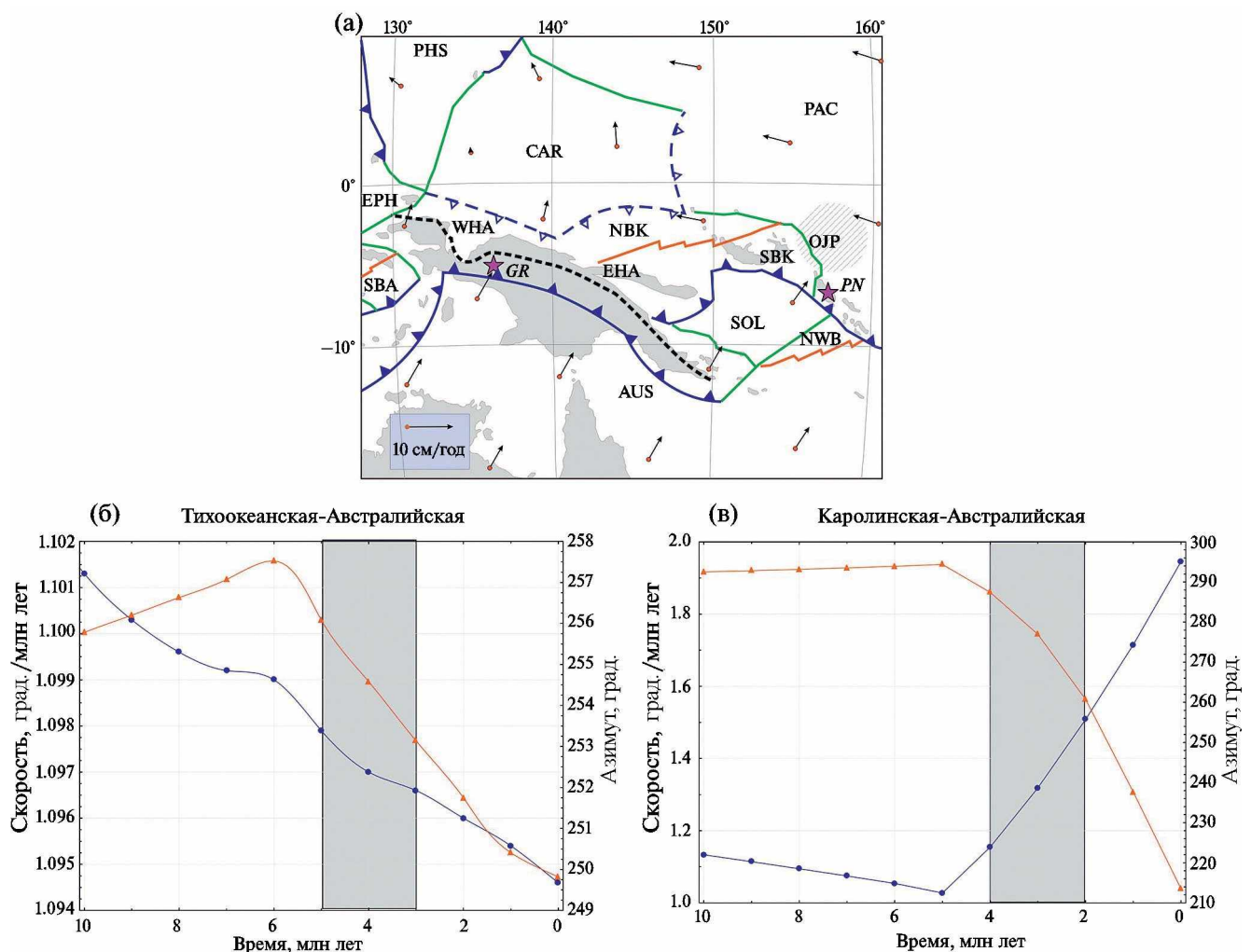
Расчет мгновенных скоростей движения плит Тихоокеанской, мигрировавшей в ЗСЗ направлении с большой скоростью, и Австралийской, двигавшейся в СВ направлении также с высокой скоростью, свидетельствует, скорее всего, об активной трансформной границе между этими плитами (фиг. 7а). Расчет кинематических параметров Тихоокеанской плиты относительно Австралийской в интервале 10–0 млн лет (фиг. 7б, табл. 1) показал, что угол конвергенции этих плит изменился незначительно — с 257° до 250° , угловая скорость с начала этого периода так же уменьшилась незначительно с 1.10 до 1.09° /млн лет (фиг. 7б). Изменение угла конвергенции этих двух плит в интервале 6–2 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения, составило около 7° против часовой стрелки, при этом угловая скорость конвергенции уменьшилась всего лишь на 0.01° /млн лет. (фиг. 7б; табл. 1). Необходимо отметить, что достаточно резкое изменение направления угла конвергенции 6 млн лет назад (фиг. 7б) коррелируется по времени с началом смены направления субдукции в позднем миоцене; если до этого времени Тихоокеанская плита погружалась под Австралийскую, то затем наоборот — Австралийская стала погружаться под Тихоокеанскую. Причиной этого могло быть заклинивающее влияние плато Онтонг-Джава (Hackman, 1980; Taylor, 1987).

Отличительной структурной особенностью архипелага Соломоновых островов являются

многочисленные разломы преимущественно СЗ и ССЗ простирания. Один из них, расположенный на побережье Соломонова моря к юго-западу от месторождения, прослеживается на расстояние более 100 км и является, вероятно, частью региональной СЗ разломной системы, разделяющей Центральную «осадочную» и Тихоокеанскую «вулканическую» провинций Соломоновых островов (Coleman, Hackman, 1974). В районе самого месторождения имеются разломы как СЗ, так и СВ простираний (Geological map..., 1967), которые, вероятно, служили транспортными каналами для доставки верхнемантийного и субдуцированного материала в верхние горизонты земной коры.

4.8. Месторождение Грасберг

Уникальный Au-Cu-порфировый объект с общим объемом руды 7.5×10^9 тонн начал разрабатываться в 1989 году, и многие годы оставался первым по добыче золота и третьим по добыче меди в мире. Месторождение расположено на острове Новая Гвинея (Индонезия) в зоне активной границы между Каролинской океанической плитой и микроплитой Маоке, относящейся к континентальной Австралийской плите (фиг. 16). Месторождение генетически связано с трехфазным интрузивным комплексом: 1) самая ранняя фаза Даламская, сложенная диоритами и андезитами; 2) главная фаза, собственно



Фиг. 7. Фрагмент глобальной реконструкции (а) и расчет кинематических параметров (б, в) на 3 млн лет назад для месторождений Пангуна и Грасберг.

На (а) черным жирным пунктиром обозначена северная граница надвинутой Австралийской плиты. GR – месторождение Грасберг, PN – месторождение Пангуна, OJP – плато Онтонг-Джава. Остальные условные обозначения см. фиг. 4. Использованы глобальные реконструкции (Muller et al., 2019) с учетом данных (Cloos et al., 2005; Sapiie, 2016), а также конкретные палеогеодинамические характеристики для месторождений Пангуна (Musgrave, 1990; Taylor, 1987) и Грасберга (Paterson, Cloos, 2005; палеомагнитные полюсы №№ 1911, 1912 из Pisarevsky et al., 2022).

Грасберг, сложенная порфиоровыми кварцевыми монцодиоритами; 3) третья фаза Кали, сложенная дайками кварцевых монцодиоритов. К-Аг и Аг-Аг возраст порфиоровых кварцевых диоритов главной фазы составляет 3.2–2.8 и 3.3–3.0 млн лет соответственно (Paterson, Cloos, 2005). Возраст месторождения по (Mineral Resources..., 2023) определяется как плиоцен. Вмещающими интрузивный комплекс породами являются эоцен-олигоценные осадочные формации новогвинейской группы (Paterson, Cloos, 2005).

Геодинамическая обстановка (тектоническая позиция) на момент образования месторождения определена в (Mineral Resources..., 2023) как постконвергентная (postconvergence), которая могла быть реализована после прекращения субдукции и столкновения островной дуги с континентом или океаническим плато. Вероятно, одной из причин образования месторождения Грасберг была коллизия в позднемiocеновое–плиоценовое время островной дуги с Австралийской плитой (Paterson, Cloos, 2005). Такие столкновения приводят к изменению полярности дуг.

Реконструированное в настоящей работе положение месторождения Грасберг на время его образования ~3 млн лет назад соответствует зоне активной границы между континентальной Австралийской и океанической Каролинской плитами на 5°–6° южной широты (фиг. 7а) и практически соответствует его современному положению (фиг. 1б, табл. 1). Согласно палеомагнитным данным для миоценовых вулканитов острова Папуа Новая Гвинея палеоширота формирования месторождения Грасберг находилась в интервале 1–5° южной широты (Pisarevsky et al., 2022; определения 1911, 1912).

Расчет мгновенных скоростей движения океанической Каролинской плиты, мигрировавшей почти в северном направлении, и континентальной Австралийской, наезжавшей в СВ направлении на Каролинскую (фиг. 7а), согласуется с предполагаемой коллизией островная дуга – континент. Расчет кинематических параметров Каролинской плиты относительно Австралийской в интервале 10–0 млн лет (фиг. 7в, табл. 1) показал, что угол конвергенции этих плит на рубеже 5 млн лет начал резко меняться – более чем на 80° против часовой стрелки, с этого же времени резко возросла и угловая скорость с 1 до 1.9°/млн лет (фиг. 7в). Изменение угла конвергенции этих двух плит в интервале 5–0 млн лет, рассчитанное на палеокоординаты месторождения, составило около 85° против

часовой стрелки, при этом угловая скорость конвергенции так же увеличилась значительно – на 0.87°/млн лет. (фиг. 7в; табл. 1). Необходимо отметить, что резкое изменение направления угла и скорости конвергенции этих двух плит 5 млн лет назад несколько отстает по времени от начала магматической активности, связанной с коллизионным этапом – 7.1–2.5 млн лет (Paterson, Cloos, 2005).

Месторождение Грасберг целиком располагается в узле пересечения двух региональных разломных систем: 1) ЗСЗ–ВЮВ систему выполняющих мощные левосторонние сдвиги – Ванатон, Ертсберг 1 и 2, Хит, Мерен; 2) ЮЗ–СВ систему выполняющих так же левосторонние сдвиги Грасберг, Карстенз, Новозеландский. Вероятно, эти разломные системы и служили транспортными каналами для доставки верхнемантийного и субдуцированного материала в верхние горизонты земной коры. Установлено (Sapie, Cloos, 2004), что размещение рудоносных интрузий контролировалось в основном тектоническими движениями, генерирующими пространство, а не давлением вторгающейся магмы.

5. КРАТКАЯ ДИСКУССИЯ

Обнаружение крупных и суперкрупных Си-порфиоровых месторождений требует значительных как временных, так и материальных затрат. По статистике только одно из каждой тысячи разведанных Си-порфиоровых рудопроявлений превращается в крупный рудник (Richards, 2021). Как следует и из многочисленных работ, и из изложенного выше материала, крупные и суперкрупные Си-порфиоровые месторождения формируют пространственно-временные кластеры, то есть, вероятнее всего, имеется глобальная структурная неоднородность, ключ к пониманию того, как и почему они накапливаются именно в этих местах, а не в других. Объяснение этой неоднородности имеет фундаментальное значение для прогноза регионов с Си-порфиоровыми системами. В представленном выше материале двух разделов сделана попытка рассмотреть закономерности (или неоднородности) распределения Си-порфиоровых месторождений Тихоокеанского пояса во времени и пространстве.

Выше уже указывалось, что процессы и факторы, влияющие на образование крупных и суперкрупных Си-порфиоровых систем, можно разделить на две группы. Место первой группы – это зона субдукции погружающейся плиты,

второй — вышележащий астеносферный мантийный клин, субконтинентальная мантийная литосфера и континентальная кора надвигающейся плиты. Согласно (Richards, 2021), имеется 9 основных факторов, определяющих существование экономически выгодного Си-порфирового месторождения: от субдукции окисленной гидратированной океанической литосферы до поднятия и эрозии с обнажением субвулканического уровня.

5.1. Анализ кинематических характеристик

В начале дискуссии рассмотрим материалы по кинематическому анализу и палеогеодинамическим реконструкциям для восьми крупнейших месторождений пояса. Из этих данных можно сделать три весьма важных, как нам представляется, предположения о динамических процессах (явлениях), существенно повлиявших на продуктивность рассмотренных месторождений.

Во время образования восьми крупных и гигантских Си-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса увеличивается скорость изменения угла конвергенции в горизонтальной плоскости двух взаимодействующих тектонических плит (табл. 1; фиг. 4б, г, 5б, г, 6б, г, 7б, в). В некоторых случаях эта скорость может достигать весьма значительных величин, почти до $1^\circ/\text{млн лет}$, при этом абсолютная скорость конвергенции может как уменьшаться, так и увеличиваться (табл. 1). Проведенные в настоящей работе расчеты в полной мере согласуются с утверждением (Díaz-Rodríguez et al., 2021; Richards, 2021) о том, что высокая скорость конвергенции в зоне взаимодействия океанической и континентальной тектонических плит является наиболее важной особенностью, связанной с образованием Си-порфировых систем. Скорость конвергенции контролирует объем материала, погруженного в верхнюю мантию, включая карбонатные породы в верхней вулканической части океанической коры и богатые водой пелагические глубоководные отложения, которые повышают метасоматическое обогащение мантийного клина летучими веществами, серой, молибденом, золотом, крупноионными литофильными элементами и, в конечном итоге, способствуют образованию Си-порфировых систем в перекрывающей континентальной плите.

Непосредственно перед образованием каждого из восьми рассмотренных месторождений достаточно резко менялось направление конвергенции в горизонтальной плоскости

(табл. 1; фиг. 4б, г, 5б, г, 6б, г, 7б, в), что сопровождалось либо сменой фронтальной конвергенции (orthogonal convergence) «косой» (oblique convergence) (Corbett, Leach, 1998; и др.), либо переходом в режим трансформной континентальной окраины (Петров и др., 2020; Ханчук и др., 2019; и др.), с одной стороны. С другой стороны, смена направления конвергенции должна была приводить к дифференциальным вращениям отдельных блоков и образованию сквозькоровых дизъюнктивных нарушений. Согласно литературным и собственным (месторождение Малмыж) геолого-структурным данным, рассмотренным в предыдущем разделе, которого сформировались 8 крупных и гигантских Си-порфировых месторождений, сопровождался сквозькоровыми дизъюнктивными нарушениями, зачастую эшелонированными. По мнению (Richards, 2021; и др.), эти системы орогенно-параллельных сдвиговых разломов в транспрессивных тектонических условиях являются путями подъема магмы из глубоких резервуаров в верхние слои земной коры, ограничивая прямую гидравлическую связь с поверхностью и способствуя преобладанию плутонизма над вулканизмом.

В (Mineral Resources..., 2023) тектонические обстановки образования рассмотренных восьми месторождений определяются следующим образом (табл. 1, столбец 1): островная дуга — Атлас, Пангуна, континентальная окраина — Пелл, Саффорд, Чукикамата, Эль-Теньенте, постконвергентная — Грасберг и смешанная — Малмыж. Построенные в настоящей работе палеогеодинамические реконструкции и их анализ позволяют утверждать, что это слишком общие определения и иногда не понятные, например, для месторождения Малмыж. Как следует из анализа реконструкций (фиг. 4а, в, 5а, в, 6а, в, 7а) и сделанных на их основе обобщений (табл. 1, столбец 10), однозначное определение геодинамической (тектонической) обстановки вряд ли возможно.

На западной окраине Тихого океана в трех из четырех рассмотренных примеров образование месторождений сопровождалось коллизией островных дуг с континентальными плитами, исключение Пангуна — коллизия островной дуги с океаническим плато Онтонг-Джава. Здесь «старая» океаническая литосфера (СОХ далеко) с относительно высокой средней плотностью субдуцирует в мантию под континенты с образованием систем островных дуг, междугловых и задуговых бассейнов. На восточной окраине

океана ситуация иная. Здесь, во-первых, образование трех из четырех рассмотренных примеров (исключение Чукикамата) сопровождалось погружением под континент срединно-океанических и асейсмичных хребтов или плато. Во-вторых, опять-таки, образование трех из четырех рассмотренных примеров (исключение Пембл) происходило на фоне разных этапов плоской субдукции и связанных с ним орогений — Ларамийская для Саффорда, Альтиплано для Чукикамата, Пойения для Эль Теньенте. В этой части Тихоокеанского пояса «молодая» и относительно горячая океаническая литосфера (СОХ рядом) с относительно низкой плотностью и высокой плавучестью полого субдуцировала под западно-американскую континентальную окраину, где в тылу вулканического пояса, отступающего в сторону континента, происходило сжатие.

Прямая корреляция между магматизмом, обеспечившим образование Cu-порфировых месторождений, с одной стороны, и плоской субдукцией, с другой, вряд ли возможна. Периоды плоской субдукции обычно считаются амагматичными (например, Humphreys et al., 2003). В работах (Kay et al., 2001; Ramos, Forguera, 2009) показано, что миоценовые Центральные-Андские рудные районы (22°–34° южной широты) имеют общие тектонические и магматические особенности, которые указывают на их формирование в зоне плоской субдукции или во время начального увеличения угла субдукции в зонах ранее плоской субдукции. Время формирования месторождений обычно соответствует пикам деформации земной коры, которые примерно совпадают по времени вдоль Андского фронта от Перу до Чили и происходили в периоды отката на запад субдуцирующей плиты Наска относительно Южной Америки. Правильнее не «отката плиты», а «отката шарнира слэба» (slab hinge). Такой режим может быть связан с изменениями направления плит и скорости их спрединга, что особенно ярко зафиксировано для времени формирования месторождений Саффорд (фиг. 5г) и Чукикамата (фиг. 6б). Полагаем, что магматизм, с которым связаны кайнозойские Cu-порфировые месторождения западного побережья Америки, проходил или в короткие периоды отката шарнира слэба субдуцирующих плит Фараллон и Наска, или в непосредственной временной близости наступления очередного этапа плоской субдукции. Согласно последней модели (фиг. 3 и соответствующий текст из Kay et al., 2001) позднемиоцен-плиоценовый кластер Cu-порфировых месторождений (Эль-Теньенте,

Лос-Бронсес, Лос-Пеламбрес, Вискачитас и др.) на западном побережье Южной Америки (фиг. 1а) сформировался к 6.5 млн лет назад, а прекращение магматической активности, связанное с эпизодом/ми плоской субдукции Пойения или Пампея, случилось около 3 млн лет назад. Возраст месторождений по (Mineral Resources..., 2023; Singer et al., 2008) определяется в более широком интервале — 6.3–4.4 млн лет.

Анализ построенных реконструкций и кинематических параметров взаимодействующих плит позволяет заключить, что образование восьми крупных и гигантских Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса происходило во время крупных тектонических событий на границе океанических и континентальных плит — коллизий островных дуг с континентальными плитами, погружением океанических плато и хребтов под континентальные плиты, сменой направления субдукции. Еще один важный вывод, который следует из текста этого раздела — существенное увеличение мощности земной коры регионов с Cu-порфировыми месторождениями, которое происходило как за счет коллизии островных дуг и погружения океанических плато и хребтов, так и плоской субдукции. Последняя свойственна только западному побережью Северной и Южной Америки в послемеловое время.

5.2. Анализ зависимости время — Cu-порфировые месторождения для Тихоокеанского пояса

При анализе временных рядов количества и объема Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса в интервале 125–0 млн лет был выявлен (квази)циклический компонент с периодичностью 26–29 млн лет (фиг. 3б–е), доля которого в общей амплитуде сглаженного ряда достигает почти 75% (фиг. 3г). Как следует из литературных данных, практически аналогичные по длительности периодичности в мезо-кайнозойе выявлены для временных рядов значительного количества глобальных характеристик: 1) эпизодов вымирания как морских — 26 млн лет (Raup, Sepkoski, 1984; и др.), так и неморских — 27.5 млн лет (Rampino et al., 2021a) организмов; 2) крупных/глобальных геологических событий, включающих вымирание организмов, океанические аноксические события, проявления плюмового магматизма, изменения уровня океана, реорганизацию миграции тектонических плит и др. — 26.9 млн лет (Rampino et al., 2021b); 3) скорости

спрединга — 27.3 млн лет (Boulila et al., 2021; Muller et al., 2019).

Естественно, что обнаружение на временной зависимости общего объема руды Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса периодического компонента, идентичного по длительности одному из компонентов на временной зависимости скорости спрединга, побудило нас провести более детальное сопоставление этих характеристик. В верхней части фиг. 8а представлены исходный временной ряд скорости спрединга (Muller et al., 2019) и его генеральный тренд (Boulila et al., 2021) в интервале 0–125 млн лет. В нижней части фиг. 8а представлены временной ряд скорости спрединга после удаления тренда (линия 3) и модельный ряд его наибольшей гармоника (линия 4), значение частоты которой 0.038 ± 0.006 . На фиг. 8б в верхней части представлены исходный ряд общего объема руды (линия 5) и сглаженный фильтром Савицкого-Голая (линия 6). В нижней части этого же рисунка представлены модельный реконструированный временной ряд общего объема руды (линия 6) и его наибольшая по амплитуде гармоника (линия 8), значение частоты которой 0.038 ± 0.001 .

Сопоставление описанных выше графиков (фиг. 8, серые прямоугольники) показало весьма четкую корреляцию для пяти экстремумов на каждой из этих зависимостей; относительным максимумам на кривой № 8 соответствуют относительные минимумы на кривой № 4. Как можно заметить, относительные минимумы на временной зависимости скорости спрединга немного опережают относительные максимумы на временной зависимости общего объема руды.

Напомним, что, согласно статистическим расчетам работы (Diaz-Rodriguez et al., 2021), наиболее важными факторами при формировании крупных Cu-порфировых систем в восточной части Тихоокеанского пояса являются абсолютная величина скорости конвергенции и мощность глубоководных карбонатных осадков, процентное содержание карбонатов в осадочном слое океанической коры. Полагаем, что обнаруженную в настоящей работе связь между скоростью спрединга, с одной стороны, и общим объемом руды Cu-порфировых месторождений, с другой, можно объяснить следующим образом. Уменьшение скорости спрединга способствует увеличению объема материала океанической плиты (Zhou et al., 2020), погружающейся в верхнюю мантию, включая карбонатные фазы, богатые водой пелагические глубоководные отложения и серпентинизированную

мантию, которые при погружении под континентальные плиты усиливают перенос серы и металлов, повышая метасоматическое обогащение мантийного клина летучими веществами и крупноионными литофильными элементами.

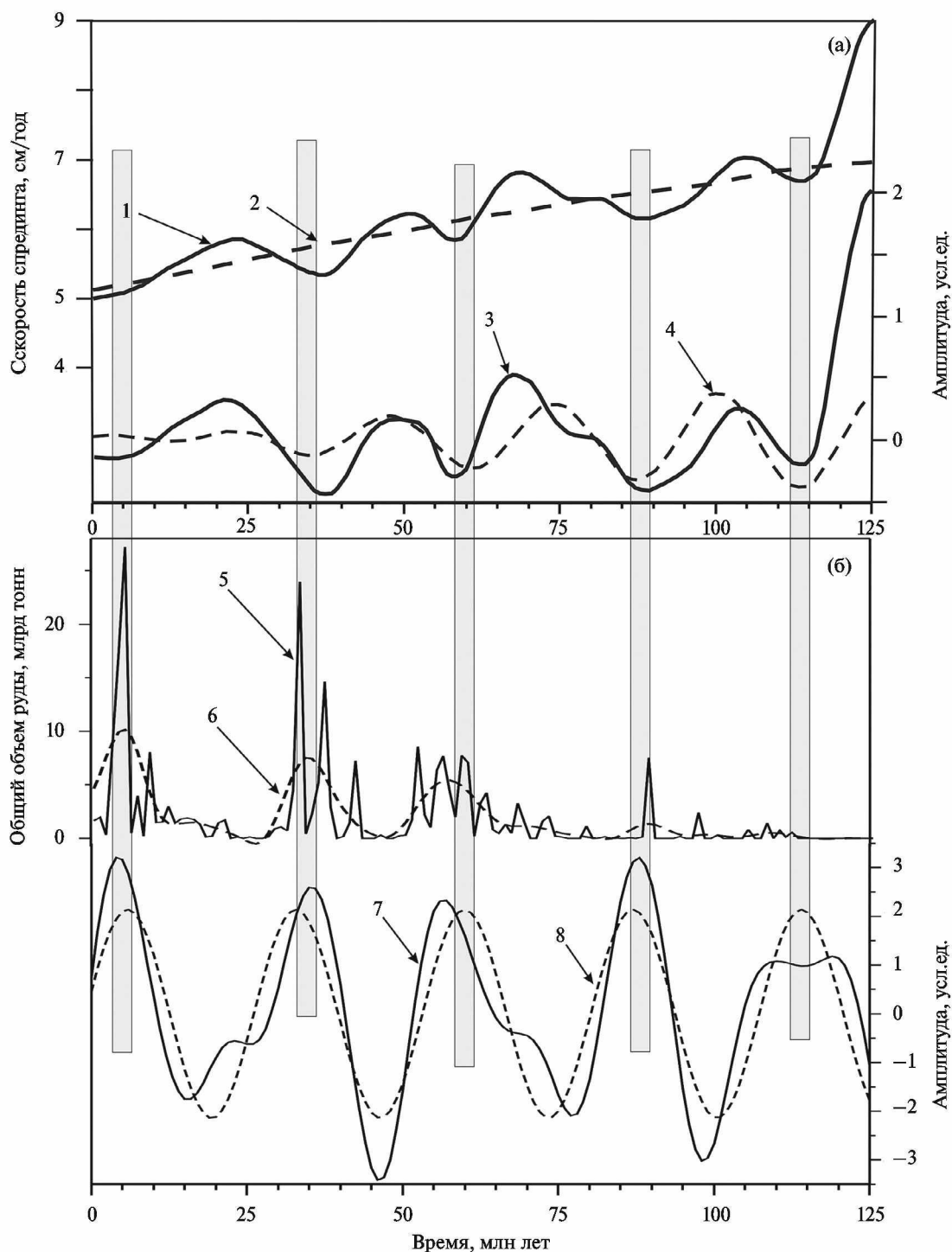
6. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Установлено, что во время образования восьми крупных и гигантских Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса увеличивается скорость изменения угла конвергенции в горизонтальной плоскости в зоне взаимодействия двух тектонических плит. При этом абсолютная скорость конвергенции может как уменьшаться, так и увеличиваться.

2. Согласно геолого-структурным и кинематическим данным, надсубдукционный магматизм, в результате которого сформировались 8 крупных и гигантских Cu-порфировых месторождений, сопровождался сквозькоровыми дизъюнктивными нарушениями, связанными либо со сменой фронтальной конвергенции (orthogonal convergence) «косой» (oblique convergence) (Corbett, Leach, 1997; и многие др.), либо с переходом в режим трансформной континентальной окраины (Ханчук и др., 2019; Petrov et al., 2021; и др.), либо с реверсивным изменением направления субдукции, связанным с коллизией островная дуга — континент, островная дуга — океаническое плато. Все перечисленные выше геодинамические обстановки подразумевают наличие крупных глубинных разломов, в том числе и трансформных.

3. Статистический анализ временного ряда Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса и их общего объема руды, образовавшихся в последние 125 миллионов лет, показал наличие (квази)циклического компонента с периодом 26–28 млн лет, доля которого в общей амплитуде равна 74%.

4. Установлена обратная корреляция между глобальной скоростью спрединга (Boulila et al., 2021; Muller et al., 2019), с одной стороны, и количеством Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса и их продуктивности, с другой, для последних 125 млн лет. Причем относительные минимумы скорости спрединга предваряют относительные максимумы количества и общего объема Cu-порфировых месторождений на 5–10 млн лет. Возможно, как раз в это время происходила перестройка кинематики движения плит, появлялись сдвиги, и магмы прорывались к поверхности.



Фиг. 8. Сопоставление моделей (а) скорости спрединга (Baulila et al., 2021; Muller et al., 2019) и (б) общего объема руды Си-порфировых месторождений Тихоокеанского пояса (наст. работа) для последних 125 млн. лет.

Номера временных зависимостей на (а): 1, 2 – скорость спрединга COX по (Müller et al. 2019) и ее тренд, рассчитанный путем сглаживания исходных значений, по (Boulila et al., 2021), соответственно; 3, 4 – модельный реконструированный временной ряд скорости спрединга после удаления тренда и наибольшая по амплитуде гармоника модельного ряда по (Boulila et al., 2021), соответственно.

Номера временных зависимостей на (б): 5, 6 – исходный ряд общего объема руды и сглаженный фильтром Савицкого-Голая (наст. работа), соответственно; 7, 8 – модельный реконструированный временной ряд общего объема руды и наибольшая по амплитуде гармоника модельного ряда по (наст. работа), соответственно.

Серые прямоугольники подчеркивают временную связь максимумов на временных зависимостях общего объема руды (б), с одной стороны, и минимумов на временных зависимостях скорости спрединга (а), с другой.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность А.И. Ханчуку за обсуждение настоящей темы исследований, ценные замечания и предложения, а также И.В. Викентьеву и двум анонимным рецензентам, большинство замечаний которых были учтены при подготовке окончательного варианта работы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00023). Базовое финансирование за счет субсидий на выполнение государственных заданий ГИН РАН (тема № FMMG-2023-0010) и ИТиГ ДВО РАН (темы НИР № 121021000095-1, № 121021000094-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов М.В., Войнова И.П., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Ото Ш., Нагата М., Голозубов В.В., Диденко А.Н. Сравнительный анализ апт-альбских пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов: геохимия, геохронология и палеомагнетизм // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 58–83.
- Буханова Д.С. Минералого-геохимические особенности Малмыжского золотомедно-порфинового месторождения, Хабаровский край: автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук: 25.00.11. Петропавловск-Камчатский, 2020. 25 с.
- Викентьев И.В., Бортников Н.С. Предисловие к специальному выпуску журнала “Геология рудных месторождений”, посвященному порфировым и родственным месторождениям Северной Евразии // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 7. С. 591–595. DOI: 10.31857/S0016777023070067
- Викентьев И.В., Бортников Н.С. Предисловие к специальному выпуску журнала “Геология рудных месторождений”, посвященному порфировым и родственным месторождениям Северной Евразии // Геология рудных месторождений. 2024. Т. 66. № 1. С. 3–6.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Старостин В.И. Металлогения вулканогенных поясов и зон активизации. М.: МАКС Пресс, 2014. 356 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1., 572 с., Кн. 2, 409 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 – Хабаровск. Объяснительная записка. С-Пб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
- Диденко, А.Н., Архипов, М.В., Талтыкин, Ю.В., Крутикова, В.О., Коновалова Е.А. Петро-палеомагнитная характеристика габбродиоритов нижнеамурского комплекса Журавлевско-Амурского террейна (Сихотэ-Алиньский орогенный пояс) // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 5. С. 57–75. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2023-42-5-57-75>
- Добрецов Н.Л. Рудообразование и глобальные геологические процессы: эволюция и проблемы периодичности / Смирновский сборник-96: основные проблемы рудообразования и металлогении. Москва, 1996. С. 38–60.
- Дэвис Дж.С. Статистический анализ данных в геологии. Пер. с англ. В 2 кн./Пер. В.А. Голубевой. Под ред. Д.А. Родионова. М.: Недра, 1990. Кн. 1 (319 с.). Кн. 2 (427 с.).
- Каламбет Ю.А., Козьмин Ю.П., Самохин А.С. Фильтрация шумов. Сравнительный анализ методов // Аналитика. 2017. Т. 36. № 5. С. 88–101. <https://doi.org/10.22184/2227-572X.2017.36.5.88.101>
- Кокс А., Харп Р. Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 427 с.
- Любушин А.А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука, 2007. 228 с.
- Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В., Гатинский Ю.Г., Вишневская Н.А. База данных и металлогеническая карта крупных и суперкрупных месторождений мира: принципы составления и предварительный анализ результатов / Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ИГЭМ РАН, 2004. С. 391–422.
- Ханчук А.И., Иванов В.В., Игнатьев Е.К., Коваленко С.В., Семенова Д.В. Альб-сеноманский магматизм и медный рудогенез Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 2019. Т. 488. № 3. С. 69–73.
- Шарапов В.Н., Лапухов А.С., Смолянинова Л.Г. Временные характеристики развития вулканоплутонических рудно-магматических систем окраин Тихого океана // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 11. С. 1731–1753.
- Якубчук А.С. Порфировые месторождения Северной Евразии: практические аспекты тектонического контроля, структурных особенностей и оценки эрозионного среза от Урала до Тихого океана // Геология рудных месторождений. 2024. Т. 66. № 1. С. 7–26.
- Amilibia A., Sabat F., McClay K.R., Munoz J.A., Roca E., Chong G. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko // J. Struct. Geol. 2008. V. 30(12). P. 1520–1539. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.005>
- Argus D.F., Gordon R.G., DeMets C. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // Geochem. Geophys. Geosyst. 2011. V. 12. Q11001. <https://doi.org/10.1029/2011GC003751>
- Boulila S., Haq B.U., Hara N., Müller R.D., Galbrun B., Charbonnier G. Potential encoding of coupling between Milankovitch forcing and Earth's interior processes in the Phanerozoic eustatic sea-level record // Earth-Science Reviews. 2021. V. 220. P. 103727(1–50). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103727>

- Cao X., Zahirovic S., Li S., Suo Y., Wang P., Liu J., Müller R.D. A deforming plate tectonic model of the South China Block since the Jurassic // *Gondwana Research*. 2022. V. 102. P. 3–16. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.11.010>
- Cloos M., Sapiie B., van Ufford A.Q., Weiland R.J., Warren P.Q., McMahon T.P. Collisional delamination in New Guinea: The geotectonics of subducting slab breakoff // *Geological Society of America. Special Paper* 400. 2005. 51 p. <https://doi.org/10.1130/2005.2400>
- Coe R.S., Globerman B.R., Plumley P.W., Thrupp G.A. Paleomagnetic results from Alaska and their tectonic implications / In: *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region*, Ed. D.G. Howell. Am. Assoc. Petrol. Geol., Houston Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Series 1. 1985. P. 85–108.
- Coleman P.J., Hackman B.D. Solomon Islands / In *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: Data for Orogenic Studies*. Ed. by A.M. Spencer. Scottish Academic Press, Edinburgh, 1974. P. 453–461. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.004.01.28>
- Cooke D.R., Hollings P., Walshe J.L. Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls // *Economic Geology*. 2005. V. 100. № 5. P. 801–818. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.5.801>
- Corbett G., Leach T. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization // *Economic Geology. Society of Economic Geologists. 1998. Special Publication* 6. 238 p. <https://doi.org/10.5382/SP.06Corpus ID: 112266656>
- Deng J., Yang X., Zhang Z-F., Santosh M. Early Cretaceous arc volcanic suite in Cebu Island, Central Philippines and its implications on paleo-Pacific plate subduction: Constraints from geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope // *Lithos*. 2015. V. 230. P. 166–179. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.05.020>
- Diaz-Rodriguez J., Muller R.D., Chandrall R. Predicting the emplacement of Cordilleran porphyry copper systems using spatio-temporal machine learning model // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 137. P. 104300. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104300>
- Eastoe C.J. The formation of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. Bachelor of Science (Honours). University of Tasmania, Hobart. 1979. 84 p.
- English J.M., Jonston S.T. The Laramide Orogeny: What Were the Driving Forces? // *International Geology Review*. 2004. V. 46. P. 833–838.
- Geological map, Bougainville and Buka Islands, Territory of Papua and New Guinea / compiled by Y. Mieztis. 1967. <https://nla.gov.au/nla.obj-1532817321/view>
- GPlates software. 2022. <https://www.gplates.org/>
- Hackman, B.D. 1980. The Geology of Guadalcanal, Solomon Islands. Overseas Memoir, Institute of Geological Sciences. London: 1980. № 6. 115 p.
- Haeussler P.J., Saltus R.W. Twenty-six kilometers of offset since late Eocene time on the Lake Clark fault / In Haeussler P.J., Galloway J.P., eds. *Studies by the U.S. Geological Survey in Alaska*, 2004: U.S. Geological Survey Professional Paper 1709-A. 2005. P. 1–4.
- Hammer O., Harper D.A.T., Ryan P.D. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis // *Palaeontologia Electronica*. 2001. V. 4. Is. 1. P. 1–9. https://palaeo-electronica.org/2001_1/past/past.pdf
- Humphreys E., Hessler E., Dueker K., Farmer G.L., Erslev E., Atwater, T. How Laramide-Age Hydration of North American Lithosphere by the Farallon Slab Controlled Subsequent Activity in the Western United States // *International Geology Review*. 2003. V. 45(7). P. 575–595. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.45.7.575>
- Kay, S.M., Mpodozis C., Central Andean Ore Deposits Linked to Evolving Shallow Subduction Systems and Thickening Crust, GSA Today, 2001, 4(3), 4–9. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2001\)011<0004:caodlt>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2001)011<0004:caodlt>2.0.co;2)
- Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian south east: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 120. C. 117–138.
- Lang J.R., Gregory M.J. Chapter 8. Magmatic-Hydrothermal-Structural Evolution of the Giant Pebble Porphyry Cu-Au-Mo Deposit with Implications for Exploration in Southwest Alaska / *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe*, Jeffrey W. Hedenquist, Michael Harris, Francisco Camus 2012 Society of Economic Geologists, Inc. 2012. P. 167–185.
- Lang J.R., Gregory M.J., Rebagliati C.M., Payne J.G., Oliver J.L., Roberts K. Geology and magmatic-hydrothermal evolution of the giant Pebble porphyry copper-gold-molybdenum deposit, southwest Alaska // *Economic geology*. 2013. V. 108. P. 437–462.
- Langton, J.M., Williams, S.A., Structural, petrological and mineralogical controls for the Dos Pobres orebody: Lone Star mining district, Graham County, Arizona (USA). *Advances in geology of the porphyry copper deposits: southwestern North America*, 1982, 335–352.
- Li M., Hinnov L.A., Kump L.R. Acycle: Time-series analysis software for paleoclimate projects and education // *Computers & Geosciences*. 2019. V. 127. P. 12–22. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2019.02.011>
- Liu, L., Gurnis, M., Seton, M. et al. The role of oceanic plateau subduction in the Laramide orogeny. *Nature Geoscience*. 2010. V. 3. P. 353–357. <https://doi.org/10.1038/ngeo829>
- Lomb N.R. Least-squares frequency analysis of unequally spaced data // *Astrophys. & Space Sci.* 1976. V. 39. P. 447–462.
- Maksaev V., Munizaga F., McWilliams M., Fanning M., Marther R., Ruiz J., Zentilli M. Chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb, 40Ar/39Ar, Re-Os, and fission track dating: implications for the formation of a supergiant porphyry Cu-Mo deposit. In: Sillitoe R.H., Perello J. & Vidal C.E. (eds) *Andean Metallogeny: New Discoveries, Concepts and Updates*. Society of Economic Geologists, 2004, Special Publications 11, 15–54.

- Mars J.C., Robinson G.R., Hammarstrom J.M., Zürcher L., Whitney H., Solano F., Gettings M., Ludington S. Porphyry Copper Potential of the United States Southern Basin and Range Using ASTER Data Integrated with Geochemical and Geologic Datasets to Assess Potential Near-Surface Deposits in Well-Explored Permissive Tracts // *Economic Geology*. 2019. V. 114 (6). P. 1095–1121. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4675>
- Mihalasky M.J., Ludington S., Alexeiev D.V., Frost T.P., Light T.D., Briggs D.A., Hammarstrom J.M., Wallis J.C., with contributions from Bookstrom A.A. and Panteleyev A. Porphyry copper assessment of Northeast Asia-Far East Russia and Northeasternmost China. U.S. Geological Survey, Scientific Investigations Report 2010-5090-W. 2015. 104 p., and spatial data. <http://dx.doi.org/10.3133/sir20105090W>
- Mineral Resources Online Spatial Data. 2023. <https://mrdata.usgs.gov/#mineral-resources>
- Mpodozis C., Cornejo P. Chapter 14. Cenozoic Tectonics and Porphyry Copper Systems of the Chilean Andes / *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe*, Jeffrey W. Hedenquist, Michael Harris, Francisco Camus 2012 Society of Economic Geologists, Inc. 2012. P. 329–360.
- Müller R.D., Zahirovic S., Williams S.E., Cannon J., Seton M., Bower D.J., Tetley M.G., Heine C., Le Breton E., Liu S., Russell S.H.J., Yang T., Leonard J., Gurnis M. A global plate model including lithospheric deformation along major rifts and orogens since the Triassic // *Tectonics*. 2019. V. 38(6) P. 1884–1907. <https://doi.org/10.1029/2018TC005462>
- Nagel T.J., Ryan W.B.F., Malinvento A., Buck W.R. Pacific trench motions controlled by the asymmetric plate configuration // *Tectonics*. 2008. V. 27. TC3005. <https://doi.org/10.1029/2007TC002183>, 2008
- Olson, N., Dilles, J.H., Kent, A.J.R., Lang, J.R., Geochemistry of the Cretaceous Kaskanak batholith and genesis of the pebble porphyry Cu–Au–Mo deposit, southwest Alaska. *American Mineralogist*, 2017, 102, 1597–1621, <https://doi.org/10.2138/am-2017-6053>
- Ossandon G., Freraut R., Gustafson L.B., Lindsay D.D., Zentilli, M. Geology of the Chuquicamata mine: A progress report // *Economic Geology*. 2001. V. 96. P. 249–270.
- Page R.W., McDougall I. Geochronology of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville Island, New Guinea // *Economic Geology*. 1972. V. 67(8). P. 1065–1074.
- Paterson J.T., Cloos M. Grasberg porphyry Cu-Au deposit, Papua, Indonesia: 1. Magmatic history / In *Super Porphyry Copper & Gold Deposit: A Global Perspective*. Ed. T.M. Porter. Adelaide: PGC Publishing, 2005. V. 2. P. 313–329.
- Petrov O.V., Khanchuk A.I., Ivanov V.V., Shatov V.V., R. Seltmann C., Dolgoplova A.V., Alenicheva A.A., Molchanov A.V., Terekhov A.V., Leontev V.I., Belyatsky B.V., Rodionov N.V., Sergeev S.A. Porphyry indicator zircons (PIZ) and geochronology of magmatic rocks from the Malmyzh and Pony Cu-Au porphyry ore fields (Russian Far East) // *Ore Geology Reviews*. 2021. V. 139. Article 104491. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104491>
- Pisarevsky, S.A., Li, Z.X., Tetley, M.G., Liu, Y., Beardmore, J.P., An updated internet-based Global Paleomagnetic Database, *Earth-Science Reviews*, Volume 235, 2022, 104258, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104258>.
- Prokoph A., Fowler A.D., Patterson R.T. Evidence for periodicity and nonlinearity in a high-resolution fossil record of long-term evolution // *Geology*. 2000. V. 28. P. 867–870.
- Ramos V.A., Folguera A. Andean flat-slab subduction through time / *Ancient Orogens and Modern Analogues*, eds.: Murphy J.B., Keppie J.D., Hynes A.J. Geological Society, London. 2009. Special Publications. V. 327. P. 31–54. <https://doi.org/10.1144/SP327.3> 0305-8719/09
- Ramos V.A., Folguera A., Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting, *J. Volcanology & Geothermal Res.* 2011, 201, 53–64. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.008>
- Rampino M.R., Caldeira K., Zhu Y. A 27.5-Myr underlying periodicity detected in extinction episodes of non-marine tetrapods // *Historical Biology*. 2021a. V. 33(11). P. 3084–3090. <https://doi.org/10.1080/08912963.2020.1849178>
- Rampino M.R., Caldeira K., Zhu Y. A pulse of the Earth: A 27.5-Myr underlying cycle in coordinated geological events over the last 260 Myr // *Geoscience Frontiers*. 2021b. Volume 12, Issue 6, 101245. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101245>.
- Raup D.M., Sepkoski J.J. Periodicity of extinctions in the geologic past // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 1984. V. 81. No. 3. P. 801–805. <https://doi.org/10.1073/pnas.81.3.801>. PMC 344925. PMID 6583680.
- Richards J.P. Porphyry copper deposit formation in arcs: What are the odds? // *Geosphere*. 2021. V. 18(1). P. 130–155. <https://doi.org/10.1130/GES02086.1>
- Richards J.P. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere // *Geology*. 2009. V. 37. P. 247–250.
- Rodrigo J.D., Gabo-Ratio J.A.S., Queaño K.L., Fernando A.G.S., de Silva L.P., Yonezu K., Zhang Y. Geochemistry of the Late Cretaceous Pandan Formation in Cebu Island, Central Philippines: Sediment contributions from the Australian plate margin during the Mesozoic // *Depositional Rec.* 2020. 6. P. 309–330. <https://doi.org/10.1002/dep2.103>
- Russin Hypogene alteration and mineralization in the Dos Pobres porphyry Cu (-Au-Mo) deposit, Safford district, Arizona: a gold -and magnetite-rich variant of Arizona porphyry copper systems. A thesis submitted to the faculty of the department of geosciences, 2008, 120 p. www.geo.arizona.edu/Antevs/Theses/RussinMS08.pdf

- Sapiie B., Cloos M.* Strike-slip faulting in the core of the Central Range of west New Guinea: Ertsberg Mining District, Indonesia // Geological Society of America Bulletin. 2004. V. 116. P. 277–293.
- Sapiie B.* Kinematic Analysis of Fault-Slip Data in the Central Range of Papua, Indonesia // Indonesian Journal on Geoscience. 2016. V. 3 (1). P. 1–16.
<https://doi.org/10.17014/ijog.3.1.1-16>
- Savitzky A., Golay M.J.E.* Smoothing and Differentiation of Data by Simplified Least Squares Procedures // Anal. Chem. 1964. V. 36. P. 1627–1639.
<https://doi.org/10.1021/ac60214a047>
- Scargle J.D.* Studies in astronomical time series analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data // Astrophys. J. 1982. Vol. 263. P. 835–853.
- Sillitoe R.H.* Chapter 1. Copper Provinces / Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe, Jeffrey W. Hedenquist, Michael Harris, Francisco Camus 2012 Society of Economic Geologists, Inc. 2012. P. 1–18.
- Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. V. 105. P. 3–41.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>.
- Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C.* Porphyry Copper Deposits of the World: Database And Grade and Tonnage Models, 2008. Open-File Report 2008-1155. U.S. Geological Survey, Menlo Park. 2008. 46 p. https://www.researchgate.net/publication/303172164_Porphyry_copper_deposits_of_the_world_database_map_grade_and_tonnage_models/link/5f530c17299bf13a31a0946e/
- Stern, C.R., Skewes, M.A., Arevalo A.*, Magmatic Evolution of the Giant El Teniente Cu–Mo Deposit, Central Chile // J. Petrology. 2011. V. 52. P. 1591–1617.
- Taylor B.* A Geophysical Survey of the WoodlarkSolomons Region. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. 1987. Ser. 7. P. 25–48.
- Zhou D., Li CF, Zlotnik S., Wang J.* Correlations between oceanic crustal thickness, melt volume, and spreading rate from global gravity observation // Mar Geophys Res. 2020. V. 41. P. 14.
<https://doi.org/10.1007/s11001-020-09413-x>

PERIODICITY AND KINEMATICS OF THE FORMATION OF PORPHYRY COPPER DEPOSITS IN THE PACIFIC BELT OVER THE PAST 125 MILLION YEARS

A. N. Didenko^{a, b, *}, M. Yu. Nosyrev^{b, **}, G. Z. Gilmanova^{b, **}

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, 119017*

^b*Kosygin Institute Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences,
Khabarovsk, Russia, 680000*

^{*}*e-mail: gin@ginras.ru*

^{**}*e-mail: itig@itig.as.khb.ru*

Statistical analysis of the time series of Cu-porphyry deposits of the Pacific belt and their total ore volume formed in the last 125 million years showed the presence of (quasi)a cyclic component with a period of 26–28 million years, whose share in the total amplitude is 74%. An inverse correlation has been established between the global spreading rate, on the one hand, and the number of Cu-porphyry deposits in the Pacific belt and their productivity, on the other, for the last 125 million years. The relative minima of the spreading rate precede the relative maxima of the number and total volume of Cu-porphyry deposits in the Pacific belt by 5–10 million years. During the formation of large and giant Cu-porphyry deposits in the Pacific belt, the rate of change in the angle of convergence in the horizontal plane in the zone of interaction between two tectonic plates increases. At the same time, the absolute rate of convergence can both decrease and increase. According to geological, structural and kinematic data, magmatism, as a result of which 8 large and giant Cu-porphyry deposits were formed, was accompanied by through-crust disjunctive disturbances associated either with a change in the frontal convergence of the "oblique", or a transition to the mode of a transform continental margin, or with a reversible change in the direction of subduction associated with the island arc-continent collision. The island arc is an oceanic plateau.

Keywords: porphyry copper deposits, pacific belt, periodicity and kinematics