

ISSN 0016-853X

Номер 2

Март–Апрель 2025



LX
лет

ГЕОТЕКТОНИКА



Журнал основан в январе 1965 года.
Выходит 6 раз в год.



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 2025

Гигантская квазиколецевая мантийная структура под Восточным Средиземноморьем: анализ новых данных сейсмотомографии, магнитного поля, палеобиогеографии и комплексная интерпретация полученных результатов <i>Л. В. Эппельбаум, Ю. И. Кац, Ц. Бен-Аврахам</i>	3
Эволюция, геодинамика и морфология линзовидных расширений в активной части трансформных разломов: сравнительный анализ и кинематическая модель <i>К. О. Добролюбова</i>	32
Структурные признаки хрупко-пластического перехода при эксгумации пород фундамента юго-западного форланда палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена (Беломорская провинция, участок Плотина Лягкомина): аналоговое моделирование этапов деформации пород <i>И. И. Бабарина, Н. С. Серебряков</i>	54
Поперечная структурно-вещественная зональность нижнекембрийской Удино-Витимской островодужной системы (Западное Забайкалье) <i>В. С. Ланцева, И. В. Гордиенко, О. Р. Минина</i>	68
Структура и петролого-геохимическая характеристика пород Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса Алтае-Саянской складчатой области (Горный Алтай) <i>В. Д. Зиндобрый, М. М. Буслов, А. В. Котляров</i>	88

Contents

Vol. 59, no. 2, 2025

A Giant Quasi-Ring Mantle Structure Beneath the Eastern Mediterranean:
Interpretation of New Seismic-Tomography, Magnetic Field
and Paleobiogeographic Data

L. V. Eppelbaum, Yu. I. Katz, Z. Ben-Avraham 3

Evolution, Geodynamics, and Morphology of the Lentis-Shaped Extension Zones
of Transform Faults: Comparative Analysis and Kinematic Model

K. O. Dobrolyubova 32

Structural Signs of Brittle-Ductile Transitions during Exhumation of Basement Rocks
of Southwestern Forland of the Paleoproterozoic Lapland–Cola Collision Orogen
(the White Sea Region, Lyagkomina Dam Site): Analogue Modelling
of Deformation Stages

I. I. Babarina, N. S. Serebryakov 54

The Transverse Structural Zoning of the Lower Cambrian Uda–Vitim
Island-Arc System (Western Transbaikalia, Russia)

V. S. Lantseva, I. V. Gordienko, O. R. Minina 68

Structure and Petrological-Geochemical Characteristics of Rocks of the Kabak-Taiga
Ophiolite Complex of the Altai–Sayan Folded Region (Mountain Altai)

V. D. Zindobryi, M. M. Buslov, A. V. Kotlyarov 88

ГИГАНТСКАЯ КВАЗИКОЛЬЦЕВАЯ МАНТИЙНАЯ СТРУКТУРА ПОД ВОСТОЧНЫМ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕМ: АНАЛИЗ НОВЫХ ДАННЫХ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ, МАГНИТНОГО ПОЛЯ, ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ И КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

© 2025 г. Л. В. Эппельбаум^{1, 2, *}, Ю. И. Кац³, Ц. Бен-Аврахам¹

¹Тель-Авивский университет, факультет точных наук, Рамат-Авив, 6997801 Тель-Авив, Израиль

²Азербайджанский государственный университет нефти и промышленности (АГУНП),

д. 20, просп. Азадлыг, AZ1010 Баку, Азербайджан

³Музей естественной истории – Национальный исследовательский центр Штайнхардта, Тель-Авивский университет, факультет естественных наук, Рамат-Авив, 6997801 Тель-Авив, Израиль

*e-mail: levar@tauex.tau.ac.il

Поступила в редакцию 11.02.2025 г.

После доработки 23.03.2025 г.

Принята в печать 28.03.2025

В представленной статье проведена количественная переинтерпретация остаточной гравитационной спутниковой аномалии. Дополнительное важное подтверждение дает распределение аномалий регионального магнитного поля ΔZ , сведенного к высоте 2.5 км над уровнем моря. На основе анализа детальных палеомагнитных исследований оценена средняя скорость вращения поверхностной проекции глубинной структуры за последние 70 млн лет – около 18 мм/год. Авторами построена палеобиогеографическая карта, ясно показывающая смещение типичной эфиопской фауны на северо-запад против движения часовой стрелки. Показано влияние вращающейся глубинной структуры на возникновение напряжения в вышележащих блоках земной коры и литосферы перед катастрофическими землетрясениями с магнитудами $M=7.9$ и $M=7.8$, произошедших 06.02.2023 в Турции. Синтез профилей сейсмической томографии позволил построить сейсмотомографическую схему расположения глубинной структуры. Эта схема хорошо совпадает с результатами анализа спутниковой гравиметрии и морских/наземных гравиметрических исследований, аномалиями геоида, распределениями магнитных аномалий, палеомагнитными данными, региональными направлениями векторов GPS, сейсмологическими и тектоно-структурными и минералого-петрологическими данными. Интегративное сочетание всех этих факторов подтверждает существование аномальной глубинной вращающейся структуры под Восточным Средиземноморьем и прилегающими регионами.

Ключевые слова: геодинамика, сейсмотомография, магнитное поле, кольцевая структура, палеобиогеография, комплексный анализ, Восточное Средиземноморье

DOI: 10.31857/S0016853X25020011, EDN: EGRKDV

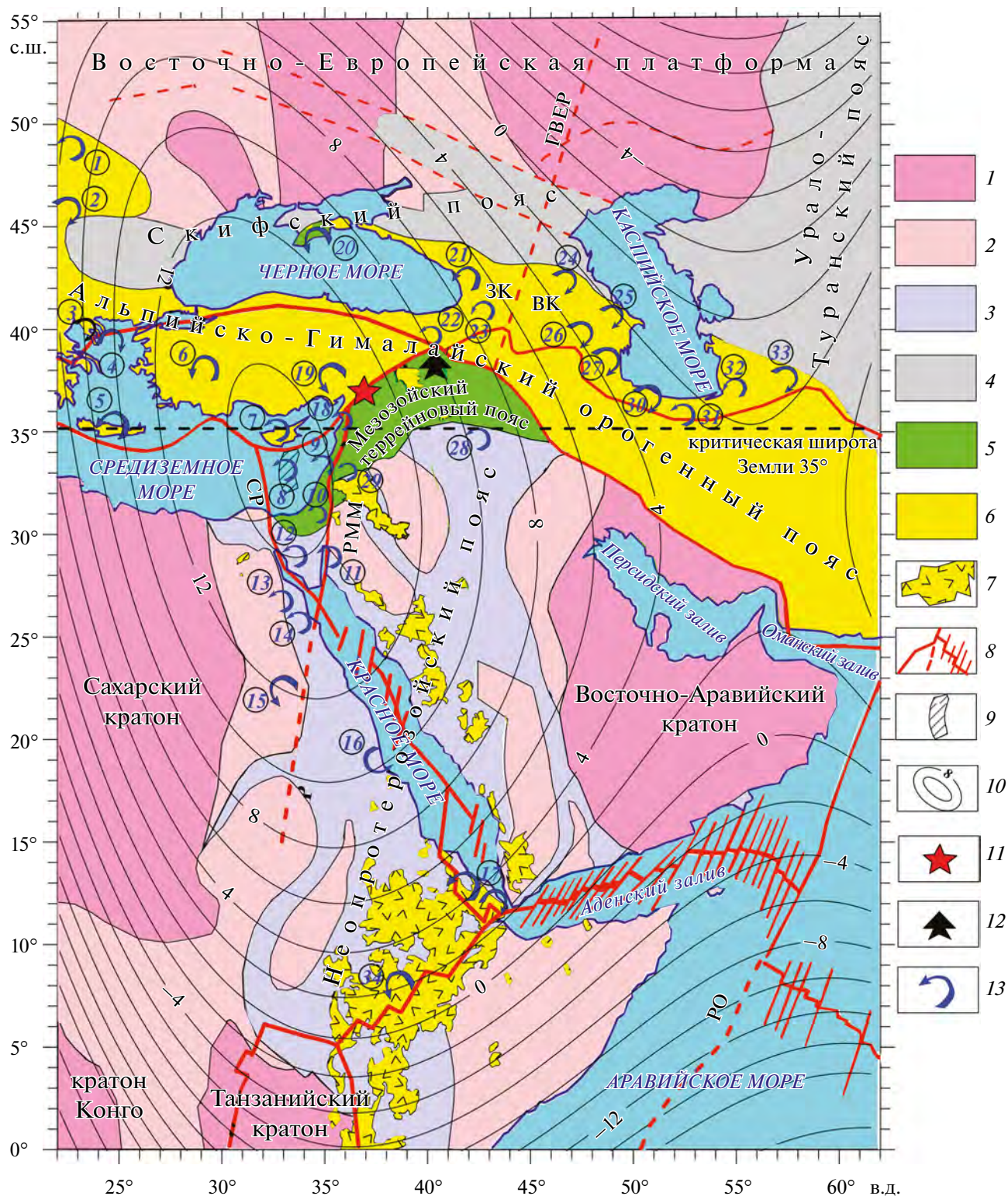
ВВЕДЕНИЕ

Известно, что глубинная геодинамика оказывает существенное влияние на приповерхностные геологические процессы [19, 25, 50, 53, 115]. В представленной статье продолжается комплексный геодинамический анализ региона северной Африки–Западной Азии, занимающего площадь около 20 млн км² (рис. 1).

В структурно-тектоническом плане этот регион включает в себя древние кратоны, более молодые разновозрастные тектонические пояса, глубинные разломы и остаточные мозаичные блоки океанической коры. В геодинамическом плане в регионе происходит взаимодействие гигантских тектонических плит (Евразийской,

Аравийской и Нубийской) и более мелких плитных и террейновых блоков [69, 140] с офиолитовыми и трапповыми поясами [19]. Исследуемый регион расположен в зоне сочленения между Центральной Гондваной и Евразией, геолого-геофизическая нестабильность которого определяется интенсивностью геодинамики – как коллизионного, так и рифтового типов [4, 13, 36, 39, 66, 70, 124, 129, 141, 142]. В центре рассматриваемого региона находится Восточное Средиземноморье, являющееся западным флангом прогрессирующей дуги Афро-Евразийского столкновения.

Сочетание обсуждаемых в статье сложных геолого-геофизических элементов требует



применения комбинированного структурно-геодинамического анализа с использованием современных методологий. Геофизические исследования Восточного Средиземноморья показали обширную зону развития утоненной континентальной коры и идентифицировали цепочку

доальпийских террейнов в этой области [39, 40]. Из этих геологических и геофизических особенностей одним из наименее изученных факторов является кипрская гравитационная аномалия, достигающая более 200 мГал в редукции Буге при сравнительно небольшой ширине [75, 76].

Рис. 1. Тектоно-палеомагнитная схема изучаемого региона, наложенная на остаточную гравитационную аномалию (по данным [19], с исправлениями и дополнениями).

Обозначено: СР – Синайский разлом; ТРММ – трансформный разлом Мертвого моря; ГВЕР – главный Восточно-Европейский разлом; ВСНР – Восточно-Средиземноморско-Нубийский разлом; РО – разлом Оуэн; ЗК – Западный Кавказ; ВК – Восточный Кавказ.

Положение границ Иранской плиты показано на основе анализа [22, 31, 150].

Обозначены элементы геодинамики, полученные из палеомагнитных (основные) и тектонических (дополнительные) данных (курсивные арабские цифры синим в кружках):

1 – пояс Пьеннинских клиппенов (Западные Карпаты) [116]; 2 – Гетический бассейн (Южные Карпаты – Мезия) [102]; 3 – п-ов Афон (Греция) [100]; 4 – о. Самотраки (Греция) [100]; 5 – о. Крит (Греция) [55]; 6 – Мендерес (западная Анатолия, Турция) [145]; 7 – о. Кипр [42, 43]; 8 – палеомагнитная гиперзона Киам Восточного Средиземноморья [20, 59]; 9 – Галилейская (Израиль) магматическая и блоковая системы [41, 132]; 10 – дайки Махтеш Рамона (террейн Негев) (на основе [59, 62]); 11 – блоковые системы залива Акаба (северный Египет) [34] и разломной зоны Мидьян (крайний запад Саудовской Аравии [37]); 12 – дайки Синайского полуострова (Египет) [91]; 13 – блоковая система Синайского залива (Египет) [45]; 14 – донные отложения северной части Красного моря [34]; 15 – кольцевой комплекс Мансури (плато Восточной пустыни, Египет) [108]; 16 – шовная зона Бараке (Красное море) [114]; 17 – северо-восток депрессии Афар [122]; 18 – центральная часть террейна Галилея-северный Ливан [85, 86]; 19 – Восточные Тавриды (Анатолия, Турция) [119]; 20 – сейсмотектоническая сдвиговая зона, Черное море (к югу от полуострова Крым, Россия) [2]; 21 – Рионский бассейн (Грузия) [35, 89]; 22 – Восточные Понтиды [89, 131]; 23 – Аджаро-Триалетский пояс (Грузия) [130]; 24 – Восточный Кавказ (горный Дагестан, Россия) [15]; 25 – Куринская депрессия (Азербайджан) [3, 16]; 26 – Сомхито-Карабахский пояс (Азербайджан) [11, 17, 99]; 27 – Нахичевань и Талыш (Азербайджан) [15, 131]; 28 – Ката-Раш (Ирак) [59, 60]; 29 – гора Хермон (северный Израиль) [153]; 30–33 – Иранская плита (северный Иран) [117]; 34 – центральная часть Эфиопской рифтовой системы [121].

1 – архейские кратоны; 2 – палео-среднепротерозойские пояса; 3 – неопротерозойский пояс; 4 – позднепалеозойские (герцинские) пояса; 5 – меловая часть мезозойского террейнового пояса (МТП); 6 – Альпийско-Гималайский орогенный пояс; 7 – кайнозойские траппы африкано-аравийского рифтового пояса; 8 – системы главных разломов; 9 – палеомагнитная гиперзона Киам обратной полярности (по [20, 59]); 10 – изолинии остаточной спутниковой гравитационной аномалии; 11 – зона высокомагнитудных землетрясений в Восточной Турции (06.02.2023); 12 – дистальный сектор МТП; 13 – элементы геодинамики, полученные из палеомагнитных (основные) и тектонических (дополнительные) данных

В нашей работе [19] было впервые приведено обоснование существования гигантской глубинной мантийной структуры, вращающейся против часовой стрелки в Восточном Средиземноморье. Центр этой структуры находится под островом Кипр, на критической широте Земли 35°.

Целью настоящей статьи является проведение дополнительного комплексного анализа ряда геофизических и геологических факторов, проливающих свет на обнаруженный феномен.

ОБЗОР ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ спутниковых гравитационных аномалий

В этом исследовании спутниковые гравитационные данные были получены из общемировой гравитационной базы данных (проектов Geosat и ERS [133]). Для построения исходной гравитационной карты [19] было использовано около 10 миллионов спутниковых гравитационных наблюдений. Eppelbaum and Katz [61] показали, что для исследования глубинной структуры обширных регионов (начиная с нескольких миллионов квадратных км) спутниковые гравитационные данные, пересчитанные

к поверхности Земли, могут быть использованы без каких-либо дополнительных редуций.

Для анализа гравитационных спутниковых данных было применено несколько эффективных методов, включая полиномиальную аппроксимацию. Остаточная аномалия, полученная из полиномиальной аппроксимации массива данных кубической поверхностью, схожа с результатами, полученными путем применения методов дистанционного оценивания и нелинейной фильтрации (см. рис. 1).

На полученных картах остаточных аномалий силы тяжести показана овальная (квазикольцевая) структура, отражающая глубокозалегающий источник этой аномалии. Схожий характер региональных аномалий был отражен на гравитационной карте длинноволновых (800–3500 км) аномалий силы тяжести в свободном воздухе [105].

Анализ гравитационных аномалий, наблюдаемых на суше и море

Зона спрединга рифта Красного моря очерчена интенсивным позитивным трендом гравитационной аномалии в редуции Буге [113], совпадающим с длинной осью остаточной гравитационной

спутниковой аномалии силы тяжести, в центре которой (на Кипре) наблюдается высокоамплитудная гравитационная аномалия в редукции Буге [76]. В нашей работе [19] приведено наглядное совпадение этих трех типов независимо наблюдаемых гравиметрических данных.

Положительные аномалии геоида отражают поднятие глубинной структуры, а понижение — ее периклинальную часть. Геодинамически эта карта хорошо согласуется с картой положения векторов GPS, остаточной гравитационной аномалией. Аномалии изолиний геоида также в значительной степени коррелируют с региональными тектоническими элементами [19].

Анализ данных GPS мониторинга

Анализ данных GPS [54, 129] показывает хорошо выраженное вращение против часовой стрелки. Контур этого вращения совпадает с остаточной гравитационной аномалией, полученной из спутниковых данных, и аномалиями геоида.

Критическая широта Земли

Согласно Véronnet (1912) [151], земной эллипсоид вращения имеет две критические широты $\cong \pm 35^\circ$. Взаимосвязь между средними широтами, факторами вращения и глобальной геодинамикой отмечена, например, в [14, 28]. Левин и др. [6], Levin et al. [106], провели анализ особенностей “критических широт” во вращающемся эллипсоиде, представили связь величины сжатия тела с угловой скоростью вращения и указали на усиление геодинамической активности на критических широтах и вблизи них. Следует подчеркнуть, что центр выявленной глубинной структуры практически совпадает с широтой 35° (см. рис. 1).

Анализ палеомагнитных данных

Центральная часть проекции глубинной квази-кольцевой структуры включает в себя следующие регионы (см. рис. 1):

- Восточные Тавриды (Турция) [122];
- Эгейский регион Греции [104];
- Центральный Ливан [86];
- о. Кипр [42];
- юг и север Израиля [60, 132];
- Восточный Египет [108].

Анализ палеомагнитных данных свидетельствует, что тектонические блоки в пределах этих регионов характеризуются в основном вращением против часовой стрелки. Западный Кавказ связан с периферической частью глубинной кольцевой

структуры и в основном показывает движение против часовой стрелки [35, 89, 131] (см. рис. 1). Восточный Кавказ, расположенный вне контура структуры, большей частью отражает свое вращение по часовой стрелке [15, 16, 99, 131] (см. рис. 1).

Однако палеомагнитные данные, полученные в западной периферической части структуры (в зоне сопряжения различных тектонических плит и блоков), показывают геодинамическую неустойчивость. В частности, это следует из данных по различию новейших движений северной и южной части Эгейского моря. Палеомагнитные исследования по северо-эгейским гранитоидам и вулканитам Афона и Смотраки свидетельствуют о повороте этого региона, относящегося к Родопскому массиву Евразийской плиты, по часовой стрелке, тогда как большая часть данных по району центральной и южной части Эгейского бассейна и, в частности, по о. Крит демонстрируют тенденцию поздне-кайнозойского поворота в направлении против часовой стрелки [55, 100].

Подобная неустойчивость поворота различных тектонических блоков проявляется также в Карпатском регионе, где пояс Пьеннинских клиппенов Западных Карпат движется в направлении против часовой стрелки, а Южно-Карпатский гетический бассейн Мезии поворачивается в направлении по часовой стрелке [102, 116].

Древняя океаническая кора и палеомагнитная гиперзона Киамы

В центре проекции глубинной структуры зарегистрированы аномально низкие аномалии теплового потока ($\sim 15\text{--}30\text{ мВт/м}^2$) [30, 57, 59], которые мы рассматриваем как отображение древнего возраста литосферы в изучаемом регионе. Уникальность этой зоны подчеркивает тот факт, что один из самых древних блоков океанической коры, относящейся к палеомагнитной гиперзоне Киамы обратной полярности (поздний карбон — середина поздней перми), верхняя кромка которого залегает примерно на 10–11-километровой глубине, был обнаружен ранее на основе анализа комплекса геолого-геофизических данных [20, 60] в центре проекции глубинной структуры в нескольких десятках км к югу от о. Кипр (рис. 2).

Первоначальное формирование этого блока [59], очевидно, произошло в регионе севернее современного положения Персидского залива. Далее этот тектонический блок под воздействием кругового движения глубинной структуры против часовой стрелки был перемещен по региональным

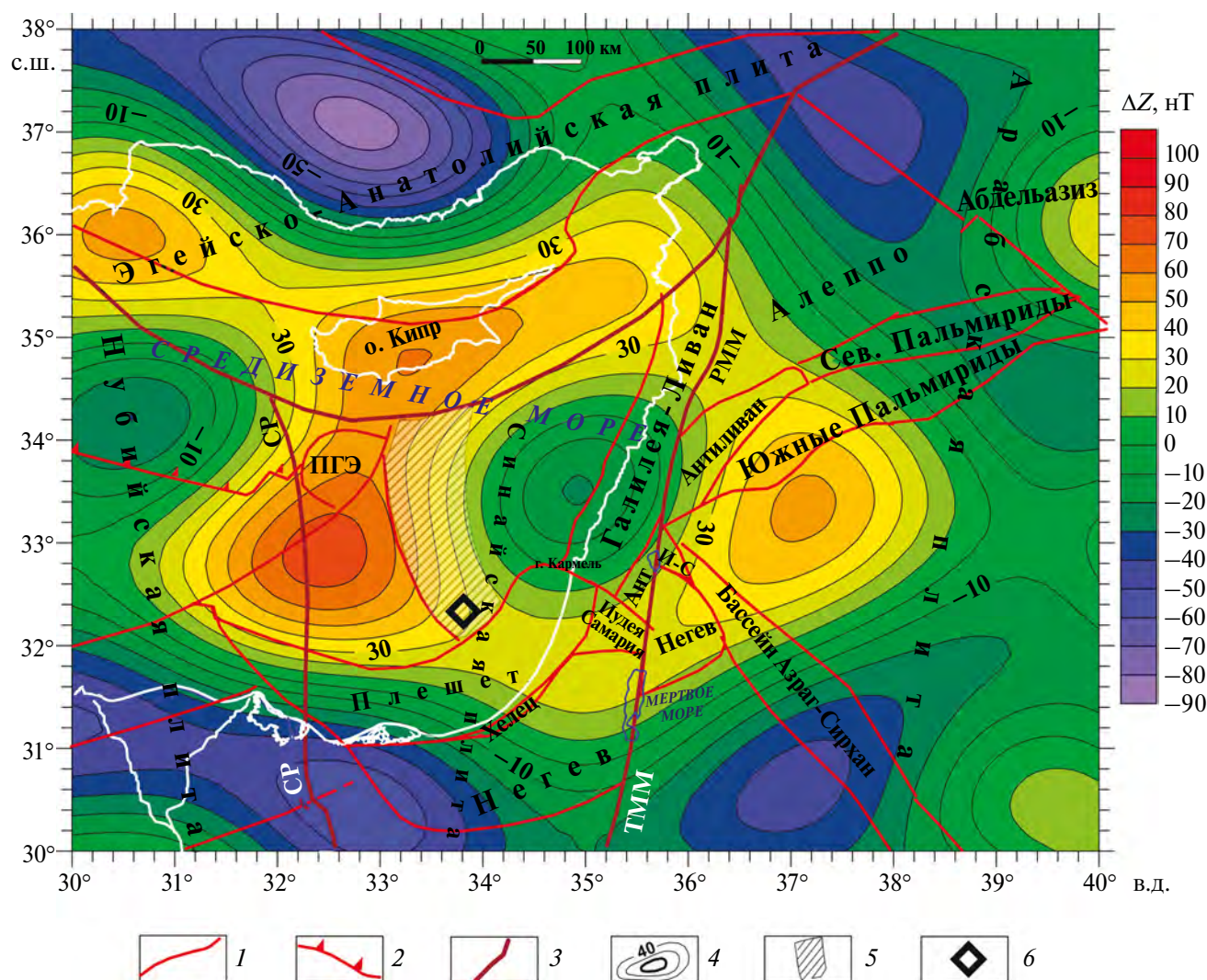


Рис. 2. Карта магнитного поля ΔZ , пересчитанная на 2.5 км над уровнем моря (исходные данные по [157]) для Левантийского бассейна и прилегающих регионов с главными тектоническими элементами.

Показана (линия белым) граница суша–море; данные теплового поля по [95]).

Обозначено: ПГЭ – подводная гора Эратосфен; ТММ – трансформный разлом Мертвого моря; СР – Синайский Разлом; И–С – Иудея–Самария; Ант – Антиливан.

1 – межплитные разломы; 2 – южная граница Средиземноморского аккреционного пояса; 3 – внутриплитные разломы; 4 – изолинии магнитного поля; 5 – контур погребенного блока океанической коры, относящегося к палеомагнитной гиперзоне Киам (по [20, 59]); 6 – отрицательная тепловая аномалия, фиксирующая южное окончание океанического блока Киам

трансформным разломам в его сегодняшнее местоположение. Можно предположить, что именно устойчивость этого ротационного движения предотвратила процесс субдукции этого океанического блока и он сохранился до настоящего времени. Последние исследовательские данные показывают, что южное окончание этого блока характеризуется аномально низкими значениями температуры на глубинах 2, 6 и 8 км [95].

Асимметрия осадочных бассейнов

Развитие ряда асимметричных бассейнов вдоль трансформных континентальных разломов

в восточной части проекции глубинной структуры было изучено в [38, 74, 136]. Нами было показано [19], что асимметричная структура зоны регионального спрединга Красного моря и трансформного сдвига Мертвого моря и Галилейского озера являются компонентой воздействия вращающейся глубинной структуры. Например, используя общий полого-дугообразный характер трансформного разлома Мертвого моря, Segev [137] была предложена новая геодинамическая концепция для объяснения асимметрии тектонотипа грабеобразных структур системы глубинного сдвига разлома Мертвого моря [19].

По всей вероятности, она обусловлена развитием здесь не только сдвиговых, но и вращательных перемещений блоков земной коры. В Акаба-Эйлатском заливе с юга на север развиты три системы глубоководных трогов, сдвинутые с востока на запад, образующие серию кулисообразных прогибов [37]. Подобный характер расположения структур также подтверждает наше предположение [19], что здесь развит механизм не только сдвига, но и вращения блоков в направлении против часовой стрелки.

Минералого-петрологический анализ

Выходы различных магматических элементов и глубинных высокобарических минеральных комплексов в Восточной Турции [23, 48, 110], на о. Кипр [48, 77, 143], на западе-севере Сирии [18], в районе Кармель (север Израиля) [52, 79, 80, 109, 111], в районе Махтеш Рамон (юг Израиля) [21, 149] и в центральной зоне Восточной пустыни (Египет) [33] свидетельствуют о высокой тектоно-геодинамической активности в земной коре и верхней мантии над овалом глубинной структуры. Очевидно, что вращение глубинной структуры создает особые геодинамические предпосылки для формирования месторождений полезных ископаемых над ее проекцией.

ПОЛУЧЕННЫЕ ДАННЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Переинтерпретация остаточной гравитационной спутниковой аномалии

В данном исследовании с использованием способов анализа, описанных в [58], была переинтерпретирована остаточная гравитационная спутниковая аномалия, обусловленная глубинной структурой (см. рис. 1, изолинии аномалии).

Для количественного анализа этой аномалии улучшенными способами касательных и площадей были использованы интерпретационные модели сферы и горизонтального кругового цилиндра. Осредненное значение залегания центра масс аномального объекта составило около 1450 километров.

Анализ магнитного поля ΔZ

Анализ магнитного поля был начат нами в работе [19], где было показано, что пересчитанная к полюсу, т.е. освобожденная от влияния наклонного намагничивания, карта магнитных аномалий Аравийского щита хорошо согласуется

с простиранием проекции глубинной структуры [155]. Это свидетельствует о влиянии глубинного аномального объекта на породы, находящиеся на глубинах не более нескольких десятков километров.

Нами показано сочетание усредненного магнитного поля ΔZ , пересчитанного для 2.5 км над уровнем моря, с остаточной спутниковой гравитационной аномалией и распределением векторов GPS (рис. 3).

Построенная карта магнитного поля ΔZ впервые позволила отобразить реальность вращения апикального центра в осевой зоне глубинной мантийной структуры Восточного Средиземноморья [64] (см. рис. 2, см. рис. 3).

При этом региональные зоны распределения магнитного поля совпадают с изолиниями силы тяжести, обусловленными вращающейся глубинной структурой (см. рис. 3).

Простой визуальный анализ этой карты демонстрирует, что остаточная гравитационная аномалия, распределение векторов GPS и мозаика магнитного поля создают единый ансамбль, отображая влияние одного и того же глубинного объекта.

Магнитная карта ΔZ для Восточного Средиземноморья (рис. 2) хорошо согласуется также с тектоническими данными и прилегающими структурными зонами (см. рис. 1, см. рис. 2).

Здесь мы видим, что структура Левантийского бассейна с доминирующими положительными магнитными значениями, сочетающимися с отрицательными значениями в восточном блоке, в свою очередь, окружена полем с отрицательными значениями ΔZ до -90 нТл. Эта сложная картина магнитного поля вызвана существенным аномальным эффектом от древнего океанического блока Киама с обратной намагниченностью и вращательной геодинамикой изучаемого региона (см. рис. 2).

Средняя скорость вращения структуры, рассчитанная по палеомагнитным реконструкциям

Morris et al. [120] установили, что офиолиты массивов Троδος (о. Кипр) и Баер-Бассит (Сирия) были подвергнуты значительному вращению против часовой стрелки. Палеомагнитные реконструкции, проведенные рядом авторов [42, 43, 120], позволили построить наглядные геодинамические схемы, иллюстрирующие вращение структуры о. Кипр против часовой стрелки от мелового периода до позднего кайнозоя (рис. 4).

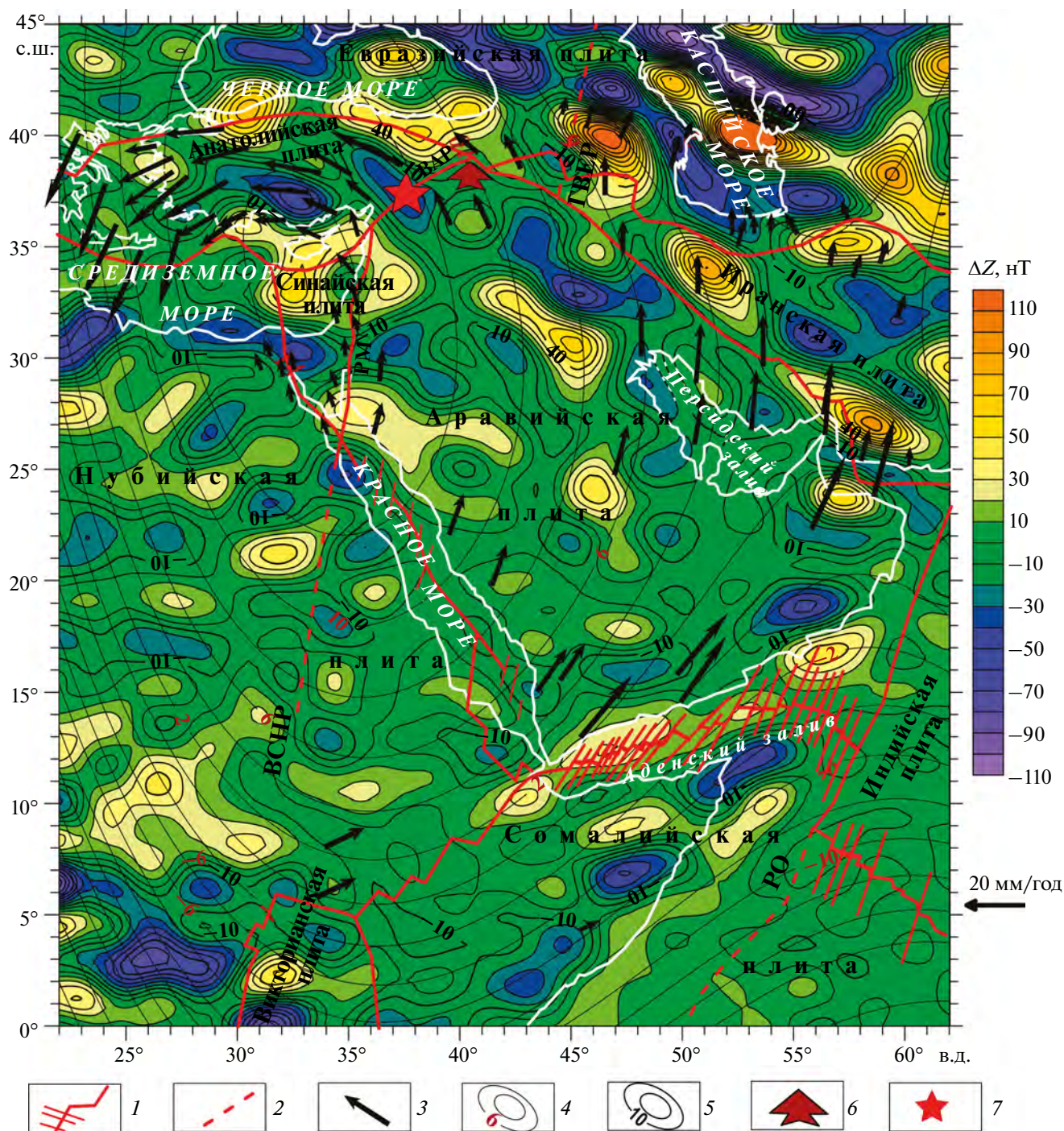


Рис. 3. Усредненная магнитная карта ΔZ , пересчитанная на один общий уровень 2.5 км над уровнем моря (исходные данные по [157]) для Африкано-Аравийского региона с основными тектоническими элементами, положением векторов GPS и остаточной спутниковой гравитационной аномалией.

Показана (линия белым) граница суша–море.

Обозначено: SF – Синайский разлом; ТММ – трансформный разлом Мертвого моря; ВАР – Восточно-Анатолийский разлом; ГВЕР – Главный Восточно-Европейский разлом; ВСНР – Восточно-Средиземноморско–Нубийский разлом; РО – разлом Оуэн; МТП – мезозойский террейновый пояс.

1–2 – разломы: 1 – внутриплитные, 2 – межплитные; 3 – векторы GPS (по [94, 98, 112, 129]); 4 – изолинии остаточного гравитационного поля (по [19]); 5 – изолинии магнитного поля; 6 – дистальная часть МТП; 7 – эпицентры двух основных катастрофических землетрясений, произошедших 06.02.2023 г. на востоке Турции (по [96])

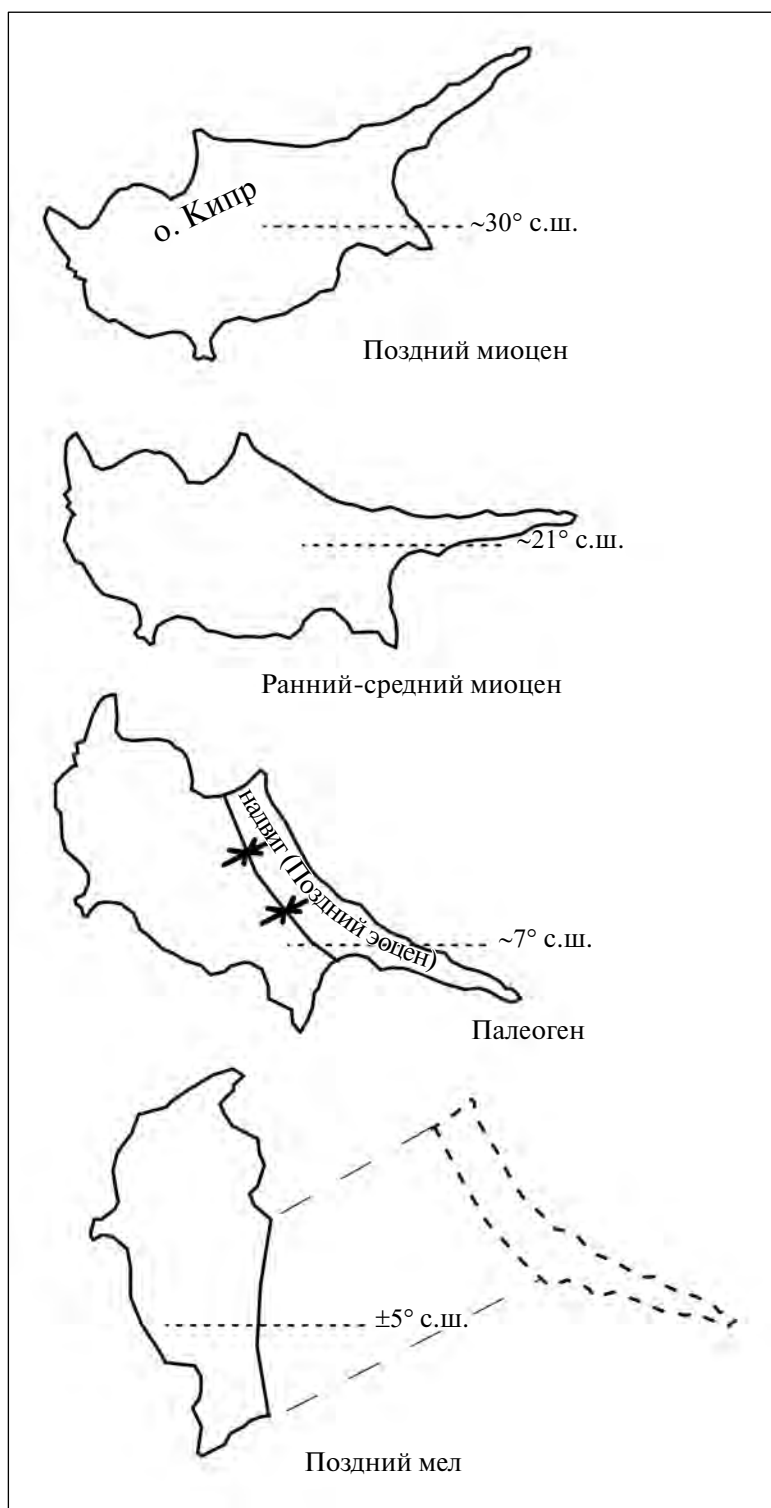


Рис. 4. Геодинамическая схема, иллюстрирующая вращение структуры о. Кипр от мелового периода до позднего кайнозоя по палеомагнитным данным (по данным [42], с изменениями).

Надо отметить, что схемы вращения субтеррейнов Махтеш Рамон (южный Израиль) и Хермон (северный Израиль) против часовой стрелки носят схожий характер [63], хотя здесь и имеется некоторое несогласие.

Средняя скорость вращения структуры может быть определена по детально исследованным палеомагнитным реконструкциям о. Кипр. Остров Кипр находится в центре проекции глубинной структуры и, соответственно, вращается вместе

с ней. Из рисунка ясно видно, что о. Кипр повернулся на 90° (1.5708 радиан) за время от нижне-среднего миоцена до позднего мела.

Для осредненной оценки периода времени ΔT будем использовать середины указанных геологических периодов: $\Delta T \approx 83 - 18 = 65$ млн лет. Средний радиус глубинной вращающейся структуры R может быть оценен как 800 км.

Для вычисления применена простейшая формула из механики, где скорость вращения объекта может быть определена из выражения

$$v = \frac{\Delta\varphi}{\Delta T} R, \quad (1)$$

где $\Delta\varphi - 90^\circ$, переведенные в радианы (1.5708), R — осредненный радиус вращающегося объекта (в мм), ΔT — время вращения (в годах). Подставляя вышеуказанные данные в формулу (1), мы получаем значение ≈ 18 мм в год, что близко к современным значениям вращения, определенным по данным GPS [54, 129].

Более подробно геодинамика различных блоков структур в пределах рассматриваемой территории Гондваны, в том числе и района Кипра, рассмотрена ранее в [19, с. 79–81]. Безусловно, помимо влияния глубинной структуры данный регион подвергнут воздействию других сложных тектоно-геодинамических эффектов на меньших глубинах.

Палеобиогеографическая схема

Изучение палеобиогеографических данных подтверждает глубинное вращение структуры и его связь с приповерхностными структурами. Рассматриваемый регион имеет важное значение для анализа спрединговой стадии развития (в основном мезозойской) океана Неотетис и прилегающих частей Гондваны и Лавразии. Особое внимание уделяется аномальным биогеографическим показателям, в частности остаткам раковин гигантских брахиопод *Septirhynchia*–*Somalirhynchia* [19] и средиземноморских брахиопод *Pygope* [65]. На основе анализа многочисленных источников были выделены три палеобиогеографические провинции (рис. 5):

- Бореальная (Евразийский шельф);
- Средиземноморская (Средиземноморский бассейн);
- Эфиопская (Нубийско-Аравийский бассейн).

Построенная палеобиогеографическая карта демонстрирует явление (см. красную стрелку) геодинамического перемещения тектонических блоков с остатками эфиопской фауны от современного

положения Персидского залива в Левант вплоть до Восточной пустыни Египта (см. рис. 5).

Этот факт доказывает движение против часовой стрелки восточных и центральных частей приповерхностных проекций аномальной глубинной структуры в юре и раннем мелу.

Таким образом, районы суши и форланда Западной Аравии и Восточной Нубии тектонически несогласно связаны с аллохтонным мезозойским террейновым поясом (МТП), передвигавшимся против часовой стрелки вдоль северной зоны центральной Гондваны. Эта геодинамическая особенность позволяет объяснить уникальность биогеографически аномальной зоны приращения террейновых блоков к палеоконтиненту Гондвана в левантийскую фазу тектонической активности [59]. Севернее этого пояса в пределах окраинно-океанической зоны (вдоль трансформных дуговых разломов) аллохтонный блок с палеомагнитной гиперзоной Киамы сместился на запад в современный Левантийский бассейн (см. рис. 3; см. рис. 5).

Наиболее важным выводом является существенная палеобиогеографическая дифференциация юрских и меловых экосистем северного и южного бортов океана Неотетис [65]. Это позволяет сделать заключение о времени начала воздействия вращающейся глубинной структуры на приповерхностные блоки земной коры. По нашим оценкам, это время может составлять 160–180 млн лет.

Об этом свидетельствует также возраст дайковых роев, развитых в субтеррейне Махтеш Рамон (южный Израиль). По радиометрическим данным, возраст наиболее древних даек составляет 165.7 млн лет [103]. Геодинамика вращения дайковых роев против часовой стрелки вблизи магматически активной зоны океана Неотетис в течение юрского и мелового периодов объяснена в работе [63].

Блок древней океанической коры, отвечающий палеомагнитной гиперзоне Киамы

Выявленный блок океанической коры с палеомагнитной гиперзоной Киамы был сформирован на расстоянии более 1000 км к северо-востоку, вблизи современного положения Персидского залива [20, 59, 84].

Рассмотрим эту структуру более подробно, чтобы показать связь между современными и палеокоординатами. Хорошо известно, что океан Неотетис начал формироваться в ранней перми вблизи восточной Аравии на границе с мезозойским террейновым поясом [19, 60, 84].

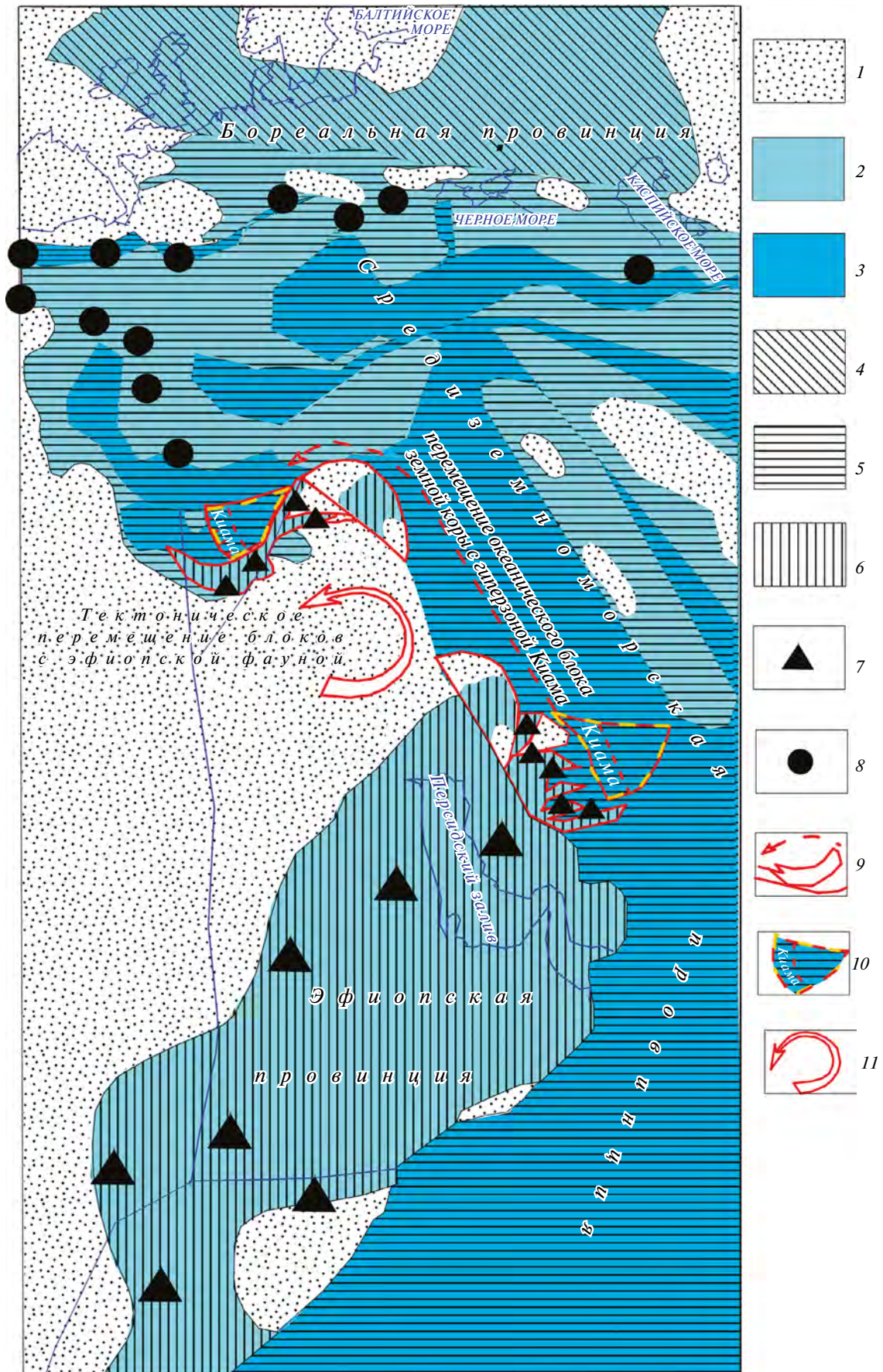


Рис. 5. Схематическая позднеюрская палеобиогеографическая карта переходной области Евразии и Гондваны с элементами последующей раннемеловой геодинамики мезозойского террейнового пояса.

При составлении карты использовались данные палеобиогеографические (по [7, 24, 29, 51, 65, 71, 87, 88, 92, 154]) и тектоно-геодинамические (по [19, 84, 134, 141]).

Показаны (линии синим) границы между морями и сушей.

1 – суша; 2 – континентальные щиты и дуги; 3 – океанические плато и рифты; 4–6 – палеобиогеографическая провинция: 4 – Бореальная, 5 – Средиземноморская, 6 – Эфиопская; 7–8 – точки нахождения брахиопод: 7 – эфиопских *Septirhynchia-Somalirhynchia*; 8 – средиземноморских *Pugore*; 9 – тектонические линии дискордантных палеобиогеографических замещений; 10 – блок океанической коры с палеомагнитной гиперзоной Киама; 11 – тектонические блоки, повернутые против часовой стрелки

Этот пояс развивался здесь в геологическом времени вплоть до границы юры и мела. После этого он начал двигаться против часовой стрелки вдоль дуговых трансформных разломов до середины раннего мела (133 млн лет назад), до консолидации с северным выступом аравийской части Гондваны. Аналогичное движение этого консолидированного блока (Киама), сложенного первичной, в основном пермско–триасовой океанической корой, началось вдоль дуговых трансформных разломов. В результате этот блок причленился в зоне к северу от аллохтонного мезозойского террейнового пояса.

Изначально этот блок Киама находился в 150–200 км севернее северо-западного края Персидского залива, на 32° северной широты, т.е. почти на тех же широтах, что и в современном аллохтонном положении. Учитывая дугообразное движение в пределах Аравийского выступа, этот блок спускался в Восточно-Средиземноморский прогиб с северо-востока, от 38–39° до 32° с.ш. в современных координатах.

Океанический блок Леванта с аномально древней корой – до позднего палеозоя (палеомагнитная гиперзона Киама) – изучен на основе комплексирования геофизических методов и корреляцией с обширным полем офиолитов Кармель–Нижняя Галилея [20, 40, 59, 62] (см. рис. 1, см. рис. 2, см. рис. 5, рис. 6А).

Геологически для изучения этой территории комплексно применялись радиометрические, фациальные и петрологические методы (см. рис. 6Б).

Здесь развита серия из четырех офиолитовых покровов общей мощностью до 4000 м и протяженностью до 40 км (рис. 7).

При этом в основании толщи развит наиболее молодой покров, содержащий офиолитовый меланж и кератофиры (возрастом до 164.3 млн лет). Наиболее древний покров оливин-базальтового меланжа (возрастом до 222.4 млн лет) занимает верхнюю часть разреза [62].

Это явление свидетельствует о том, что присоединение краевой части офиолитового пояса вблизи Галилейско-Ливанского террейна осуществлялось не линейными смещениями, а вращением океанической плиты против часовой стрелки. Более того, его древнейшая часть (относящаяся к палеомагнитной гиперзоне Киама) образует краевую западную границу Левантийского океанического террейна (рис. 6А) и, согласно сейсмическим данным [40], надвинута на более молодую автохтонную левантийскую кору.

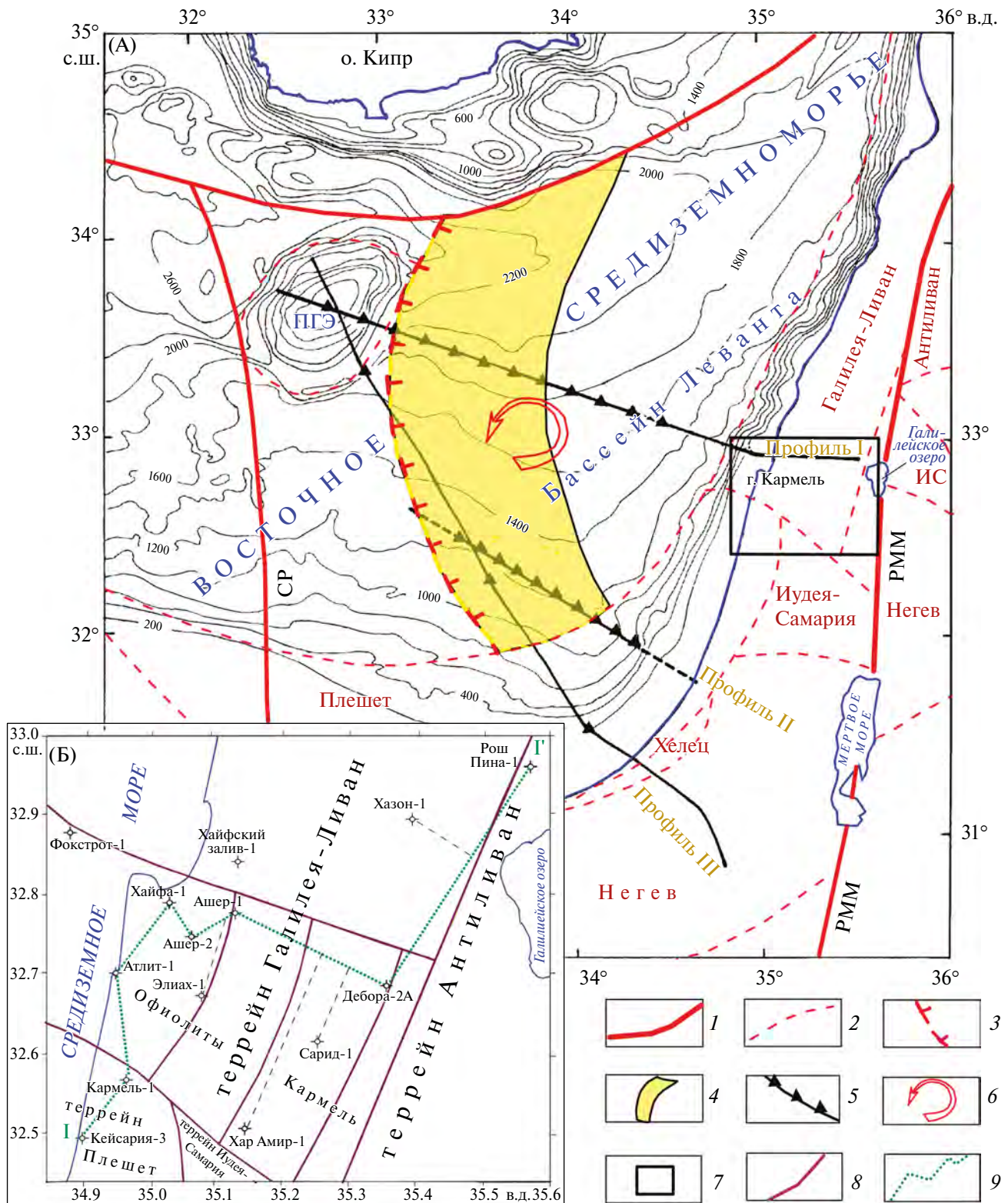
Палеомагнитный профиль Кармель-Галилея (север Израиля)

Приведена тектоническая схема северного Израиля с положением палеомагнитного профиля Кармель–Галилея (см. рис. 6Б).

Тектоно-палеомагнитный профиль построен не по отметкам современного рельефа, а по кровле аккумулятивной поверхности выравнивания, сформированной неокон–аптской толщей эффузивных траппов и отчасти обломочных осадков, заполняющих эрозионную поверхность, обусловленную подвижками Левантийской тектонической фазы (рис. 7, линия профиля I–I').

Этот профиль протягивается от юго-запада к северо-востоку – от побережья Средиземного моря до плато к северу от Галилейского озера (см. рис. 6Б). Линия разреза проходит через серию глубоких скважин от Кейсария-3 и Кармель-1 в террейне Плешет и далее к северу – через скважины Атлит-1, Хайфа-1, Ашер-2, Ашер-1 и Дебора-2А в террейне Галилея–Ливан и в пластинах офиолитов Кармель, переходя далее на север к разрезу скважины Рош Пина-1 в западной окраине террейна Антиливан.

Глубокие скважины, не проходящие через линию профиля, также использовались для построения как палеогеологического разреза, так и палеотектонической схемы поверхности левантийского несогласия в районе Кармель–Верхняя Галилея (см. рис. 7).



Террейны Плешет и Антиливан тектонически несколько приподняты по сравнению с террейном Галилея–Ливан. Этот профиль построен по кровле аккумулятивной выравнивающей поверхности нижнемеловых траппов, относящихся

к палеомагнитной зоне Халал-1 (105–131 млн лет) (здесь использована классификация палеомагнитных суперзон, предложенная Молостовским и др. [9]). Нижележащие триасово-юрские толщи, лежащие на карбонатной платформе МТП,

Рис. 6. (А) — положение комплексных сейсмо-грави-магнитных профилей в Восточном Средиземноморье и контур обратно намагниченного океанического блока земной коры (отвечающего палеомагнитной зоне Киамы) с данными батиметрии и элементами тектоники ([40, 63], с исправлениями и дополнениями); (Б) — упрощенная тектоническая схема центральной части северного Израиля с расположением скважин и палеомагнитного профиля I—I' (при построении карты были использованы данные из [59, 72]).

Показана (линия синим) граница между сушей и водными бассейнами.

Обозначено: ПГЭ — подводная гора Эратосфен; ИС — Иудея—Самария; РММ — разлом Мертвого моря; СР — Синайский разлом; Ан — Антиливан.

1 — границы литосферных плит; 2 — границы внутриплитных структур; 3 — граница фронтального надвига аллохтонного блока древней океанической коры Неотетис на автохтонную меловую кору бассейна западного Леванта; 4 — пространственное положение верхней кромки блока Киамы на глубинах от 10 до 11 км; 5 — расположение комплексных геофизических профилей (черные треугольники указывают на положение океанских донных сейсмометров); 6 — направление геодинамического перемещения Левантийского террейна с зоной Киамы из бассейна Неотетис в бассейн Леванта; 7 — контур положения (Б) с палеомагнитным профилем на карте (А); 8 — дизъюнктивные границы террейнов и офиолитовых пластин района Кармель—Галилея; 9 — положение палеомагнитного профиля I—I'

содержат дайки и силлы титон-неокомских базальтоидов (132–153 млн лет) и относятся к Гиссарской палеомагнитной зоне. Что касается самих террейнов, то карбонатная платформа представляет собой автохтонный комплекс, однако и карбонаты юры, и юрско-меловые интрузивные траппы были сформированы на доколлизийной стадии, когда террейны граничили с южной частью океана Неотетис на границе с Гондванским форландом.

Палеомагнитно-геодинамический профиль свидетельствует о развитии в Галилео-Ливанском террейне аллохтонного комплекса офиолитов, залегающего над карбонатной платформой (см. рис. 7).

Он образует четыре пластины разного возраста. Нижняя из них, самая молодая, сложена кератофировым меланжем с возрастом 162–164 млн лет (Омолонская палеомагнитная зона) и покрыта относительно глубоководными верхнеюрскими карбонатами, пронизанными интрузивными траппами Гиссарской зоны.

Две средние офиолитовые пластины сложены спилитовым и оливин-базальтовым меланжем (188–206 млн лет) и глубоководными юрскими карбонатами и, в целом, относятся к Омолонской палеомагнитной зоне.

Верхняя офиолитовая пластина, самая древняя, с возрастом 197.4–222.4 млн лет, сложена базальтовым меланжем и покрыта юрскими карбонатами (174 млн лет). Этот возраст соответствует палеомагнитным зонам Иллаварра-Омолон (см. рис. 7).

Динамика последовательного прикрепления офиолитовых пластин при коллизийных и сдвиговых перемещениях океанических плит и Галилео-Ливанского террейна в левантийскую фазу тектогенеза на рубеже раннего и позднего го-терива рассматривалась ранее [60]. Было показано,

что амплитуда горизонтальных смещений офиолитовых пластин могла достигать 120 км [60].

Анализ региональных геодинамических данных

Зона спрединга Красного моря содержит также признаки глубинной геодинамической активности [19] — эпицентры землетрясений на больших глубинах [148, 156]. Зона красно-морского спрединга совпадает с длинной осью вращающейся глубинной квазиэллипсоидной структуры. Хорошо известно, что длинная ось вращающейся структуры является наиболее геодинамически ослабленной зоной [1].

С.А. Ковачев и А.А. Крылов [5] напрямую связывают микросейсмичность в этом регионе (глубиной до 180 км) с вращающейся структурой мантии (впервые выявленной в работе [19]). Этот факт является дополнительным аргументом влияния глубинной вращающейся структуры на вышележащие геологические образования.

Подчеркнем, что вулкан Санторин, расположенный вблизи критической широты 35° с.ш. и несколько к западу от апикальной зоны проекции мантийной структуры, стал причиной одного из самых катастрофических событий в мировой истории (17 век до н. э.) [67]. В настоящее время (на 11 февраля 2025 г.) здесь была зарегистрирована повышенная геодинамическая активность.

Геодинамический анализ катастрофических землетрясений в Восточной Турции 06.02.2023

Ряд авторов указывают на значительное накопленное напряжение в этой области [26, 27, 90, 125, 127, 128, 136, 144]. Последние катастрофические землетрясения в Восточной Турции требуют их геодинамического осмысления. Два наиболее сильных события с магнитудой $M=7.95$ и $M=7.86$,

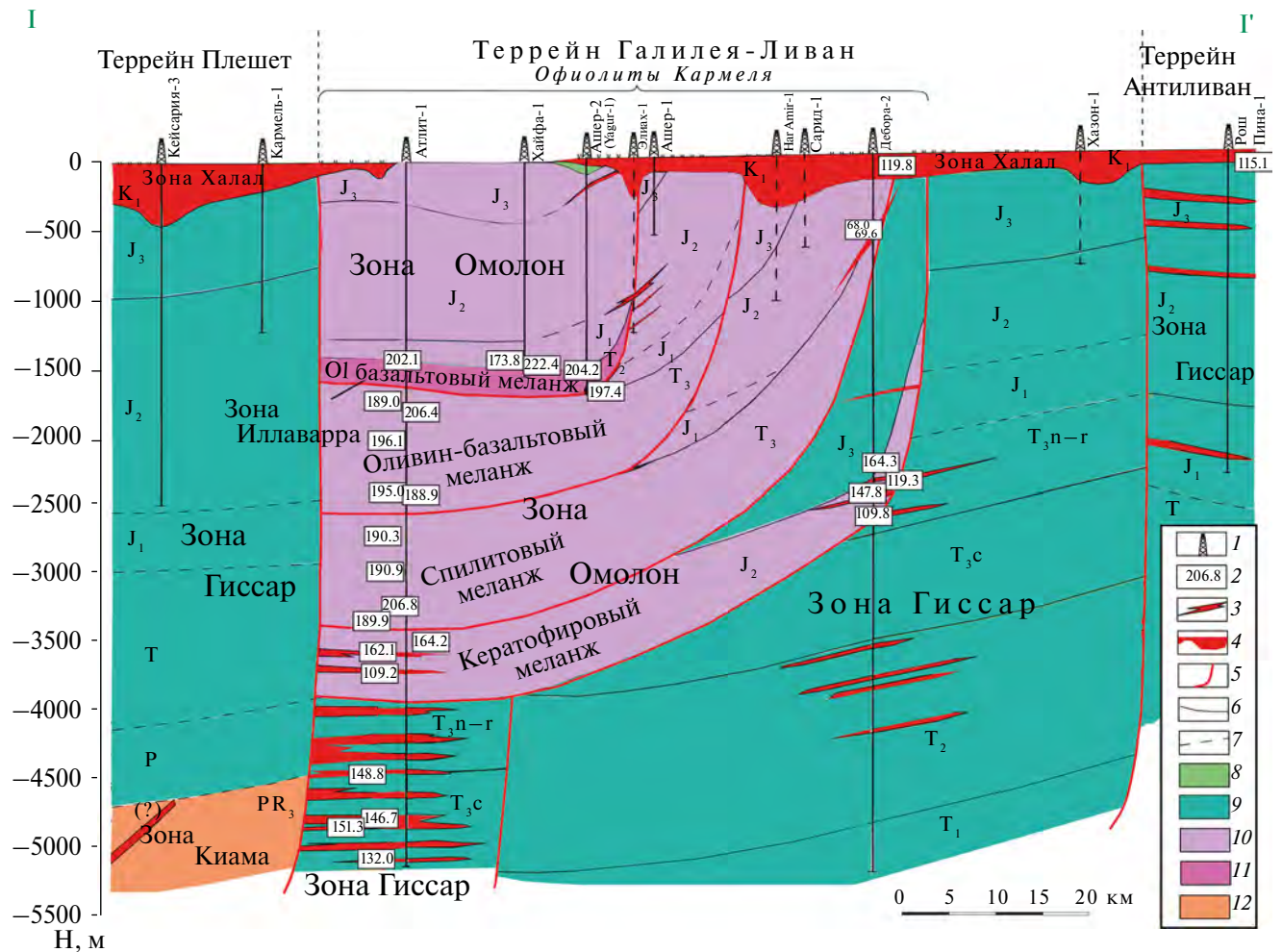


Рис. 7. Палеомагнитный профиль I—I' региона Кармель—Галилея по кровле аккумулятивной поверхности нижнемеловых траппов (с использованием данных [56, 60, 62, 72, 73, 78, 81, 84, 135]).

Положение профиля I—I' — см. рис. 6Б.

1 — скважины; 2 — радиометрический возраст; 3 — дайки и силлы; 4 — траппы; 5 — разломы; 6 — установленные стратиграфические границы; 7 — предполагаемое положение стратиграфических границ; 8—12 — палеомагнитные зоны: 8 — Халал, 9 — Гиссар, 10 — Омолон, 11 — Иллаварра, 12 — Киама

согласно оценкам USGS [93], наблюдались с интервалом в 9 часов 06 февраля 2023 года, за ними последовала серия афтершоков:

- 4 афтершока с магнитудой $M \geq 6$;
- около 40 афтершоков с магнитудой $M \geq 5$;
- более 200 афтершоков с магнитудой $M \geq 4$.

Значения ускорения грунта, зарегистрированные в некоторых районах вблизи разрыва разлома, превышали $1g$ [35] и даже $2g$ [47], т.е. амплитуда этих катастрофических землетрясений, возможно, была еще выше. Эти геодинамические события были самыми мощными землетрясениями в Турции за последние 2000 лет [97]. По данным Karabulut et al. [96], этим катастрофическим землетрясениям предшествовало многолетнее сейсмическое “молчание”.

Этот факт свидетельствует о длительном накоплении сейсмического напряжения.

Приведенные нами значения указывают на колоссальное напряжение, созданное в земной коре [64]. Регион, где произошли эти сильнейшие землетрясения, представляет собой тектонически сложную зону, состоящую из четырех тектонических плит — Евразийской, Аравийской, Африканской и Эгейско-Анатолийской. Совместное перемещение этих плит, состоящих из тектонических элементов разного возраста, происходит со средней скоростью 8–20 мм в год [54, 129].

Однако после двух отмеченных мощных толчков Эгейско-Анатолийская плита сместилась на юго-запад (т.е. против часовой стрелки)

на три метра; далее это смещение продолжалось еще несколько раз (всего плита сместилась более чем на 12 метров) [8]. Таким образом, указанное смещение произошло по ходу вращения гигантской мантийной структуры.

Обобщенные данные глубинного сейсмотомографического анализа

Присутствие аномальной структуры в нижней мантии под Восточным Средиземноморьем и окружающими регионами подтверждается результатами глубинной сейсмической томографии [12, 107, 138, 146, 147, 152], которые указывают на аномальные скорости прохождения продольных и поперечных волн на глубинах 1200–1900 км.

Нами приведены профили, построенные на основе [107], где белыми кружками нами обозначены центры распределения аномальных масс в нижней мантии [12] (рис. 8, рис. 9).

На основе анализа этих и других профилей нами была построена сейсмотомографическая схема, совмещенная с остаточной гравитационной аномалией, выделенной из спутниковых данных [12, 83, 107, 147] (рис. 10).

По сейсмотомографическим данным нами было построено распределение центра масс аномальной структуры в нижней мантии. При этом наименьшие глубины от 1400 до 1500 км совпадают с изолиниями апикальной части глубинной мантийной структуры, а наибольшие (от 1800 до 1900 км) приурочены к периклинальным зонам этого поднятия. На этой схеме хорошо видно согласное расположение этих независимых геофизических данных (см. рис. 10).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В данной работе осуществлен комплексный анализ региона Северная Африка – Западная Азия, где представлены многочисленные активные разломы и взаимодействующие тектонические пояса, сложный контур континентальной и океанической коры разного возраста и высокая геодинамическая активность. Кроме того, этот регион характеризуется существенными аномалиями сейсмических скоростей, зарегистрированными в верхней и нижней мантии, что свидетельствует о сложности строения на этих глубинах. Мы предполагаем, что тектоническая нестабильность этого региона, расположенного в зоне сочленения Центральной Гондваны и Евразии, определяется геодинамической

интенсивностью глубинных процессов в нижней мантии [19]. По мнению Оровецкого и Кобалева [10], один из двух геодинамических палеоэкваториальных узлов Земли находится практически в геометрическом центре проекции выявленной глубинной структуры.

Приведенные в данной работе новые доказательства существования вращающейся против часовой стрелки гигантской мантийной структуры и ее воздействия на вышележащие геологические образования и тектонические блоки практически не вызывают сомнения.

Мы задаемся вопросом: что может представлять собой выявленная мантийная вращающаяся структура? Многие ученые полагают, что наши знания о нижней мантии Земли еще крайне малы.

Garnero and Richardson [46] недавно опубликовали статью о существовании целых “материков” в нижней мантии Земли, характеризующихся повышенным содержанием железа, и, соответственно, более высокими скоростями прохождения сейсмических волн. Мы полагаем, что одного геофизического или геологического метода как для выявления подобных глубинных структур, так и для распознавания их влияния на поверхностные (в сравнении с глубиной залегания структуры) геологические образования совершенно недостаточно. Поэтому мы и используем возможно широкий комплекс геолого-геофизических методов.

Ранее выявленные доказательства включали следующие факторы [19]:

i – остаточная эллиптическая гравитационная аномалия, полученная полиномиальной обработкой спутниковых наблюдений;

ii – совпадение гравитационных аномалий, наблюдаемых на земной (водной) поверхности, со спутниковой остаточной аномалией;

iii – наличие эллиптического распределения аномалий GPS, показывающих движение против часовой стрелки, и совпадающее с остаточной гравитационной аномалией;

iv – аномалия изолиний геоида, отвечающая пунктам (1) и (3);

v – преобладающее направление палеомагнитных векторов, показывающее движение тектонических блоков против часовой стрелки;

vi – критическая широта Земли 35° идеально совпадает с центром проекции выявленной структуры;

vii – левосторонняя асимметрия осадочных бассейнов (Красное и Мертвое моря и Галилейское

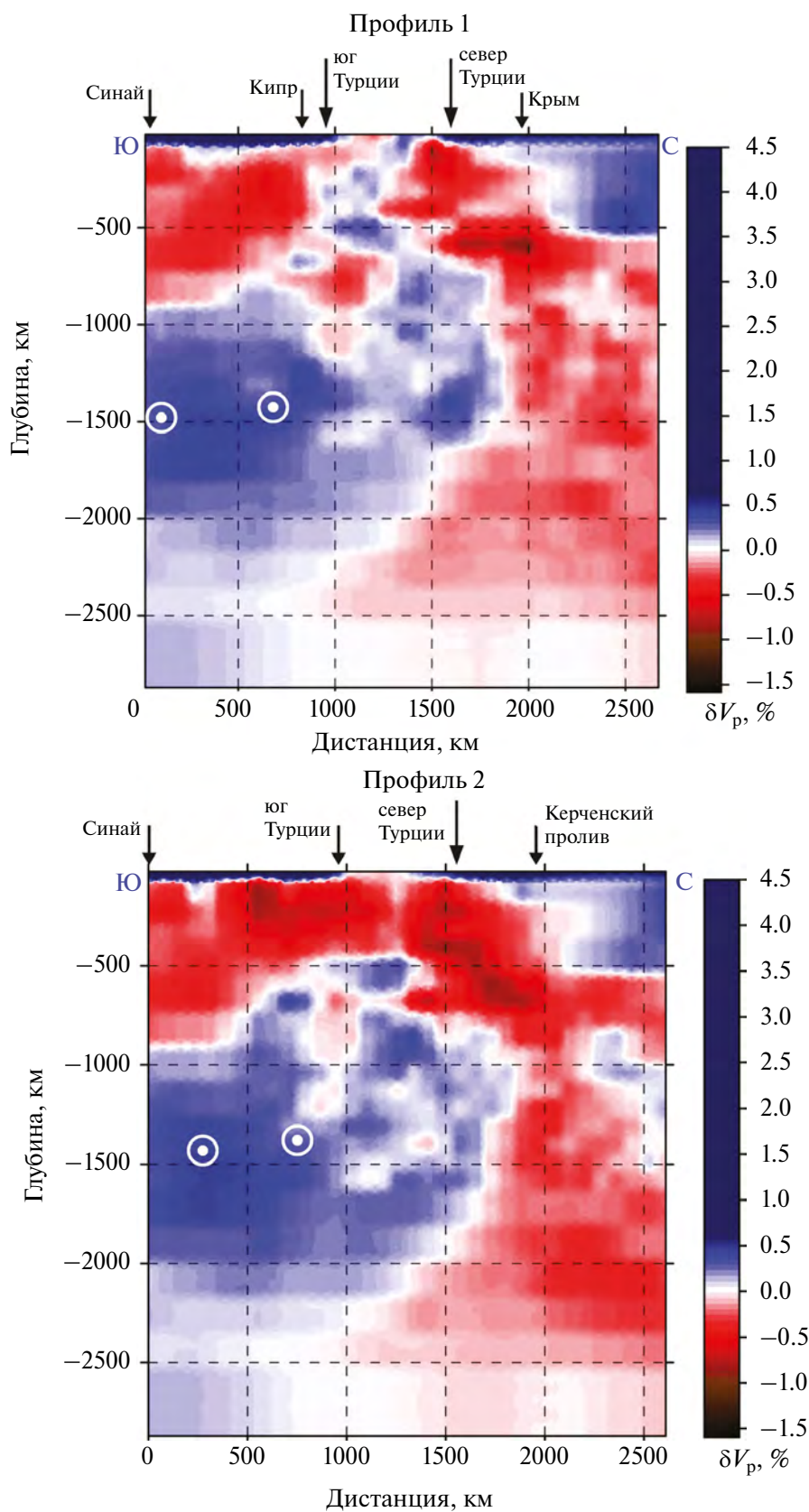


Рис. 8. Сейсмотомографические профили 1 и 2 (по данным [12, 107]).

Показано (кружки белым с точкой в центре) положение центра масс аномальной мантийной структуры.

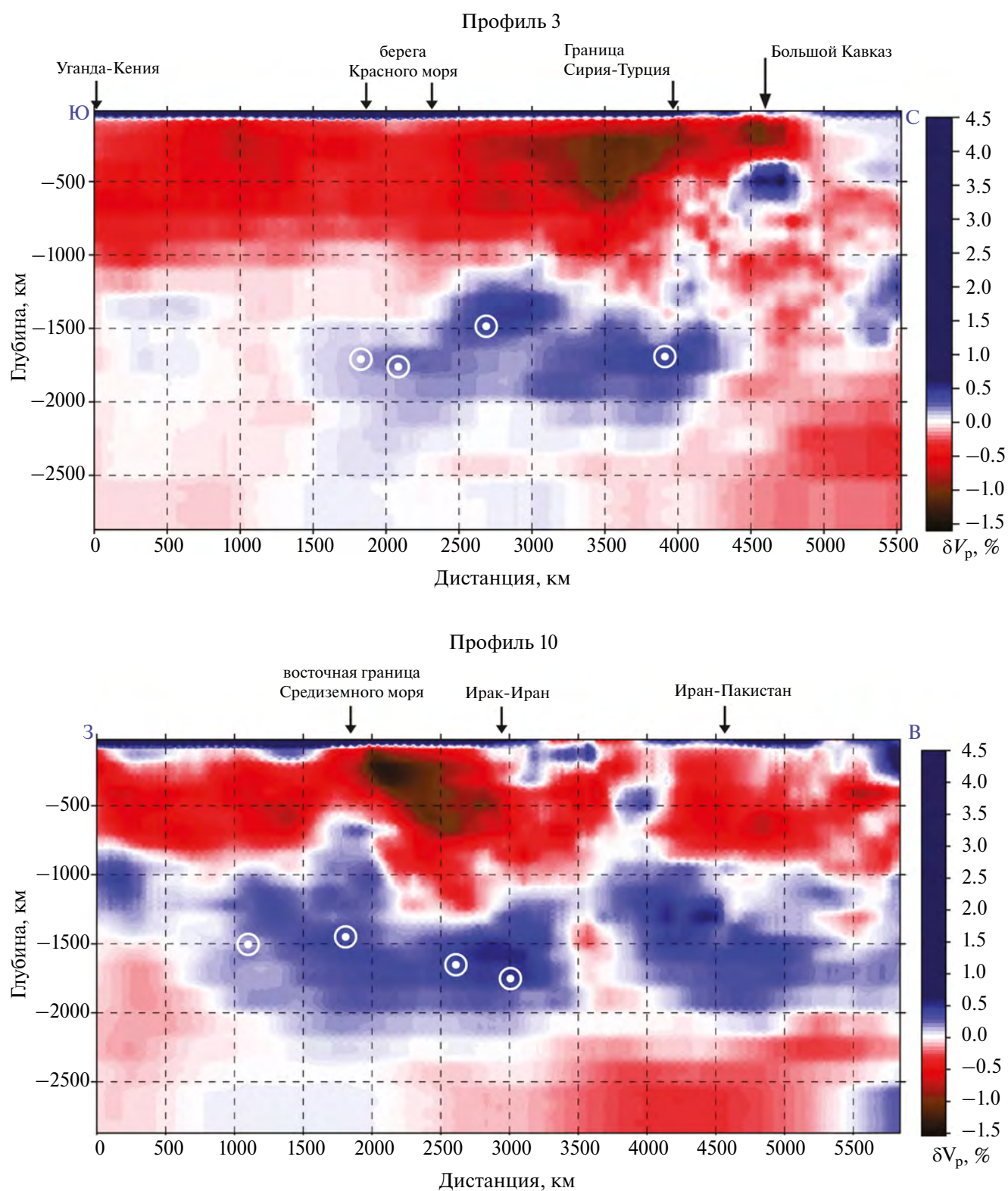


Рис. 9. Сейсмотомографические профили 3 и 10 (по данным [12, 107]).

Показано (кружки белым с точкой в центре) положение центра масс аномальной мантийной структуры.

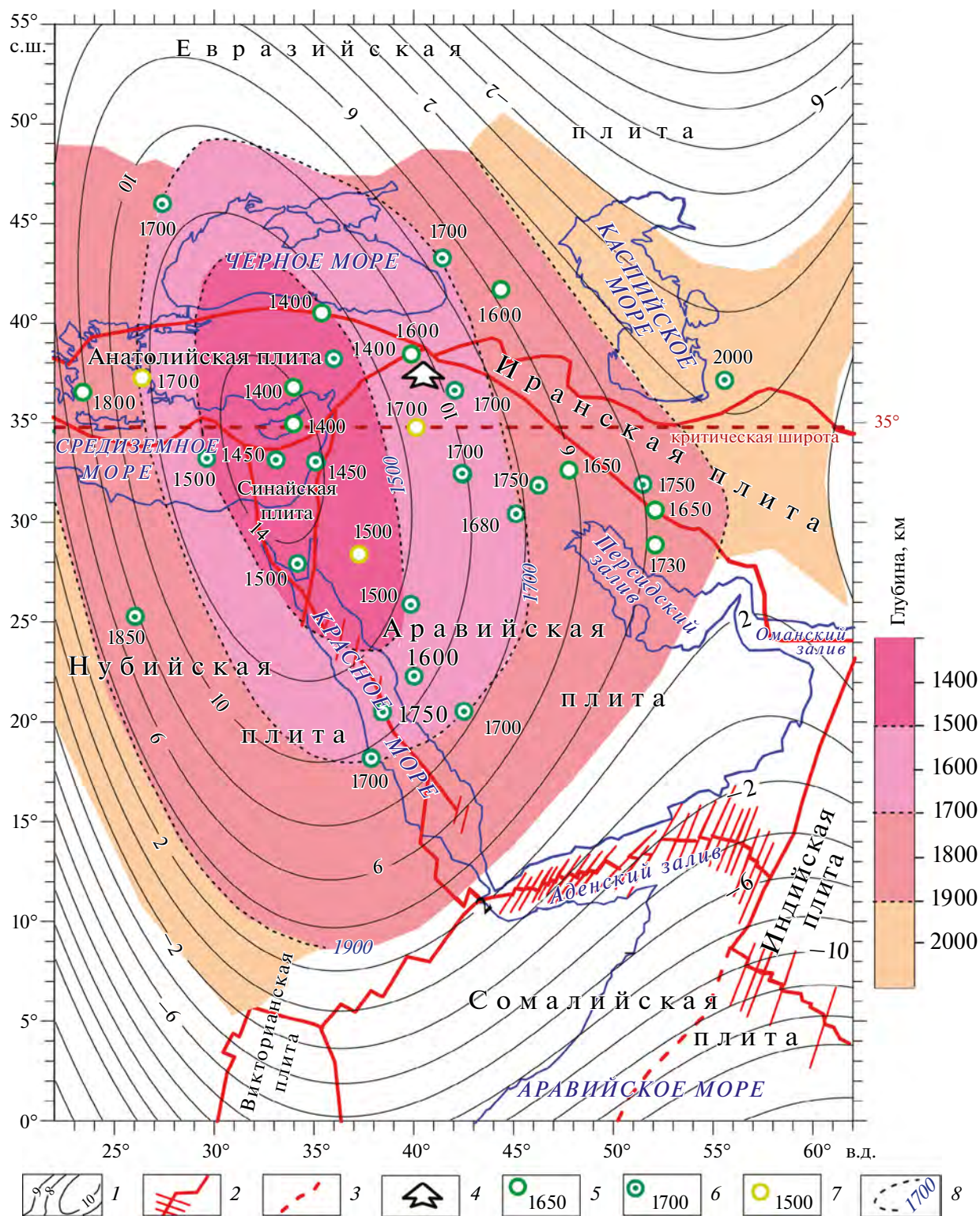


Рис. 10. Сравнение комбинированных данных сейсмической томографии с изолиниями остаточной спутниковой гравитационной аномалии.

1 – изолинии остаточной спутниковой гравитационной аномалии; 2 – основные межплитные разломы (по [19], с дополнениями); 3 – основные внутриплитные разломы; 4 – дистальная часть мезозойского террейнового пояса (МТП); 5 – глубины, соответствующие значениям, полученным из профилей работы [146]; 6 – глубины, соответствующие значениям, полученным по профилям из работы [12], на основе [107]; 7 – глубины, соответствующие значениям, полученным по профилям из работы [83]; 8 – изолинии глубин залегания аномальной структуры в нижней мантии, полученным по комплексному анализу томографических профилей (по [12, 83, 107, 146])

озеро) указывают на вращения региона против часовой стрелки;

viii — многочисленные изученные мантийные породы и минералы, найденные в исследуемом регионе, свидетельствуют о геодинамической активности, обусловленной длительным вращением мантийной структуры;

ix — первичный анализ палеобиогеографических данных, показывающий появление типичной эфиопской фауны в Восточном Средиземноморье;

x — первичный анализ сейсмотомографических разрезов;

xi — ряд тектоно-структурных построений.

К числу новейших доказательств относятся:

— карта магнитного поля ΔZ (для высоты 2.5 км над уровнем моря) для изучаемого региона, хорошо передающая круговое вращение;

— сейсмотомографическая схема, построенная на основе анализа девяти глубинных сейсмических профилей и демонстрирующая безусловное согласие с результатами других геофизических методов;

— палеобиогеографическая схема, показывающая перенос эфиопской фауны в область Восточного Средиземноморья и возможную траекторию смещения древнего блока океанической коры с палеомагнитной гиперзоной Киама;

— расчет времени вращения проекции глубинной структуры по палеобиогеографическим и палеомагнитно-геодинамическим данным;

— интерпретацию особенностей тектоно-палеомагнитного разреза Мезозойского пояса района горы Кармель и плато Верхней Галилеи, связанных с вращательным движением блока океанической коры Киама;

— сейсмологические факторы: длительное влияние вращения глубинной структуры на верхние оболочки Земли, приведшее к созданию напряжений в земной коре, что наряду с другими сейсмологическими факторами обусловило, по всей видимости, разрушительные землетрясения 06.02.2023 в Восточной Турции.

Показана упрощенная тектоно-палеомагнитная схема региона, наложенная на изолинии остаточной спутниковой гравитационной аномалии (см. рис. 1). Элементы ротационной динамики, полученные из палеомагнитного анализа данных, в основном совпадают с вращением против часовой стрелки проекции глубинной структуры, что хорошо согласуется с имеющимися данными GPS и магнитного поля ΔZ (см. рис. 1, см. рис. 3).

Немаловажно отметить, что четыре независимых геофизических метода — положение векторов

GPS, аномалий магнитного поля, палеомагнитные данные и изолинии остаточной гравитационной аномалии — фиксируют контур одной и той же структуры, вращающейся против часовой стрелки (см. рис. 1, см. рис. 3)

Геодинамическая схема, составленная Borradaile et al. [42] на основе анализа палеомагнитных данных, указывает на то, что вращение о. Кипр против часовой стрелки происходит не менее 70 миллионов лет (на самом деле, вращение квазиэллипсоидной мантийной структуры и, соответственно, о. Кипр, находящегося в центре проекции этой структуры, более чем в два раза превосходит этот период). На основе факта нахождения указанного острова в центре проекции глубинной структуры и многочисленных палеомагнитных данных в окружающих областях, относящихся к этой проекции, это дает нам минимальное время, от которого мы можем начинать расчет времени вращения.

Проведенный нами комплексный анализ палеобиогеографических данных и геодинамических построений позволил оценить начало времени вращения в 160–180 млн лет назад [65]. В этом контексте следует отметить работу [123], в которой на основании исследования палеомагнитных данных пород триаса в ряде регионов было сделано предположение, что в этот период ось спрединга древнего океана Неотетис, находившегося ранее на месте изучаемого региона, была повернута против часовой стрелки. Приведенные геодинамические особенности хорошо согласуются с наиболее древним (165.7 млн лет) радиометрическим возрастом вращающегося дайкового комплекса Махтеш Рамона [64].

Данные палеомагнитных исследований и геодинамическая палеомагнитная схема однозначно показывают вращение центральной части проекции глубинной структуры против часовой стрелки (см. рис. 1, см. рис. 4). Геодинамическая нестабильность, возникающая в периферических областях проекции глубинной структуры, обуславливает появление вращений как по часовой стрелке, так и против нее. За пределами проекции преобладают повороты по часовой стрелке.

Критическая широта Земли 35°, с которой связывают глобальные геодинамические возмущения, практически пересекает центр проекции глубинной структуры (см. рис. 1, см. рис. 10). Сочетание всех этих факторов указывает на наличие в центрально-западной части региона геодинамической вихревой структуры, в центре

Таблица 1. Многофакторный анализ геолого-геофизических явлений, отражающих существование глубинной структуры, вращающейся против часовой стрелки

№	Данные	Интерпретация
1	Спутниковые гравиметрические данные	Расчет остаточной гравитационной аномалии показывает контур эллипсоидальной структуры. Результаты количественной интерпретации остаточной гравитационной аномалии указывают на ее глубину над апикальной зоной ~ 1450 км [19] (см. рис. 1).
2	Гравитационные данные “море/суша”	Аномалии силы тяжести на суше (море) совпадают с остаточной спутниковой аномалией силы тяжести [22].
3	Анализ палеомагнитных данных	Палеомагнитные данные указывают на преобладающее вращение блоков земной коры против часовой стрелки [63] (см. рис. 1, см. рис. 2, см. рис. 4).
4	Распределение векторов GPS	Анализ распределения векторов GPS указывает на их эллипсоидальное распределение и поворот против часовой стрелки [54, 94, 98, 112, 129] (см. рис. 3).
5	Анализ магнитных данных	Распределение магнитного поля ΔZ на высоте 2.5 км над уровнем моря в основном совпадает с остаточной аномалией силы тяжести и расположением векторов GPS (см. рис. 2, см. рис. 3).
6	Аномалии изолиний геоида	Аномальный рисунок геоида, совпадающий с №№ 1, 4 и частично №5 данной таблицы [19].
7	Критическая широта Земли	Критическая широта Земли $+35^\circ$ совпадает с центром глубинной структуры (см. рис. 1, см. рис. 10).
8	Палеобиогеографические данные	Изучение палеобиогеографических данных указывает на вращение поверхностных (приповерхностных) слоев против часовой стрелки (см. рис. 5).
9	Асимметрия осадочных бассейнов	Геоморфологическая асимметрия в рифтовой зоне Красного моря, в бассейне Мертвого моря и в Галилейском озере в основном геодинамически обусловлена вращением против часовой стрелки [19], основываясь на [38, 44, 137].
10	Многочисленные петрологические и минералогические данные	Петрологические и минералогические данные характеризуют тектоническую и геодинамическую активность в пределах проекции глубинной структуры на приповерхностную часть геологического разреза [18, 21, 23, 24, 33, 52, 68, 79, 80, 109–111, 143, 149].
11	Региональные сейсмотомографические исследования	Сейсмотомографические данные отображают аномальные параметры среды в нижней мантии (~1400–1900 км) исследуемого региона [12, 107, 138, 146, 147, 152].
12	Интенсивная глубинная микросейсмичность Персидского залива и массива Загрос	С.А. Ковачев и А.А. Крылов [5] напрямую связывают микросейсмичность в этом регионе (до 180 км в глубину) с вращающейся структурой мантии (впервые выявленной в работе [19]). В этом же регионе были обнаружены глубоко залегающие аномальные зоны [46].
13	Блок океанической коры, относящийся к палеомагнитной зоне Киама	Воздействие вращения глубинной структуры предотвратило субдукцию древнего океанического блока Киама и сохранило его до настоящего времени [20, 59, 63] (см. рис. 1, см. рис. 2, см. рис. 3, см. рис. 4).
14	Тектоно-палеомагнитный разрез офиолитовых пластин и континентальных террейнов Мезозойского пояса района горы Кармель и плато Верхней Галилеи	Особенности блокового строения, состав офиолитовых комплексов и радиометрический возраст интрузивных, эффузивных траппов и офиолитов свидетельствуют о сложности аккреционных движений блока Киама и его поворотов по отношению к континентальным террейнам Мезозойского пояса (см. рис. 7).
15	Многочисленные тектоно-геодинамические данные	Прежде всего, это результаты катастрофических землетрясений в Восточной Турции 06.02.2023, обусловленные движением тектонических блоков против часовой стрелки. В результате большие участки суши сместились в этом направлении более чем на 12 м [8, 42, 96, 125, 126] (см. рис. 1, см. рис. 2, см. рис. 3, см. рис. 4).
16	Приподнятая поверхность с контрастной плотностью в литосфере, рассчитанная с использованием 3D трансформаций	Приподнятая часть литосферных блоков совпадает с длинной осью проекции глубинной мантийной структуры [19, 66].
17	Направление горизонтального мантийного потока	Направление горизонтального мантийного потока против часовой стрелки [49] хорошо коррелирует с данными GPS и изолиниями остаточной аномалии Δg . Кроме того, поток имеет особую точку вращения непосредственно в районе турецких землетрясений 06.02.2023 г. [64].

которой находится кипрская высокоамплитудная гравитационная аномалия [19, 75].

Выходы на поверхность многочисленных глубинных мантийных элементов в пределах контура глубинной структуры приведено в [19, 21, 33, 48, 52, 59, 60, 68, 77, 79, 143]. Этот факт указывает на высокий уровень тектоно-геодинамической активности в исследуемом регионе.

Проведенный анализ сейсмотомографических данных однозначно свидетельствует о наличии глобальной аномалии в нижней мантии на рассматриваемых глубинах (см. рис. 8, см. рис. 9, см. рис. 10).

Построенная схема, основанная на компиляции сейсмотомографических данных, показывает надежную корреляцию с гравиметрическими и другими геофизическими данными (см. рис. 10).

В тектоно-магматическом плане отмеченная региональная асимметрия бассейна Красного моря является еще более отчетливой [19]. Большинство дайковых комплексов олигоценово-раннемиоценовых интрузивных траппов, маркирующих заложение протяженного рифта Красного моря, развито на его Аравийском побережье и в Синае — к востоку от Суэцкого грабена. Более молодые, обширные по площади пятна эффузивных траппов среднего миоцена—плейстоцена развиты восточнее дайковой полосы, продолжаясь и как бы поворачивая далее к северу по направлению против часовой стрелки к Паннонскому массиву Закарпатья и далее по дуге на юг — в область такого важного в магматическом отношении узла, как вулкан взрывного типа Санторин. Указанный вулкан (расположенный вблизи критической широты 35° и проекции центра глубинной структуры на поверхность) явился в 17-м веке до н. э. основой одной из самых значимых геокатастроф в истории человечества.

Тектоно-структурный анализ составленной карты (рис. 1) описывает наиболее существенные черты региональной деформации земной коры с субширотным Альпийским поясом и субмеридиональным Неопротерозойским поясом с дугообразным выступом МТП в зоне их сочленения. Совокупность тектонических и палеомагнитных данных показывает, что примерно в этой зоне развиты глубинные диагональные разломы, вблизи которых на западе преобладает вращение тектонических блоков против часовой стрелки, а на востоке — по часовой стрелке (см. рис. 1).

Рассматриваемая зона катастрофических землетрясений в Восточной Турции, произошедших

06 февраля 2023, развита западнее дугообразного выступа. Отметим работу [49], где была построена модель горизонтального распределения мантийного потока для изучаемого региона. Направление этого мантийного потока хорошо коррелирует как с поведением векторов GPS, так и с остаточной спутниковой аномалией силы тяжести. Кроме того, мантийный поток создает особую сингулярную точку именно в зоне высокомагнитудных землетрясений.

Карта мощности литосферы, полученная из анализа спутниковых гравитационных данных, показывает не только геодинамическую асимметрию восточного и западного побережий Красного моря, но и подчеркивает некоторые элементы вращения против часовой стрелки [19].

Центральная — апикальная — часть глубинной мантийной структуры образует Синайскую литосферную плиту, ограниченную меридионально двумя описанными выше разломами, а на севере — разломом юга Эгейско-Анатолийской плиты.

Южной своей частью остров Кипр с развитием мелового мантийного диапира, выходящего на поверхность, причленяется к зоне океанического террейна Восточного Средиземноморья с древнейшей в мире океанической корой зоны Киамы. Мы полагаем, что именно вращение глубинной структуры предотвратило субдукцию этого блока океанической коры и позволило сохранить его до нашего времени.

Наиболее активные геодинамические процессы развиты в апикальной части глубинного целевого контура (см. рис. 1, см. рис. 2, см. рис. 3).

В зоне контакта активных разломов в зоне трансформного разлома Мертвого моря и Восточно-Анатолийского разлома происходит разрядка глубинных напряжений в дистальной части движущейся на север Аравийской литосферной плиты с отклонением очаговых зон высокомагнитудных землетрясений на юго-запад, в направлении движения блоков против часовой стрелки (см. рис. 1, см. рис. 3). Это стало причиной смещения Анатолийской плиты в этом направлении в сторону Средиземного моря.

Особое внимание мы уделим мантийному происхождению выявленного комплексного регионально-геолого-геофизического явления, учитывая следующие факторы:

- количественная переинтерпретация остаточной спутниковой гравитационной аномалии дала глубину 1450 км (центр распределения масс);

- сейсмотомографические исследования показывают наличие в исследуемом регионе аномальных зон на глубине 1200–1900 км;

— карта изолиний геоида, как и карта остаточной гравитации, несомненно, указывает на глубинное происхождение целевого проявления;

— критическая широта Земли (35°) является глобальным геодинамическим фактором и никак не может быть связана с приповерхностными (в данном случае — десятки километров) структурами;

— многочисленные минералого-петрологические данные свидетельствуют о наличии аномального объема минералов и пород мантийного происхождения.

Такое широкое развитие в исследуемом регионе мезозойских и кайнозойских трапповых бассейнов и интрузивных проявлений, образующих протяженные линейно вытянутые структуры, требует теоретического обоснования.

Отметим, что ряд авторов [13, 139] утверждают, что внутриплитный (платформенный) магматизм (траппы, платобазальты, кимберлиты) и металлогения не могут быть объяснены или спрогнозированы моделью тектоники плит.

Выделенная вращающаяся глубинная структура хорошо объясняет происхождение линейных структур континентального магматизма, не нашедших ранее достаточно мотивированного тектоно-геофизического обоснования. Зоны развития неогеновых эффузивных траппов и дайковых комплексов, а также места обнаружения алмазов в Египте, Израиле и Сирии хорошо согласуются с длинной осью выявленной структуры (ослабленной зоной) [19].

Небезынтересно отметить, что выявленный аномальный объект [19] уже используют, например, в качестве обоснования проведения региональных магнитотеллурических исследований на Аравийско-Нубийском щите [118] и объяснения микросейсмичности Персидского залива [5].

Мы предполагаем, что вращающаяся мантийная структура способствует переносу энергии в вышележащие блоки и геологические образования с помощью тепловой конвекции. Существование гигантской мантийной кольцевой структуры доказывается совокупностью следующих независимых геофизических—геологических факторов (хорошо укладываемых в единую физико-геологическую модель), главные компоненты которой (17 пунктов) представлены в таблице 1.

Случайное совпадение этих семнадцати независимых положительных факторов (мы рассматриваем только основные показатели) [101] крайне маловероятно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мантийное (глубинное) происхождение рассматриваемого геодинамического явления следует из нескольких представленных доказательств. Комплексное исследование подчеркивает связь между выявленной вращающейся против часовой стрелки мантийной структурой и различными геолого-геофизическими особенностями тектонических блоков.

Вероятностная оценка случайного совпадения всех этих факторов (остаточная спутниковая гравитационная аномалия, аномалии силы тяжести на суше (море), распределение векторов GPS, карта магнитного поля ΔZ , ориентация палеомагнитных векторов, схема изолиний геоида, критическая широта Земли, палеобиогеографические построения, асимметрия осадочных бассейнов, сейсмотомографические данные, минералого-петрологический анализ, блок океанической коры, относящийся к палеомагнитной гиперзоне Киама, и многочисленные тектонико-структурные данные) крайне мала.

Мы полагаем, что эта структура повлияла на происхождение Кипрской высокоамплитудной гравитационной аномалии, конфигурацию Синайской плиты, вращение Мезозойского террейнового пояса против часовой стрелки, геометрию асимметричных бассейнов вдоль трансформы Мертвого моря, предотвращение субдукции блока океанической коры, соответствующего палеомагнитной гиперзоне Киама в Восточном Средиземноморье, а также на существенные тектоно-палеомагнитные особенности разреза Кармель—Галилея (северный Израиль).

Открытие глубинной аномальной структуры объясняет существование внутриплатформенных магматических поясов, которые ранее не находили объяснений в рамках существующих теорий. Вращающаяся структура мантийного кольца, влияющая на многие тектоно-геодинамические процессы, может быть глобальным геодинамическим фактором, способствующим расширению Красного моря.

Мы предполагаем, что гигантское накопленное напряжение, вызванное вращением глубинной мантийной структуры против часовой стрелки, было существенной причиной (вместе с известным тектонически опасным сейсмологическим разломом в этой области), вызвавшей катастрофические землетрясения в Турции 6 февраля 2023 года. Дальнейшее изучение этого явления должно включать комплексные геофизико-геологические исследования для выявления зон с наибольшим накоплением напряжений и высокой сейсмической активностью.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны анонимному рецензенту и рецензенту Ю. Л. Ребечкому (ИФЗ АН, г. Москва, Россия) за полезные комментарии. Авторы благодарят редактора М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование проводилось без привлечения финансирования.

СЛЕДОВАНИЕ НОРМАМ
НАУЧНОЙ ЭТИКИ

Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алейников А.Л., Беликов В.Т., Эпельбаум Л.В. Некоторые физические основы геодинамики. — Тель-Авив: Кедем, 2001. 167 с.
2. Бурмин В.Ю., Шумлянская Л.А. Современная сейсмичность Крыма // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 42. № 2. С. 5–17.
3. Исмаил-заде Т.А. Палеомагнитные исследования мезо-кайнозоя Азербайджана. — Автореф. дис. ... д. ф.-м. н. — М.: ИФЗ РАН, 1983. 47 с.
4. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. — М.: Наука. 1987. 205 с.
5. Ковачев С.А., Крылов А.А. Микросейсмичность Персидского залива и горного массива Загрос согласно донным сейсмологическим наблюдениям // Вулканология и сейсмология. 2023. № 6. С. 41–59. Doi: <https://doi.org/10.31857/S0203030623700335>
6. Левин Б.В., Сазорова Е.В., Доманский А.В. Свойства “критических широт” вариации вращения и сейсмичность Земли // Вестн. ДВО РАН. 2013. № 3. С. 3–8.
7. Макридин В.П., Кац Ю.И., Кузмичева Е.И. Принципы, методология и особенности фауны коралловых построек для зоогеографического районирования юрских и меловых морей Европы, Средней Азии и сопредельных стран. — В сб.: *Ископаемые организмы и методы их изучения*. — Ред. Г.А. Смирнов, М.Л. Клужина. — Свердловск: УрО АН СССР. 1968. С. 184–195.
8. Михайлов В.О., Бабаянц И.П., Волкова М.С., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Тихоцкий С.А. Землетрясения в Турции 06.02.2023: Модель поверхности разрыва по данным спутниковой радарной интерферометрии // ДАН, Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 1. С. 71–77. Doi: <https://doi.org/10.31857/S2686739723600625>
9. Молостовский Э.А., Печерский Д.М., Фролов И.Ю. Магнито-хроностратиграфическая шкала фанерозоя и ее описание с помощью кумулятивной функции распределения // Физика Земли. 2007. № 10. С. 15–23.
10. Оровецкий Ю.П., Коболев В.П. Связь геоструктур главных поверхностей Земли. — В сб.: *Связь поверхностной и глубинной структур земной коры*. — Мат-лы 12-й Междунар. конф. 2008. Петрозаводск. С. 99–102.
11. Печерский Д.М., Нгуен Т.К. Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов. — Сводный каталог Всемирного центра данных. — Данные по СССР. — М.: Геофиз. комис. АН СССР. Сер. В. 1979. Вып. 4.
12. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Строение мантии и тектоническая зональность центральной части Альпийско-Гималайского пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1127–1145. Doi: <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-4-0386>
13. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. — М.: Научный Мир, 2001. 606 с.
14. Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля от ядра до ионосферы. — М.: КДУ, 2007. 244 с.
15. Халафлы А.А. Палеомагнетизм Малого Кавказа. — Баку: Тахсил, 2006. 189 с.
16. Халафов А.А. Магнитные исследования коньяк-сантонских отложений Казахской депрессии // Изв. АН Азерб. ССР. Сер. Науки о Земле. 1986. № 4. С. 123–126.
17. Храмов А.Н. Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов. — Сводный каталог Всемирного центра данных. — Данные по СССР. — М.: Геофиз. комис. АН СССР. 1984. Сер. В. Вып. 1.
18. Шарков Е.В., Ханна С. Эволюция вещества верхней мантии в регионах внутриплитного магматизма (на примере западной Сирии) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. № 3. С. 684–686.
19. Эпельбаум Л.В., Бен-Аврахам З., Кац Ю.И., Клозинг С., Кабан М. Гигантская квази-кольцевая мантийная структура в зоне Африкано-Аравийского сочленения: данные комплекса геологических и геофизических исследований // Геотектоника. 2021. Т. 55. № 1. С. 67–93. Doi: <https://doi.org/10.31857/S0016853X21010057>
20. Эпельбаум Л.В., Николаев А.В., Кац Ю.И. Пространственное положение зоны обратной намагниченности Киама в океанической коре Восточного Средиземноморья // ДАН. 2014. Т. 457. № 6. 710–714. Doi: <https://doi.org/10.7868/S0869565214240189>
21. Эпельбаум Л., Ваксман В., Кузнецов С., Сазонова Л., Смирнов С., Сурков А., Безлепкин Б., Кац Ю., Коротаева Н., Беловицкая Г. Обнаружение микроалмазов и минералов-спутников в каньоне Махтеш Рамон (пустыня Негев, Израиль) // ДАН. 2006. Т. 407. № 1. С. 1–3.

22. *Alavi M.* Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation // *Tectonophysics*. 1994. Vol. 229. P. 211–238. Doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
23. *Aldanmaz E., van Hinsbergen D.J.J., Yıldız-Yüksekol Ö., Schmidt M.W., McPhee P.J., Meisel T., Güçtekin A., Mason P.R.D.* Effects of reactive dissolution of orthopyroxene in producing incompatible element depleted melts and refractory mantle residues during early fore-arc spreading: constraints from ophiolites in Eastern Mediterranean // *Lithos*, 2020. Vol. 360–361, 105438. P. 1–14. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105438>
24. *Alizadeh A.A., Guliyev I.S., Kadirov F.A., Eppelbaum L.V.* Geosciences in Azerbaijan. – Vol. I. – Geology. – (Springer: Heidelberg, Germany, 2016), 239 p.
25. *Allen P.A.* Surface impact of mantle processes // *Nature Geosci.* 2011. P. 498–499. Doi: <https://doi.org/10.1038/ngeo1216>
26. *Alpyürür M., Lav M.A.* An assessment of probabilistic seismic hazard for the cities in Southwest Turkey using historical and instrumental earthquake catalogs // *Natural Hazards*. 2022. Vol. 114. P. 335–365. Doi: <https://doi.org/10.1007/s11069-022-05392-x>
27. *Ambraseys N.N., Finkel C.F.* Seismicity of Turkey and Adjacent Areas: A Historical Review, 1500–1800. (Istanbul, Eren Yayinlari Publ., 1995). 240 p.
28. *Andersson D.L.* New theory of the Earth. 2nd Ed. (Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2007). 400 p.
29. *Arkell W.J.* Jurassic Geology of the World. – (London, Olivier and Boyd, 1956), 808 p.
30. *Artemieva I., Thybo H., Kaban M.K.* Deep Europe today: Geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5 Ga,” In: *European Lithosphere Dynamics*. – Ed. by D. Gee, R. Stephenson, (Geol. Soc. London. 2006. Vol. 32). P. 11–41. Doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.02>
31. *Bagheri S., Gol S.D.* The eastern Iranian orocline // *Earth-Sci. Rev.* 2020. Vol. 210 (361), 103322. P. 1–43. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103322>
32. *Baptie B., Segou M.* The Kahmaran Maras Earthquake Sequence, Turkey/Syria. – *British Geol. Surv.* (Febr. 14, 2023). Retrieved November 17, 2024.
33. *Barakat A.A., Kandil S.M.R.* Diamond in the newly discovered kimberlite and related rocks, Central Eastern Desert, Egypt. – In: *Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits*. – Proc. XXXVI Int. Conf. St Petersburg Univ., Russia, May 23–26, 2019. P. 36–42.
34. *Bayer H.J., Hotzl H., Jado A.R., Ruscher B., Voggenreiter W.* Sedimentary and structural evolution of the northwest Arabian Red Sea margin // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 153. P. 137–151. Doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90011-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90011-X)
35. *Bazhenov M.L., Burtman V.S.* Eocene paleomagnetism of the Caucasus (southwest Georgia): Oroclinal bending in the Arabian syntaxis // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 344. P. 247–259. Doi: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00189-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00189-5)
36. *Ben-Avraham Z.* The structure and tectonic setting of the Levant continental margin, Eastern Mediterranean // *Tectonophysics*. 1978. Vol. 46. P. 313–331. Doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90210-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90210-X)
37. *Ben-Avraham Z.* Structural framework of the Gulf of Elat (Aqaba), northern Red Sea // *J. Geophys. Res.: Solid Earth Planets*. 1985. Vol. 90. P. 703–726. Doi: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(79\)90016-2](https://doi.org/10.1016/0037-0738(79)90016-2)
38. *Ben-Avraham Z.* Development of asymmetric basins along continental transform faults // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 215. P. 209–220. Doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90082-H](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90082-H)
39. *Ben-Avraham Z., Ginzburg A.* Displaced terranes and crustal evolution of the Levant and the eastern Mediterranean // *Tectonics*. 1990. Vol. 9. P. 613–622. Doi: <https://doi.org/10.1029/TC009i004p00613>
40. *Ben-Avraham Z., Ginzburg A., Makris J., Eppelbaum L.* Crustal structure of the Levant basin, eastern Mediterranean // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 346. P. 23–43. Doi: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00226-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00226-8)
41. *Ben-Avraham Z., ten-Brink U., Bell R., Reznikov M.* Gravity field over the Sea of Galilee: Evidence for a composite basin along a transform fault // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 1996. Vol. 101. P. 533–544. Doi: <https://doi.org/10.1029/95JB03043>
42. *Borradaile G.J., Lagroix F., Hamilton T.D., Trebilcock D.A.* Ophiolite tectonics, rock magnetism and paleomagnetism, Cyprus // *Survey of Geophysics*. 2010. Vol. 31. P. 285–359. Doi: <https://doi.org/10.1007/s10712-009-9090-2>
43. *Borradaile G.J., Lucas K.* Tectonics of the Akamas and Mamonia ophiolites, Western Cyprus: Magnetic petrofabrics and paleomagnetism // *J. Struct. Geol.* 2003. Vol. 25. P. 2053–2076. Doi: [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00046-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00046-4)
44. *Bosworth W.* Continental rift asymmetry and segmentation – contributions from the African plate // *J. Afr. Earth Sci.* 2024. Vol. 210 (105128). P. 1–15. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2023.105128>
45. *Bosworth W., Huchon P., McClay K.* The Red Sea and Gulf of Aden Basins // *J. Afr. Earth Sci.* 2005. Vol. 43. P. 334–378. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.020>
46. *Garnero E., Richardson C.* The mysterious, massive structures in Earth’s deep mantle // *Physics Today*. 2024. Vol. 77 (12). P. 36–43. Doi: <https://doi.org/10.1063/pt.mzrx.ddag>
47. *Çen K.Ö., Bray J.D., Frost J.D., Hortacsu A., Miranda E., Moss R.E.S., Stewart J.P.* February 6, 2023 Türkiye Earthquakes: Report on Geoscience and Engineering Impacts. (GEER Assoc. Rep. 082 ed.May 6, 2023). Earthquake Engin. Res. Inst. 2023. Doi: <https://doi.org/doi:10.18118/G6PM34>
48. *Chan G.H.-N., Malpas J., Xenopontatos C., Lo C.-H.* Magmatism associated with Gondwanaland rifting and Neo-Tethyan oceanic basin development: evidence from the Mamonia Complex, SW Cyprus // *J. Geol. Soc. London*. 2008. Vol. 165. P. 699–709. Doi: <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-050>

49. *Civiero C., Celli N.K., Tesauro M.* Revisiting the geodynamics of the Middle East region from an integrated geophysical perspective // *J. Geodynam.* 2023. Vol. 158. P. 1–21. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2023.102005>
50. *Cloetingh S., Willet S.D.* Linking deep Earth and surface processes // *EOS*. 2013. Vol. 94(5). P. 53–54. Doi: <https://doi.org/10.1002/2013EO050002>
51. *Cooper G.A.* Jurassic Brachiopods of Saudi Arabia. Smithsonian Contributions to Paleobiology. – (Washington, Smithsonian Institution Press, 1989. Vol. 65). 213 p.
52. *Dobrzhinetskaya L., Mukhin P., Wang Q., Wirth R., O'Bannon E., Zhao W., Eppelbaum L., Sokhonchuk T.* Moissanite (SiC) with metal-silicide and silicon inclusions from tuff of Israel: Raman spectroscopy and electron microscope studies // *Lithos*. 2018. Vol. 310–311. P. 355–368. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.04.001>
53. *Domeier M., Doubrovine P.V., Torsvik T.H., Spakman W., Bull A.L.* Global correlation of lower mantle structure and past subduction // *Geophys. Res. Lett.* 2016. Vol. 43. P. 4945–4953. Doi: <https://doi.org/10.1002/2016GL068827>
54. *Doubre C., Déprez A., Masson A., Socquet A., Lewi E., Grandin R., Nercessian A., Ulrich P., De Chaballier J.-B., Saad I., Abayazid A., Peltzer G., Delorme A., Calais E., Wright T.* Current deformation in Central Afar and triple junction kinematics deduced from GPS and InSAR measurements // *Geophys. J. Int.* 2017. Vol. 208. P. 936–953. Doi: <https://doi.org/10.1093/gji/ggw434>
55. *Duermeijer C.E., Krijgsman W., Langereis C.G., Ten Veen J.H.* Post-early Messinian counterclockwise rotations on Crete: Implications for Late Miocene to recent kinematics of the southern Hellenic arc // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 298. P. 177–189. Doi: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00183-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00183-8)
56. *Dvorkin A., Kohn B.P.* The Asher volcanics, northern Israel: Petrography, mineralogy, and alteration // *Israel J. Earth Sci.* 1989. Vol. 38. P. 105–123.
57. *Elgabry M.N., Panza G.F., Badawy A.A., Ibrahim M.K.* Imaging a relic of complex tectonics: the lithosphere-aesthenosphere structure in the Eastern Mediterranean // *Terra Nova*. 2013. Vol. 25. P. 102–109. Doi: <https://doi.org/10.1111/ter.12011>
58. *Eppelbaum L.V.* Geophysical Potential Fields: Geological and Environmental Applications. – (Amsterdam – N.Y., Elsevier, 2019). 467 p.
59. *Eppelbaum L.V., Katz Yu.I.* Eastern Mediterranean: Combined geological-geophysical zonation and paleogeodynamics of the Mesozoic and Cenozoic structural-sedimentation stages // *Marine and Petroleum Geology*. 2015. Vol. 65. P. 198–216. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.04.008>
60. *Eppelbaum L.V., Katz Yu.I.* Newly developed paleomagnetic map of the Easternmost Mediterranean unmasks geodynamic history of this region // *Central Europ. J. Geosci. (Open Geosciences)*. 2015. Vol. 7. No. 1. P. 95–117. Doi: <https://doi.org/10.1515/geo-2015-0008>
61. *Eppelbaum L.V., Katz Yu.I.* A new regard on the tectonic map of the Arabian-African region inferred from the satellite gravity analysis // *Acta Geophysica*. 2017. Vol. 65. P. 607–626. Doi: <https://doi.org/10.1007/s11600-017-0057-2>
62. *Eppelbaum L.V., Katz Y.I.* Paleomagnetic-geodynamic mapping of the transition zone from ocean to continent: A review // *Applied Sciences*. 2022. Vol. 12. P. 1–20. Doi: <https://doi.org/10.3390/app12115419>
63. *Eppelbaum L.V., Katz Y.I., Ben-Avraham Z.* Geodynamic aspects of magnetic data analysis and tectonic-paleomagnetic mapping in the Easternmost Mediterranean: A review // *Applied Sciences. Spec. Is. (Ground-Based Geomagnetic Observations: Techniques, Instruments and Scientific Outcomes)*. 2023. Vol. 13 (18). P. 1–44. Doi: <https://doi.org/10.3390/app131810541>
64. *Eppelbaum L.V., Katz Y.I., Ben-Avraham Z.* The reasons for enormous accumulation of the geodynamic tension in Eastern Turkey: A multidisciplinary study // *Geol., Geophys. and Earth Sci.* 2024. Vol. 2. No. 2. P. 1–28. Doi: <https://doi.org/10.58396/gges020202>
65. *Eppelbaum L.V., Katz Y.I., Kadirov F.A.* The relationship between the paleobiogeography of the northern and southern sides of the Neotethys and the deep geodynamic processes // *ANAS Transact. Earth Sci.* 2024. No. 1. P. 57–76. Doi: <https://doi.org/10.33677/ggiasnas20240100109>
66. *Eppelbaum L., Katz Yu., Klokochnik J., Kosteletsky J., Zheludev V., Ben-Avraham Z.* Tectonic insights into the Arabian-African region inferred from a comprehensive examination of satellite gravity big data // *Global and Planetary Change*. 2018. Vol. 171. P. 65–87. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.10.011>
67. *Eppelbaum L.V., Pilchin A.N.* Quick subsidence of a crustal block in the SW Aegean Sea as a possible cause of the end of ancient civilization in the 17th century BC. – (Trans. Int. Conf. “Atlantis Hypothesis: Searching for a Lost Land”. 2005. July 11–13, 2005, Milos Island, Greece).
68. *Esperanza S., Garfunkel Z.* Ultramafic xenoliths from the Mt Carmel area (Karem Maharal Volcano), Israel // *Lithos*. 1986. Vol. 19. P. 43–49. Doi: [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(86\)90014-9](https://doi.org/10.1016/0024-4937(86)90014-9)
69. *Faccenna C., Becker T.W., Auer L., Billi A., Boschi L., Brun J.P., Capitanio F.A., Funicello F., Horvath F., Jolivet L., Piromallo C., Royden L., Rossetti F., Serpelloni E.* Mantle dynamics in the Mediterranean // *Rev. Geophys.* 2014. Vol. 52. P. 283–332. Doi: <https://doi.org/10.1002/2013RG000444>
70. *Faccenna C., Jolivet L., Piromallo C., Morelli A.* Subduction and depth of convection in the Mediterranean mantle // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2003. Vol. 108. P. 1–13. Doi: <https://doi.org/10.1029/2001JB001690>
71. *Feldman H.R.* A new species of the Jurassic (Callovian) Brachiopod *Septirhynchia* from the Northern Sinai // *J. Paleontol.* 1987. Vol. 61. No. 6. P. 1156–1172. Doi: <https://doi.org/10.1017/S002233600002953X>
72. *Fleischer L., Varshavsky A.* A Lithostratigraphic Data Base of Oil and Gas Wells Drilled in Israel. – (Ministry of National Infrastructures of Israel. 2012. Jerusalem, Israel. Rep. OG/9/02).

73. *Garfunkel Z.* Tectonic setting of Phanerozoic magmatism in Israel // *Israel J. Earth Sci.* 1989. Vol. 38. P. 51–74.
74. *Garfunkel Z., Ben-Avraham Z.* The structure of the Dead Sea basin // *Tectonophysics.* 1996. Vol. 266. P. 155–176. Doi: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00188-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00188-6)
75. *Gass I.G.* Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? // *Nature.* 1968. Vol. 220 (5162). P. 39–42. Doi: <https://doi.org/10.1038/220039a0>
76. *Gass I.G., Masson-Smith D.* The geology and gravity anomalies of the Troodos Massif, Cyprus // *Philos. Transact. Ser. A.* 1963. Vol. 255. P. 417–467. Doi: <https://doi.org/10.1098/rsta.1963.0009>
77. *George R.P. (Jr.)*. Structural petrology of the Olympus ultramafic complex in the Troodos ophiolite, Cyprus // *GSA Bull.* 1978. Vol. 89. P. 845–865. Doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<845:SPOTOU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<845:SPOTOU>2.0.CO;2)
78. *Ginzburg A., Eppelbaum L.* A Combined 3D Interpretation of the Carmel Gravity and Magnetic Anomalies. – (Oilfields Ltd. 1993. Tel Aviv, Israel). P. 1–42.
79. *Griffin W.L., Gain S.E.M., Adams D.T., Huang J.-X., Saunders M., Toledo V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* First terrestrial occurrence of tistarite (Ti₂O₃): Ultra-low oxygen fugacity in the upper mantle beneath Mount Carmel, Israel // *Geology.* 2016. Vol. 44. No.10. P. 815–818. Doi: <https://doi.org/10.1130/G37910.1>
80. *Griffin W.L., Gain S.E.M., Huang J.-X., Belousova E.A., Toledo V., O'Reilly S.Y.* Permian to quaternary magmatism beneath the Mt Carmel area, Israel: Zircons from volcanic rocks and associated alluvial deposits // *Lithos.* 2018. Vol. 314–315. P. 307–322. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.007>
81. *Gvirtzman G., Klang A., Rotstein Y.* Early Jurassic shield volcano below Mount Carmel: New interpretation of the magnetic and gravity anomalies and implication for Early Jurassic rifting // *Israel J. Earth Sci.* 1990. Vol. 39. 149–159.
82. *Gvirtzman G., Steinitz G.* The Asher Volcanics—An Early Jurassic Event in the Northern Israel. – (Current Res., Geol. Survey of Israel. 1982. Jerusalem, Israel). P. 28–33.
83. *Hafkenscheid E., Wortel M.J.R., Spakman W.* Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 111, B08401. P. 1–26. Doi: <https://doi.org/10.1029/2005JB003791>
84. *Hall J.K., Krashenninnikov V.A., Hirsch F., Benjamini C., Flexer A.* (Eds.). Geological Framework of the Levant. – The Levantine Basin and Israel. – (Jerusalem, Historical Productions-Hall, Israel, 2005. Vol.II). 826 p.
85. *Hässig M., Rolland Y., Sossion M.* From seafloor spreading to obduction: Jurassic–Cretaceous evolution of the northern branch of the Neotethys in the Northeastern Anatolian and Lesser Caucasus regions. – In: *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and the Caucasus.* – Ed. by M. Sossion, R. A. Stephenson, S. A. Adamia, (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2015. Vol. 428. No. 1). P. 1–20. Doi: <https://doi.org/10.1144/SP428.10>
86. *Henry B., Homberg C., Mroueh M., Hamdan W., Higazi W.* Rotations in Lebanon inferred from new palaeomagnetic data and implications for the evolution of the Dead Sea Transform system. – In: *Evolution of the Levant Margin and Western Arabia Platform since the Mesozoic.* – Ed. by C. Homberg, M. Bachman, (Geol. Soc. London, Spec. Publ., London. 2010. Vol. 341). P. 269–285. Doi: <https://doi.org/10.1144/SP341.13>
87. *Hirsch F.* Jurassic biofacies versus sea level changes in the Middle eastern Levant (Ethiopian province). – (Trans. 2nd Intern. Symp. of Jurassic Stratigraphy, Lisbon. 1988). P. 963–981.
88. *Hirsch F., Picard L.* The Jurassic facies in the Levant // *J. Petrol. Geol.* 1988. Vol. 11. No. 3. P. 277–308. Doi: <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1988.tb00819.x>
89. *Hisarli Z.M.* New paleomagnetic constraints on the Late Cretaceous and Early Cenozoic tectonic history of the Eastern Pontides // *J. Geodynam.* 2011. Vol. 52. P. 114–128. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.12.004>
90. *Hubert-Ferrari A., Armijo R., King G., Meyer B., Barka A.* Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107. P. 1–33. Doi: <https://doi.org/10.1029/2001JB000393>
91. *Ibrahim E.H., Odah H.H., El Agami H.L., Abu El Enen M.* Paleomagnetic and geological investigation into southern Sinai volcanic rocks and the rifting of the Gulf of Suez // *Tectonophysics.* 2000. Vol. 321. P. 343–358. Doi: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00066-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00066-4)
92. *James G.A., Wynd J.G.* Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area // *AAPG Bull.* 1965. Vol. 49. No.12. P. 2182–2245. Doi: <https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D>
93. *Jiang X., Song X., Li T., Wu K.* Special focus/Rapid Communication Moment magnitudes of two large Turkish earthquakes on February 6, 2023, from long-period coda // *Earthquake Sci.* 2023. Vol. 36. No.2. P. 169–174. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.eqs.2023.02.008>
94. *Kadirov F., Yetirmishli G., Safarov R., Mammadov S., Kazimov I., Floyd M., Reilinger R., King R.* Results from 25 years (1998–2022) of crustal deformation monitoring in Azerbaijan and adjacent territory using GPS // *ANAS Transact. Earth Sci.* 2024. No. 1. P. 28–43. Doi: <https://doi.org/10.33677/ggias20240100107>
95. *Kahn A.* A Geothermal Evaluation of Deep Boreholes throughout Israel. – (MSc. Thesis. 2025. Haifa Univ., Israel). 133 p.
96. *Karabulut H., Güvercin S.E., Hollingsworth J., Konca I.A.Ö.* Long silence on the East Anatolian Fault Zone (Southern Turkey) ends with devastating double earthquakes (February 6, 2023) over a seismic gap: implications for the seismic potential in the Eastern Mediterranean region // *J. Geol. Soc. London.* 2023. Vol. 180. P. 1–10. Doi: <https://doi.org/10.1144/jgs2023-021>
97. *Ke A.* The magnitude of the 2023 Turkish earthquake matches the largest in the country's history, according to new study (11 April 2023). – (Phys.Org. 2023. Retrieved December 14, 2024).
98. *Khaffou M., Raji M., El-Ayachi M.* East African Rift Dynamics. – (E3S Web of Conferences. 2023.

- Vol. 412, 01030). P. 1–10. Doi: <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202341201030>
99. *Khranov A.N.* Paleomagnetology. – (Springer, Berlin, Germany, 1987). 308 p.
 100. *Kondopoulou D., Zananiri I., Michard A., Feinberg H., Atzemoglou A., Pozzi J.-P., Voidomatis Ph.* Neogene tectonic rotations in the vicinity of the north Aegean trough: New paleomagnetic evidence from Athos and Samothraki (Greece) // *Bull. Geol. Soc. Greece*. 2007. Vol. 40. P. 343–359. Doi: <https://doi.org/10.12681/bgsg.16590>
 101. *Koralov L., Sinai Y.G.* Theory of probability and random processes. – (Springer, Berlin-Heidelberg, Springer, Germany. 2007 2nd edn.). 358 p.
 102. *Krezsek C., Lăpădat A., Maţenco L., Arnberger K., Barbu V., Olaru R.* Strain partitioning at orogenic contacts during rotation, strike-slip and oblique convergence: Paleogene–Early Miocene evolution of the contact between the South Carpathians and Moesia // *Global Planet. Change*. 2013. Vol. 103. P. 63–81. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.11.009>
 103. *Lang B., Steinitz G.* K-Ar dating of Mesozoic magmatic rocks in Israel: A review // *Israel J. Earth Sci.* 1989, Vol. 38. P. 89–103.
 104. *Lazos I., Sboras S., Chousianitis K., Kondopoulou D., Pikridas C., Bitharis S., Pavlides S.* Temporal evolution of crustal rotation in the Aegean region based on primary geodetically-derived results and palaeomagnetism // *Acta Geodaetica et Geophysica*, 2022. Vol. 57. P. 317–334. Doi: <https://doi.org/10.1007/s40328-022-00379-3>
 105. *Lemoine F.G. et al.* The NASA and DMA joint geopotential model // *EOS Trans. AGU*. 1996 Fall Meet. Suppl. F136.
 106. *Levin B.W., Sasorova E.V., Steblou G.M., Domanski G.M., Prytkov A.S., Tsyba E.N.* Variations of the Earth's rotation rate and cyclic processes in geodynamics // *Geodes. Geodynam.* 2017. Vol. 8. P. 206–212. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.geog.2017.03.007>
 107. *Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S.* A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // *Geochem., Geophys., Geosyst. (G³)*. 2008. Vol. 9. No.5. Q05018. P. 1–21. Doi: <https://doi.org/10.1029/2007GC001806>
 108. *Lotfi H.I.* Early Cretaceous counterclockwise rotation of Northeast Africa within the equatorial zone: Paleomagnetic study on Mansouri ring complex, Southeastern Desert, Egypt // *NRIAG J. Astron. Geophys.* 2015. Vol. 4. No.1. P. 1–15. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.nrjag.2015.01.001>
 109. *Lu J.-G., Griffin W.L., Huang J.-X., Dai H.-K., Castillo-Oliver M., O'Reilly S.Y.* Structure and composition of the lithosphere beneath Mount Carmel, North Israel // *Contrib. to Mineralogy and Petrology*. 2022. Vol. 177. No. 2. P. 1–16. Doi: <https://doi.org/10.1007/s00410-022-01897-7>
 110. *Lusk A.D., Chatzaras V., Aldanmaz, E., Tikoff B.* Hydration State and Rheologic Stratification of the Lithospheric Mantle Beneath the North Anatolian Fault, Turkey // *Geochem., Geophys., Geosyst. (G³)*. 2023. Vol. 24, e2023GC011096. P. 1–26. Doi: <https://doi.org/10.1029/2023GC011096>
 111. *Ma C., Cámara F., Bindi L., Griffin W.L.* Toledoite, TiFeSi, a New Mineral from Inclusions in Corundum Xenocrysts from Mount Carmel, Israel // *Crystals*. 2024. Vol. 14 (96). P. 1–11. Doi: <https://doi.org/10.3390/cryst14010096>
 112. *Mahmoud S.M.* Seismicity and GPS-derived crustal deformation in Egypt // *Geodynamics*. 2003. Vol. 35. P. 333–352. Doi: [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(02\)00135-7](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(02)00135-7)
 113. *Makris J., Henke C.H., Egloff F., Akamaluk T.* The gravity field of the Red Sea and East Africa // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 198 (2–4). P. 369–381. Doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90161-K](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90161-K)
 114. *Makris J., Rihm R.* Shear-controlled evolution of the Red Sea: Pull apart model // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 198. P. 441–466. Doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90166-P](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90166-P)
 115. *Marquardt H., Ballmer M., Cottaar S., Konter J.* (Eds.). *Mantle Convection and Surface Expressions*. – (Wiley. AGU Geophys. Monograph Ser., New Jersey, USA, 2021), 512 p.
 116. *Marton E., Grabowski J., Plašienka D., Tunyi I., Krobicki M., Haas J., Pethe M.* New paleomagnetic results from the Upper Cretaceous red marls of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: Evidence for general CCW rotation and implications for the origin of the structural arc formation // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 592. P. 1–13. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.027>
 117. *Mattei M., Leonardo A., Cifelli V.F., Nozaem R., Winkler A., Sagnotti L.* Clockwise paleomagnetic rotations in northeastern Iran: Major implications on recent geodynamic evolution of outer sectors of the Arabia-Eurasia collision zone // *Gondwana Research*. 2019. Vol. 71. P. 194–209. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.01.018>
 118. *Meqbel N., Aldeep M., El-Qady G., Shaban H., Khashaba A., Abdel Zaher M.* Arabian Nubian Shield and the Saharan meta-craton boundary, East Egypt; Inference from a Long-Period Magnetotelluric Survey. – (7th Int. Conf. on Engineering Geophys. 2023. Al Ain, UAE, Oct. 16–19, 2023). P. 298–300.
 119. *Menant A., Jolivet L., Vrielynck B.* Kinematic reconstructions and magmatic evolution illuminating crustal and mantle dynamics of the eastern Mediterranean region since the late Cretaceous // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 675. P. 103–140. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.007>
 120. *Morris A., Erson M.W., Robertson A.H., Al-Riyami K.* Extreme tectonic rotations within an eastern Mediterranean ophiolite (Baër–Bassit, Syria) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 202. P. 247–261. Doi: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00782-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00782-3)
 121. *Mulugeta N., Kidane T., Nugsse K., Fufa G., Tadessa D., Muluneh A.A.* Paleomagnetic evidence of early Pleistocene counterclockwise rotation in the Butajira volcanic zone, central Main Ethiopian rift // *J. Afr. Earth*

- Sci. 2024. Vol. 216. 105326. P. 1–10. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2024.105326>
122. *Muluneh A.A., Cuffaro M., Doglioni C.* Left-lateral transtension along the Ethiopian Rift and mantle-reference plate motions // *Tectonophysics*. 2014. Vol. 632. P. 21–31. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.036>
 123. *Muttoni G., Erba E., Kent D.V., Bachtadse V.* Mesozoic Alpine facies deposition as a result of past latitudinal plate motion // *Letters to Nature*. 2005. Vol. 434. P. 59–63. Doi: <https://doi.org/10.1038/nature03378>
 124. *Muttoni G., Kent D.V., Garzanti E., Brack P., Abrahamsen N., Gaetani M.* Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A' // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 215. P. 379–394. Doi: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00452-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00452-7)
 125. *Nalbant S., McCloskey J., Steacy S., Barka A.A.* Stress accumulation and increased seismic risk in eastern Turkey // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 195. P. 291–298. Doi: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00592-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00592-1)
 126. *National Earthquake Information Center* (February 6, 2023). M7.8 – Kahramanmaraş Earthquake Sequence I. – (U.S. Geol. Surv. Archived from the original on February 6, 2023. Retrieved November 12, 2024).
 127. *Neev D., Emery K.O.* The Destruction of Sodom, Gomorrah, and Jericho: Geological, Climatological, and Archaeological Background. – (Oxford Univ. Press, New York, 1995). 175 p.
 128. *Piper J.D.A., Tatar O., Gürsoy H., Koçbulut F., Mesci B.L.* Paleomagnetic analysis of neotectonic deformation in the Anatolian accretionary collage, Turkey. In: *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia*. – Ed. by Y. Dilek, S. Pavlides, (GSA Spec. Paper No.409. 2006). P. 417–439. Doi: [https://doi.org/10.1130/2006.2409\(20\)](https://doi.org/10.1130/2006.2409(20))
 129. *Reilinger R.E., McClusky S., Vernant P., Lawrence S., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliyev I. et al.* GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. B05411. P. 1–26. Doi: <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>
 130. *Rolland Y.* Caucasus collisional history: Review of data from East Anatolia to West Iran // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 49. P. 130–146. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.05.005>
 131. *Rolland Y., Hässig M., Bosch D., Bruguier D., Melis R., Galoyan G., Topuz G., Sahakyan L., Avagyan A., Sosson M.* The East Anatolia-Lesser Caucasus ophiolite: An exceptional case of large-scale obduction, synthesis of data and numerical modelling // *Geosci. Frontiers*. 2019. Vol. 11(1). P. 1–26. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.12.009>
 132. *Ron H., Freund R., Garfunkel Z., Nur A.* Block rotation by strike-slip faulting: structural and paleomagnetic evidence // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89P. P. 6256–6270. Doi: <https://doi.org/10.1029/JB089IB07P06256>
 133. *Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: ridge segmentation versus spreading rate // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114 (B01411). P. 1–18. Doi: <https://doi.org/10.1029/2008JB006008>
 134. *Scotese C.R.* Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions // *Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. (G³)*. 1991. Vol. 87. P. 493–501. Doi: [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90145-H](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90145-H)
 135. *Segev A.* Synchronous magmatic cycles during the fragmentation of Gondwana: Radiometric ages from the Levant and other provinces // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 325. P. 257–277. Doi: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00122-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00122-0)
 136. *Şengör A.M.C., Tüysüz O., İmren C., Sakıncı M., Eyidoğan H., Görür N., Le Pichon X., Rangin C.* The North Anatolian Fault: A New Look // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2005. Vol. 33. P. 37–112. Doi: <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120415>
 137. *Smit J., Brun J.-P., Cloetingh S., Ben-Avraham Z.* The rift-like structure and asymmetry of the Dead Sea Fault // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2010. Vol. 290. P. 74–82. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.11.060>
 138. *Schmid C., van der Lee S., VanDecar J.C., Engdahl E.R., Giardin D.* Three-dimensional S velocity of the mantle in the Africa-Eurasia plate boundary region from phase arrival times and regional waveforms // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. B03306. P. 1–16. Doi: <https://doi.org/10.1029/2005JB004193>
 139. *Skobelin E.A., Sharapov I.P., Bugayov A.F.* Deliberations of state and ways of perestroika in geology (Has the plate tectonics resulted in a revolution in geology?). – In: *Critical Aspects of the Plate Tectonics Theory*. –Vol. 1. – Athens (Greece). – (Theophrastus Publ. 1990). P. 17–37.
 140. *Stampfli G.M., Hochard C., Vèrard C., Wilhem C., von Raumer J.* The formation of Pangea // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 593. P. 1–19. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.037>
 141. *Stampfli G.M., Kozur H.W.* Europe from the Variscan to the Alpine cycles // *Geol. Soc. London. Mem.* 2006. Vol. 32. P. 57–82. Doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.04>
 142. *Stern R.J., Johnson P.* Continental lithosphere of the Arabian Plate: A geologic, petrologic, and geophysical synthesis // *Earth-Sci. Rev.* 2010. Vol. 101. P. 29–67. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.01.002>
 143. *Taylor R.N., Nesbitt R.W.* Light rare-earth enrichment of supra subduction-zone mantle: evidence from the Troodos ophiolite, Cyprus // *Geology*. 1988. Vol. 16(5). P. 448–451. Doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0448:LREEOS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0448:LREEOS>2.3.CO;2)
 144. *Tselentis G.-A., Drakopoulos J.* Stress Transfer and Nonlinear Stress Accumulation at the North Anatolian Fault, Turkey // *PAGEOPH.* 1990. Vol. 132. No. 4. P. 699–710. Doi: <https://doi.org/10.1007/BF00876814>
 145. *Uzel B., Langereis C.G., Kaymakci N., Sozibilir H., Ozkaymak C., Ozkaptan M.* Paleomagnetic Evidence for an Inverse Rotation History of Western Anatolia during the Exhumation of Menderes Core Complex // *Earth*

- and Planet. Sci. Lett. 2015. Vol. 414. P. 108–125. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.008>
146. Van der Meer D.G., van Hinsbergen D.J.J., Spakman W. Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 723. P. 309–448. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.10.004>
 147. Van der Meer D.G., Spakman W., van Hinsbergen D.J.J., Amaru M.L., Torsvik T.H. Towards absolute plate motions constrained by lower-mantle slab remnants // *Nature Geoscience*. 2009. Vol. 3. P. 36–46. Doi: <https://doi.org/10.1038/ngeo708>
 148. Vannucci G., Pondrelli S., Argnani S., Morelli A., Gasperini P., Boschi E. An Atlas of Mediterranean seismicity // *Ann. Geophys.* 2004. Suppl. to Vol. 47(1). P. 247–306. Doi: <https://doi.org/10.4401/ag-3276>
 149. Vapnik Y., Sharygin V., Samoilov V., Yudalevich Z. The petrogenesis of basic and ultrabasic alkaline rocks of Western Makhtesh Ramon, Israel: melt and fluid inclusion study // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsh.)*, 2007. Vol. 96. P. 663–684. Doi: <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0131-5>
 150. Verges J., Saura E., Casciello E., Fernandez M., Villasenor A., Jimenez-Munt I., Garcia-Castellanos D. Crustal-scale cross-sections across the NW Zagros belt: implications for the Arabian margin reconstruction // *Geol. Magazine*. 2011. Vol. 148. No. 5–6. P. 1–23. Doi: <https://doi.org/10.1017/S0016756811000331>
 151. Véronnet A. Rotation de l'Ellipsoïde Hétérogène et Figure Exacte de la Terre // *J. Math. Pures et Appl.* 1912. Vol. 8. Ser. 6. P. 331–463.
 152. Wen L., Helmberger D.V. Ultra-low velocity zones near the core-mantle boundary from broadband PKP precursors // *Science*. 1998. Vol. 279. P. 1701–1703. Doi: <https://doi.org/10.1126/science.279.5357.17>
 153. Wilson M., Shimron A.E., Rosenbaum J.M., Preston J. Early Cretaceous magmatism of Mount Hermon, Northern Israel // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. Vol. 139. P. 54–67. Doi: <https://doi.org/10.1007/s004100050573>
 154. Yancey T.E., Wilson M.A., Mione A.C.S. The Ramonalinids: a new family of mound-building bivalves of the Early Middle Triassic // *Paleontology*. 2009. Vol. 52. P. 1349–1361. Doi: <https://doi.org/10.1111/j.1475-4983.2009.00908.x>
 155. Zahran H.M., Stewart I.C.F., Johnson P.R., Basahel M.H. Aeromagnetic anomaly maps of central and western Saudi Arabia. – (Saudi Geol. Surv. Scale 1:2 million. Saudi Geol. Surv. Open-File Rep. SGS-OF-2002-8. 2003), 6 p., 4 sh.
 156. Zare M., Amini H., Yazdi P., Sesetyan K., Demircioglu M.B., Kalafat D., Erdik M., Giardini D., Khan M.A., Tsereteli N. Recent developments of the Middle East catalog // *J. Seismol.* 2014. Vol. 18. P. 749–772. Doi: <https://doi.org/10.1007/s10950-014-9444-1>
 157. GEOMAG. URL: <https://geomag.colorado.edu/magnetic-field-model-mf7.html>. Accessed February, 2025.

A Giant Quasi-Ring Mantle Structure Beneath the Eastern Mediterranean: Interpretation of New Seismic-Tomography, Magnetic Field, and Paleobiogeographic Data

L. V. Eppelbaum^{a, b, *}, Yu. I. Katz^c, Z. Ben-Avraham^a

^aTel Aviv University, Faculty of Exact Sciences, Ramat Aviv, 6997801 Tel Aviv, Israel

^bAzerbaijan State Oil and Industry University (ASOIU), bld. 20, Azadlyg Ave., AZ1010 Baku, Azerbaijan

^cSteinhardt Museum of Natural History – National Research Center, Faculty of Life Sciences, Tel Aviv University, Ramat Aviv, 6997801 Tel Aviv, Israel

*e-mail: levap@tauex.tau.ac.il

In the presented article, a quantitative reinterpretation of the residual satellite gravity anomaly is carried out. Additional necessary confirmation is provided by the distribution of anomalies in the regional magnetic field ΔZ , reduced to a height of 2.5 km above sea level. Based on the analysis of detailed paleomagnetic studies, the average rotation rate of the surface projection of the deep structure over the past 70 million years is estimated at about 18 mm/year. The authors constructed a paleobiogeographic map showing the counterclockwise displacement of the typical Ethiopian fauna to the northwest. The influence of the rotating deep structure on stress in the overlying blocks of the Earth's crust and lithosphere before the catastrophic earthquakes with magnitudes $M=7.9$ and $M=7.8$ that occurred on 06.02.2023 in Turkey is shown. The synthesis of seismic tomography profiles made it possible to construct a seismotomographic scheme of the location of the deep structure. This scheme agrees with the analysis of satellite gravity and marine/terrestrial gravity studies, geoid anomalies, magnetic anomaly distributions, paleomagnetic data, regional GPS vector directions, seismological and tectonic-structural, and mineralogical-petrological data. The integrative combination of all these factors is indisputable to confirm the existence of an anomalous deep rotating structure beneath the Eastern Mediterranean and adjacent regions.

Keywords: geodynamics, seismotomography, magnetic field, satellite gravity, deep rotating structure, biopaleogeography, integrated analysis, Eastern Mediterranean

ЭВОЛЮЦИЯ, ГЕОДИНАМИКА И МОРФОЛОГИЯ ЛИНЗОВИДНЫХ РАСШИРЕНИЙ В АКТИВНОЙ ЧАСТИ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И КИНЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

© 2025 г. К. О. Добролюбова^{1, *}

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

*e-mail: k_dobrolubova@mail.ru

Поступила в редакцию 10.10.2024 г.

После доработки 13.03.2025 г.

Принята в печать 27.03.2025 г.

В статье представлен определенный автором новый тип морфоструктурных объектов – внутритрансформные линзовидные расширения, приуроченные к активным трогам трансформных разломов. Проведен морфоструктурный анализ с использованием геофизических данных. Выявлено, что подобные структуры формируются в активных зонах трансформных разломов с максимальным смещением (офсетом) сегментов срединно-океанического хребта (СОХ). Проведена классификация внутри-трансформных линзовидных расширений, в соответствии с которой были выделены три (I–III) типа морфоструктур, которые иллюстрируют не только различные эволюционные этапы, но и различные кинематические сценарии. Тип I – линзовидная область. К этому типу относятся небольшие молодые (до 10 млн лет) линзовидные расширения локального уровня, встречающиеся преимущественно в трансформных разломах южного полушария. Тип II – линзовидный трансформированный бассейн, который является образованием линзовидной формы регионального уровня с большим (от ~100 до ~300 км) офсетом, сформированным на крупном трансформном разломе с блоком сильно деформированной литосферы в осевой части линзы и реализацией сдвиговых движений по одному из окаймляющих дуговых трогов, но без внутренних спрединговых сегментов. Тип III – мультитрансформная линзовидная система, которая является линзовидным образованием глобального уровня, сформированным на крупной трансформной границе с экстремальным офсетом и ограниченными пассивными дугообразными в плане уступами. Эта система состоит из нескольких близко расположенных трансформных троговых долин с внутренними зонами спрединга. Построена кинематическая модель для трех выявленных типов морфоструктур в соответствии с проведенной классификацией внутритрансформных линзовидных расширений.

Ключевые слова: спрединг, трансформный разлом, геоморфология, тектоника трансформных разломов, активная часть трансформного разлома, аккреция, сейсмичность, аномалии силы тяжести, кинематическая модель

DOI: 10.31857/S0016853X25020021, EDN: EGRMVZ

ВВЕДЕНИЕ

Закономерности зарождения и эволюции океанической коры, рифтовых сегментов и смещающих их трансформных разломов, которые являются главными элементами океанической коры, обосновываются теорией тектоники литосферных плит. В последнее время были проведены работы, существенно дополняющие и усложняющие сценарии тектонических процессов [18, 20, 21]. Структура трогов трансформных разломов представляет интерес для исследования [9, 15, 16, 19, 20, 26–29].

Данные томографии подтверждают, что под системой срединно-океанических хребтов (СОХ) на глубинах более 200–300 км не фиксируется

единой области прогретой мантии с подъемом от ее низов [17]. Это подтверждает предположение о том, что спрединг вторичен и является компенсационным ответом на движение литосферных плит, обоснованное в 1990-х гг. [23, 34].

Предположение о том, что зоны растяжения, возникающие в наиболее ослабленных местах, заполняются новой корой, позволяет объяснить ее образование не только вдоль дивергентной, но также вдоль трансформной границы. Это может быть ключом к пониманию формирования сложной морфологии трансформных трогов и внутренних линзовидных областей, усложняющих трог некоторых трансформных разломов.

Исследования в глубоководной части Атлантического и других океанов показали наличие неотектонических движений и дегазации в пассивных частях трансформных разломов и на границах разновозрастных сегментов [20].

Границы этих сегментов, представленные мега-трансформными системами и разломами с большим смещением оси СОХ, представляют собой структуры с контрастными геофизическими свойствами и нетипичной морфологией базальтового фундамента. Они разделяют сегменты котловин с разной длительностью термальной истории, в которых существует возможность неотектонических смещений как в активных частях разломов и вблизи СОХ, так и в реактивированных пассивных частях разломов на больших удалениях от СОХ [4, 6, 13, 14, 20].

Целью настоящей статьи является исследование нетипичных морфоструктур, которыми являются линзовидные расширения трогов трансформных разломов. Большой объем данных, подтверждающих широкое распространение этих объектов, позволяет выявить ряд закономерностей и проследить развитие этих структур.

ЛИНЗОВИДНЫЕ РАСШИРЕНИЯ ЗОНЫ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Линзовидные расширения представляют собой линзовидные в плане расширения долины трансформного разлома, сформированные одной или несколькими субпараллельными узкими и хорошо выраженными в рельефе троговыми долинами, чередующимися с межтроговыми хребтами. Линзовидные расширения ограничены четкими дугообразными в плане уступами и чаще всего располагаются в пределах активной части трансформного разлома между двумя спрединговыми центрами.

М. Лиджи с соавт. [29] сделали одно из первых предположений, объясняющих возникновение линзовидного расширения трансформного разлома, по итогам совместных российско-итальянских работ, которые проводились в Экваториальной Атлантике с 1985 г. по 1998 г. В соответствии с этим предположением подобные объекты возникают в трансформных разломах в условиях значительного офсета (не менее 100 км) между двумя активными спрединговыми центрами. Вследствие большого температурного контраста разновозрастных литосферных плит, контактирующих по разлому, в активной части трансформного разлома возмож-

но образование двух дугообразных в плане сдвигов, сопряженных с двумя зонами пониженной прочности литосферы, вдоль которых происходит разнонаправленное движение смежных плит [29].

В условиях значительного некомпенсированного локального растяжения вкрест структуры возникают условия для формирования медианного хребта между крыльями сдвига. Со временем зона разрастается и приобретает вид линзовидного расширения с множественными субпараллельными трансформными трогами и разделяющими их хребтами [29].

Области линзовидной формы встречаются не только на региональном и локальном уровнях как части единичных трансформных разломов, это могут быть сложные образования глобального планетарного уровня, включающие в себя крупные трансформные разломы.

Мы предполагаем, что эти линзовидные системы являются более эволюционно зрелыми структурами, сформировавшимися из простых линзовидных расширений. Схема распространения выявленных по данным батиметрической съемки линзовидных расширений показывает активные и реликтовые линзовидные расширения, а также векторы движения литосферных плит [36, 38] (рис. 1).

Линзовидные расширения (см. рис. 1) либо группируются, образуя серии кулисообразно расположенных субпараллельных линз (I тип), либо — это одиночные структуры, выявленные преимущественно в южном полушарии (II тип).

К типу I относятся две группы:

- активная в экваториальной части Атлантического океана, включающая в себя разломы Ро-манш, Сан-Паулу, Долдрамс и разлом Вима;
- реликтовая, расположенная в Тихом океане на флангах разломов Мендосино, Мюррей и Молокай.

Учитывая установленное по данным GPS [36] движение Тихоокеанской плиты, а также датировки по магнитным аномалиям, можно предположить, что тихоокеанская группа линзовидных расширений была активной и находилась в приэкваториальной области, однако со временем прекратила свое развитие, но как реликтовая морфоструктура продолжает движение на северо-запад вместе с флангами Тихоокеанской плиты.

Одиночные линзовидные расширения расположены преимущественно в южном полушарии. Среди них встречаются как формы с большим офсетом, образование которых можно объяснить предположением М. Лиджи с соавторами [29],

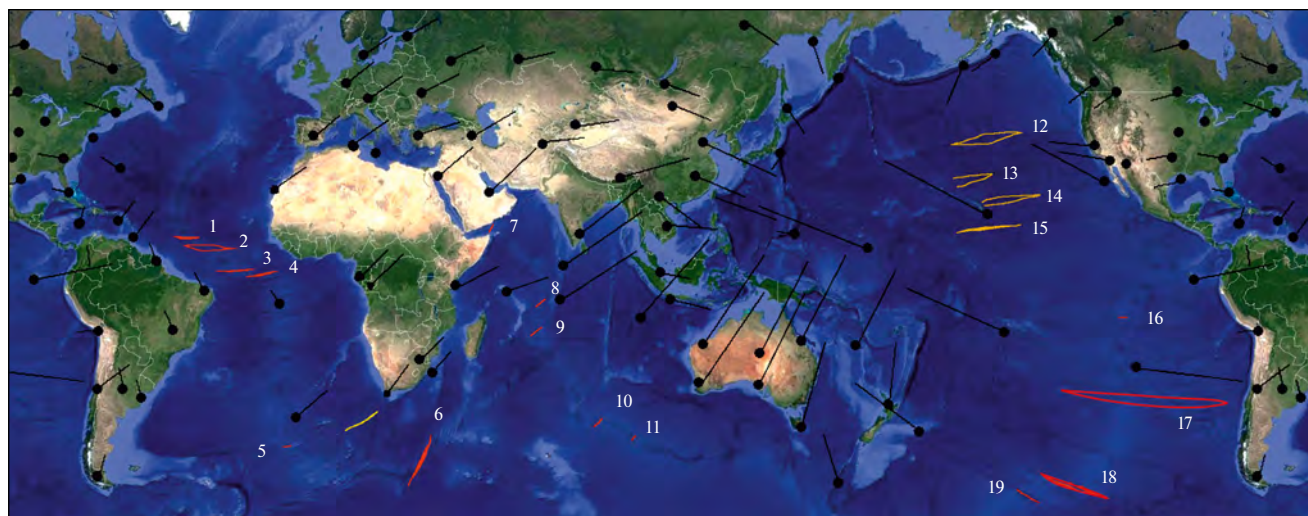


Рис. 1. Распространение линзовидных расширений долин трансформных разломов в Мировом океане и векторы движения континентов (по данным [35, 36]).

Показаны (линии) линзовидные расширения: активные (красным), реликтовые (желтым).

Обозначены векторы движения литосферных плит в точках опорных пунктов измерений по данным GPS (стрелка черным – размер стрелки пропорционален скорости движения).

Аббревиатуры: ТР – трансформный разлом; МТЛС – мультитрансформная линзовидная система.

На карте обозначено (арабские цифры):

1 – ТР Вима; 2 – МТЛС Долдрамс; 3 – МТЛС Сан-Паулу; 4 – ТР Романш; 5 – ТР Агульяс; 6 – ТР Эндрю Бейн; 7 – ТР Алула Фартаг; 8 – трог Вима; 9 – ТР Мари Челеста; 10 – ТР 88° в.д.; 11 – ТР 96° в.д.; 12 – ТР Мендосино; 13 – ТР Мюррей; 14 – ТР Молокай; 15 – ТР Кларион; 16 – ТР Гаррет; 17 – МТЛС Вальдивия; 18 – МТЛС Эльта-нин; 19 – МТЛС Удинцева.

так и небольшие формы с незначительным офсетом, формирование которых это предположение не объясняет.

Крупные линзовидные расширения Романш, Долдрамс, Сан Паулу и Эндрю-Бейн относятся к мегатрансформам и мегатрансформным системам, которые были выделены в особый тип межплитных границ [15, 27, 29].

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В работе были использованы данные многолучевой батиметрической съемки, полученные в экспедициях, которые проводились Геологическим институтом РАН (ГИН РАН, г.Москва, Россия) в 1985–2019 гг. на НИС “Академик Николай Страхов” в Экваториальной и Южной Атлантике.

На основе полученных первичных данных были построены цифровые модели рельефа с ячейкой грида 200 м. В качестве фонового покрытия в местах, где не имеется данных подробной батиметрической съемки, использовался 15-секундный грид GEBCO [35].

Расчеты и построение цифровых моделей рельефа проводилось в программе Surfer-19 [39]. Морфометрические измерения и построения секу-

щих профилей были сделаны в программе Global Mapper [40]. Дополнительно использованы данные геофизических покрытий с использованием программного пакета ARC-GIS [41]. Для определения возраста геодинамических перестроек использовалась карта возрастов акустического фундамента, рассчитанная на основе данных аномального магнитного поля [20].

Компиляция геофизических и батиметрических GEBCO [35], USGS [37], GPS Time Series Data [36], а также данных, полученных в экспедициях ГИН РАН в 1985–2019 гг., дало возможность по-новому рассмотреть морфологию и эволюцию активных частей трансформных разломов.

ОБРАБОТКА ДАННЫХ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Активные линзовидные объекты, сформированные в трогах трансформных разломов, сгруппированы по морфологии в три типа, соответствующие разным уровням и стадиям формирования структур:

- линзовидная область (тип I);
- линзовидный трансформированный бассейн (тип II);

— мультитрансформная линзовидная система (тип III).

Линзовидная область

В тип I объединены небольшие линзовидные расширения локального уровня, являющиеся самыми молодыми структурными образованиями и имеющие самое широкое распространение в Мировом Океане. Линзовидные расширения типа I встречаются почти повсеместно в южном полушарии. Наиболее широко они представлены в Индийском океане.

Трансформный разлом Агульяс. На юге Атлантики в активной зоне трансформного разлома Агульяс зафиксировано одиночное линзовидное расширение (рис. 2).

Трог Агульяс представляет собой четко обозначенную в рельефе узкую, длинную депрессию шириной до 12 км, длиной 225 км, с максимальной глубиной 5502 м. В центральной части трого глубина превышает 2 км относительно его бортов. Соотношение длины к ширине составляет 18.7. Это самая узкая из известных линз. Линзовидное расширение занимает почти всю активную часть трансформного разлома Агульяс. Этот разлом характеризуется самым большим смещением в регионе — от точки тройного сочленения Буве до разлома, расположенного на 35° ю.ш.

Днище долины трансформного трого в центральной, максимально углубленной части, плоское, заполненное осадочными отложениями. Вблизи восточного и западного интерсектов осадочный чехол незначителен по мощности и не перекрывает коренные породы.

В центральной и восточной частях долины четко выделяется медианный хребет — вытянутый, узкий, спрямленный, без смещений и разрывов (см. рис. 2, б). Высота хребта составляет 150–200 м, ширина 1.5 км.

Краевые уступы линзовидного расширения квестообразные, северный уступ более крутой и амплитудный. Края линзовидного расширения ограничены интерсектами. Нодальные впадины в рельефе не выражены.

Проведенный анализ данных возраста акустического фундамента и батиметрических данных позволяет предположить, что активное раскрытие линзы происходило не раньше 4 млн лет, но в течение 2 млн лет ситуация стабилизировалась, поперечный раздвиг прекратился или существенно уменьшился. К этому времени относится мощное

воздымание рифтового поднятия в районе восточного интерсекта.

В Индийском океане, по данным GEBCO [35], выявлено 5 линзовидных расширений типа I, но детальные батиметрические данные имеются только для двух объектов (см. рис. 1).

Трансформный разлом 88° в.д. В активной части трансформного разлома в районе 88° в.д. детальной батиметрической съемкой закартировано линзовидное расширение, офсет которого составляет 70 км, длина 64 км, максимальная ширина в центральной части достигает 6 км. Соотношение длины к ширине составляет 10.6. Максимальная глубина 4192 м. Заглубление днища относительно бровок в центральной части превышает 1500 м (рис. 3).

Смещение разлома 88-го градуса не является самым высокоамплитудным в районе, напротив, он расположен в 240 км восточнее крупного трансформного разлома со смещением ~ 300 км.

Днище разломного трого выровненное, вероятно, заполненное осадками. Поперечный профиль корытообразный (см. рис. 3).

Четких медианных хребтов не обнаружено. Краевые уступы квестообразные, северо-западный уступ более амплитудный и крутой. Края линзы ограничены интерсектами. Нодальные впадины не зафиксированы.

По данным GEBCO [35], на Центральном Индийском хребте четко идентифицируются три формы, которые можно охарактеризовать как линзовидные расширения, но детальная батиметрическая съемка выполнена только в трого Вима, расположенном в координатах 9° ю.ш. 67.5° в.д. Трог Вима в активной части представляет собой четкую узкую и длинную депрессию линзовидной формы, которая имеет следующие параметры — максимальная ширина 24 км, длина 235 км, максимальная глубина 6560 м (рис. 4).

Соотношение длины к ширине составляет 9.8. Поперечный профиль V-образный. Заглубление дна относительно бровок в центральной части достигает 3300 м. Дно узкое, почти без осадочного чехла. Краевые уступы квестообразные, асимметрия уступов не выявлена (см. рис. 4).

В осевой части долины закартирован фрагментарный медианный хребет, высота которого не превышает 150 м при ширине ~ 2 км. Вершины линзы совпадают с интерсектами, нодальные впадины не зафиксированы. Возраст линзовидного расширения оценивается не старше 10 млн лет.

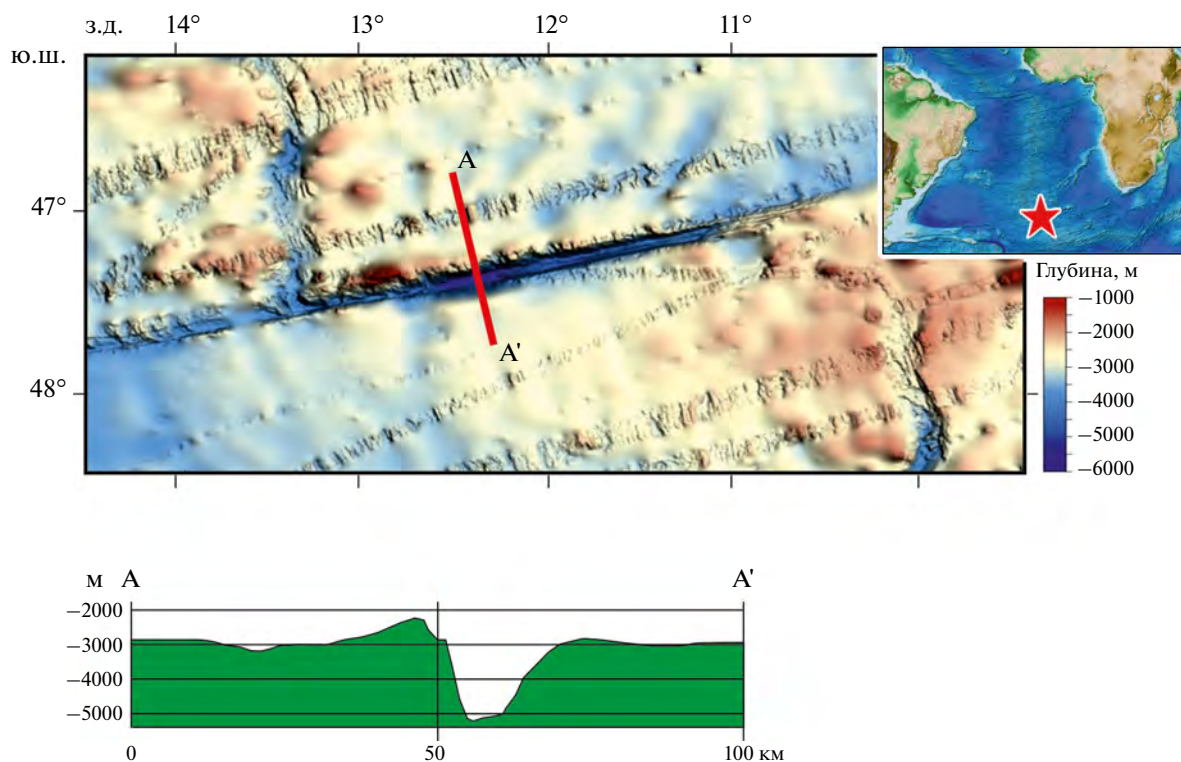


Рис. 2. Линзовидное расширение в активной части трансформного разлома Агульяс (по данным [35]). Показан поперечный профиль А—А' в центральной части линзовидного расширения. На врезке: показано местоположение объекта (звездочка красным).

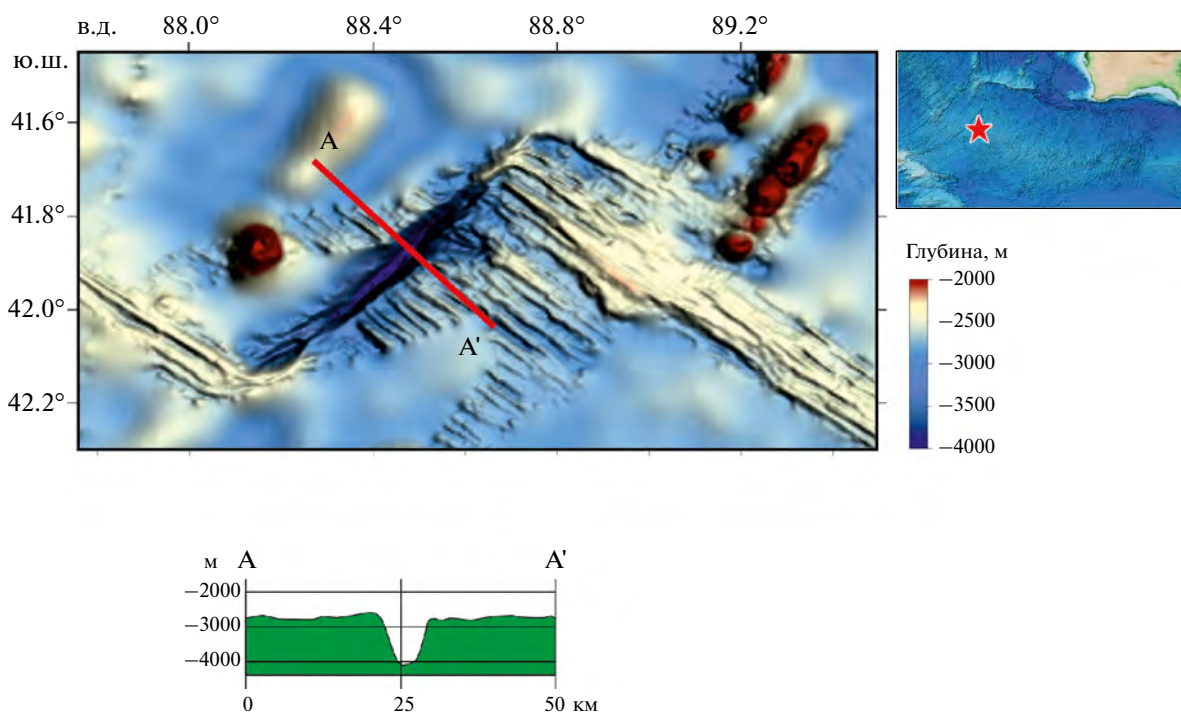


Рис. 3. Линзовидное расширение в активной части трансформного разлома 88° в.д. (по данным [35]). Показан поперечный профиль А—А' в центральной части линзовидного расширения. На карте (справа): показано местоположение объекта (звездочка красным).

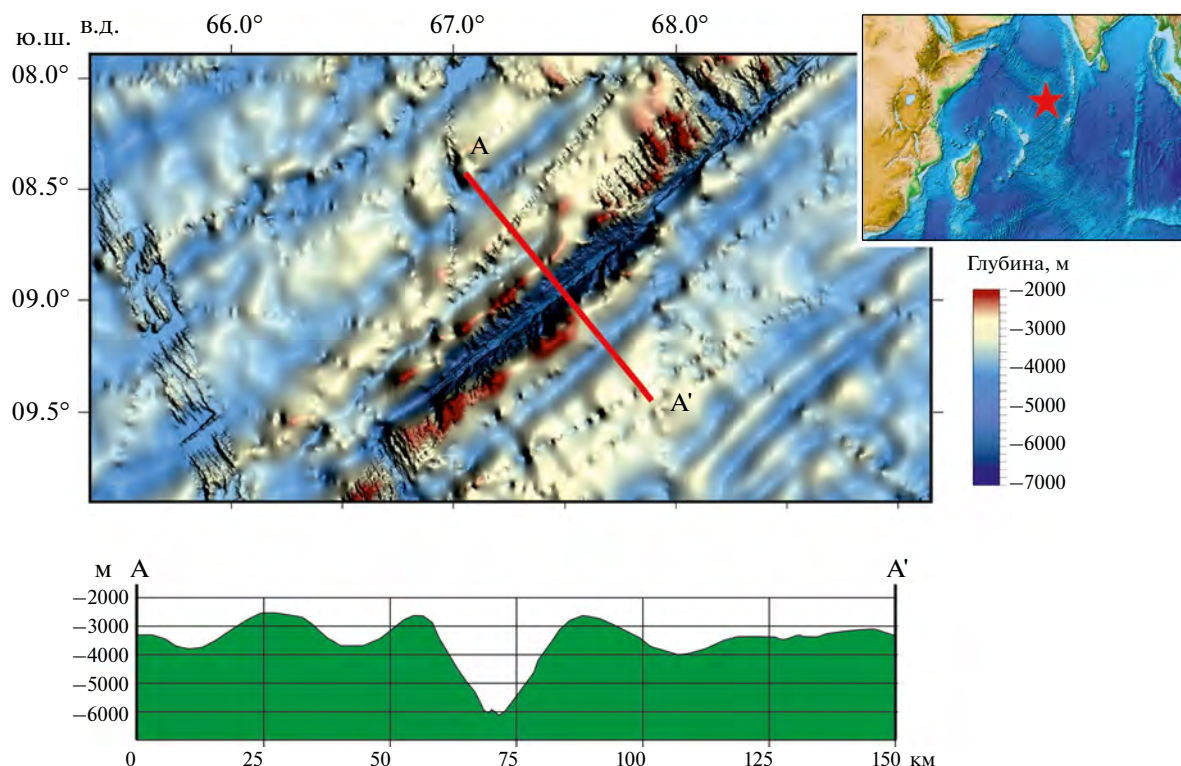


Рис. 4. Линзовидное расширение в активной части трансформного разлома Вима в Индийском океане (по данным [35]).

Показан поперечный профиль А–А' в центральной части линзовидного расширения.

На врезке: показано местоположение объекта (звездочка красным).

Трансформный разлом Гаррет. В Тихом океане выявлено одно линзовидное расширение типа I, расположенное в районе 13° ю.ш. в активной части трансформного разлома Гаррет. Разломный трог Гаррет в активной части значительно расширен и имеет линзовидную форму: максимальная ширина 19.7 км, длина 125 км, максимальная глубина 5102 м. Соотношение длины к ширине составляет 6.3 (рис. 5).

Это самая широкая из известных линз типа I.

Краевые уступы линзовидного расширения квестообразные, северный уступ более амплитудный. Северный и южный борта трога осложнены серией террас, что позволяет выделить внутри более молодое линзовидное образование шириной 9.8 км при той же длине (см. рис. 5).

В осевой части линзы в центре дешифрируется небольшой медианный хребет высотой ~200 м, длиной 4 км при ширине ~2 км. Восточнее и западнее этого хребта зафиксированы длинные и узкие депрессии длиной 27 км и 15 км. Края линзовидного расширения ограничены интерсектами, нодальные впадины не зафиксированы.

На основе представленных данных можно сформулировать определение линзовидного рас-

ширения, относящегося к типу I — это значительно углубленное расширение активной части трансформного разлома, имеющее в плане линзовидную форму.

Линзовидные расширения, как правило, приурочены к максимальному офсету в районе их обнаружения. Плановые размеры варьируют от нескольких десятков до сотни километров. Краевые уступы квестообразные, один уступ, как правило, имеет большую амплитуду. Вершины линзовидного расширения совпадают с интерсектами, нодальные впадины не формируются. В гравитационном поле таким структурам соответствует интенсивная отрицательная аномалия Δg линзовидной формы. Это молодые структурные образования, возраст которых не превышает 10 млн лет.

Линзовидный трансформированный бассейн

В рамках этого типа нами будут рассмотрены морфоструктуры, представляющие собой наиболее сложные образования линзовидной формы глобального уровня, сформированные на крупных трансформных разломах. Общей характеристикой этих структур является

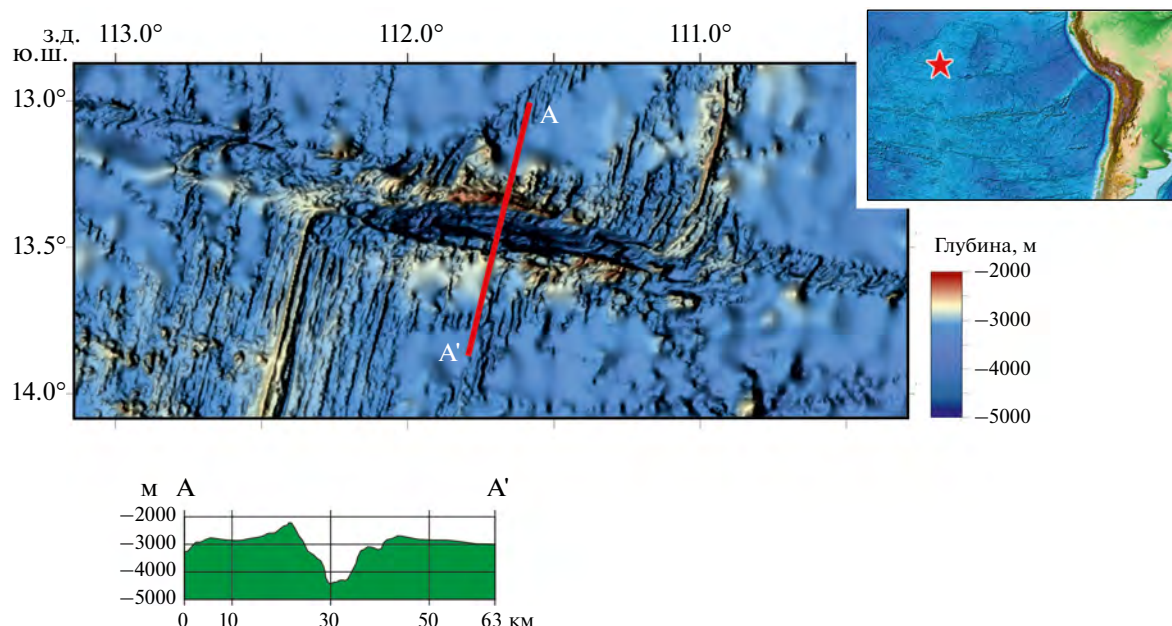


Рис. 5. Линзовидное расширение в активной части трансформного разлома Гаррет в Тихом океане (по данным [35]).

Показан поперечный профиль А—А' в центральной части линзовидного расширения.

На врезке: показано местоположение объекта (звездочка красным).

- линзовидная форма;
- экстремальный офсет;
- наличие в осевой части линзовидного блока сильно деформированной литосферы;
- отсутствие внутренних осевых сколов и зон внутреннего спрединга.

Две такие структуры расположены в приэкваториальной части Атлантического океана: разлом Вима и разлом Романш, и одна структура в юго-западном секторе Индийского океана — разлом Эндрю-Бейн.

Разлом Вима. Этот разлом является одним из самых крупных разломов Атлантики, его общая длина составляет 3700 км, длина офсета ~310 км. Западный фланг прослеживается на расстояние 1450 км, восточный фланг — ~1940 км. По гравиметрической карте интенсивная отрицательная аномалия, соответствующая разлому Вима, четко прослеживается до Антильской дуги на западе и срезается уступом Кабо Верде на востоке.

В районе разлома Вима были проведены комплексные геолого-геофизические экспедиции, в том

числе рейсы S19, S22, S45 Геологического института РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия) на НИС “Академик Николай Страхов” [3, 22, 25, 26, 28, 29, 31].

Линзовидное расширение, сформированное в разломном трого Вима, имеет длину ~560 км при максимальной ширине 35 км в районе западного интерсекта (рис. 6, а).

Поперечный профиль долины трансформного трого корытообразный, дно плоское, глубина составляет ~5 км. Долина трого Вима заполнена мощной (~1 км) толщей осадков.

В осевой части долины в западном и восточном крыле четко прослеживается медианный хребет (см. рис. 6, а).

Вероятно, он развит на всем протяжении долины разлома, но в центральной части скрыт под мощной толщей осадков.

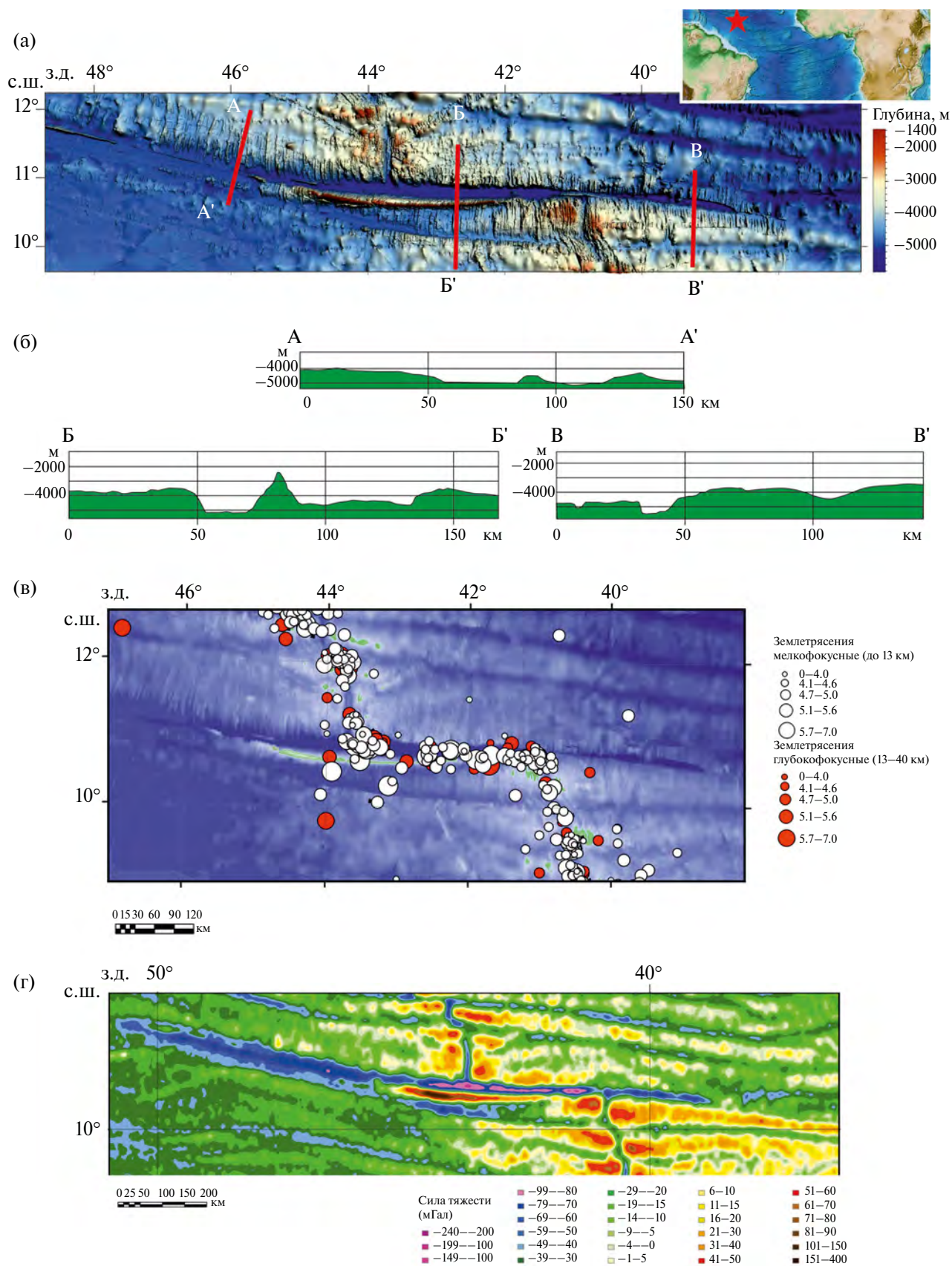
Борта линзовидного расширения крутые, квестообразные, превышение над дном долины составляет >1000 м (см. рис. 6, б).

На южном борту сформирован мощный трансверсивный хребет, абсолютная высота

Рис. 6. Линзовидное расширение в активной части трансформного разлома Вима в Атлантическом океане.

На врезке: показано местоположение объекта (звездочка красным).

- (а) — Трансформный разлом Вима (по данным [35]);
- (б) — поперечные профили А—А', Б—Б', В—В' рельефа;
- (в) — карта сейсмичности для событий с магнитудой $M > 5$ (по данным [37]);
- (г) — карта аномалий Δg (по данным [32]).



которого превышает 3000 м при протяженности ~320 км (см. рис. 6, б, профиль Б–Б').

Минимальная глубина гребневой части достигает 1033 м [32]. Гребневая поверхность плоская с мощной (до 500 м) карбонатной постройкой, сложенной мелководными лагунными и/или рифогенными известняками [22]. Трансверсивный хребет испытывал несколько этапов воздымания и погружения в интервале 10–2 млн лет назад [26]. В гравитационном поле хребту соответствует интенсивная положительная аномалия Δg (>100 мГал) (см. рис. 6, в).

Сейсмические события сдвиговой природы фиксируются вдоль северного борта разломной долины (см. рис. 6, г).

Разлом Романш. Это один из самых протяженных разломов Атлантики: общая длина составляет 4300 км, длина офсета – 880 км (рис. 7, а).

Его относят к демаркационным разломам [5]. Западный фланг прослеживается на расстояние 1600 км, восточный фланг – ~1800 км. Разлому Романш соответствует интенсивная отрицательная гравиметрическая аномалия (см. рис. 7, г). Она прослеживается от Южной Америки до Африки и согласуется со структурным рисунком этих континентов.

Разлом Романш образовался на месте крупной континентальной дорифтовой сдвиговой области и его возраст превышает возраст раскрытия экваториального сегмента Атлантики [24].

В активной части разлома сформирована линза сильно деформированной литосферы. На западном фланге вершина линзы упирается в срединно-океанический хребет, на восточном фланге вершина расположена за пределами активной части трансформного разлома Романш на расстоянии ~150 км. Общая длина линзы расширения составляет 1110 км при ширине 88 км, соотношение длины к ширине – 12.6. Скорость смещения флангов 32 мм в год, возраст линзы оценивается в 55 млн лет [27].

По предположению М. Лиджи с соавт. [29], активная зона трансформы Романш представляет собой рассеянную границу между двумя сегментами срединного хребта. Смещение происходит по двум дугообразным разломам с более актив-

ным южным сегментом. Сама линзовидная область состоит из субпараллельных трансверсивных хребтов и разделяющих их долин [29].

С севера разломная зона Романш ограничена четко выраженным в рельефе квестообразным пограничным уступом (см. рис. 7, а, б, профиль Б–Б').

Уступ разбит поперечными разломами на отдельные блоки. В западной части абсолютная высота уступа составляет ~500 м, восточнее уступ переходит в четко выраженный крупный трансверсивный хребет, относительная высота которого в восточном фланге достигает 2 км (см. рис. 7, б, профили Б–Б', В–В').

Южнее расположена линзовидная долина, состоящая из нескольких разломных трогов. В восточной части долины четко дешифрируются две депрессии с плоским дном (глубина ~4300 м), заполненные дислоцированными осадочными породами [27]. Далее на юг за долиной расположен массивный субширотный хребет, осложненный серией поднятий. Этот хребет смыкается на флангах с северным пограничным уступом, образуя единое горное сооружение линзовидной формы с запечатанной внутри реликтовой долиной (см. рис. 7, а, б, профиль А–А').

Западная вершина горного сооружения упирается в западный интерсект. Восточный фланг горного сооружения выходит далеко за пределы активной части долины трансформного разлома Романш. Абсолютная высота флангов существенно превышает высоту центральной части горного сооружения.

С юга это массивное горное сооружение обрамляется ярко выраженным в рельефе активным трогом разлома Романш. Это линзовидная в плане узкая депрессия, дно которой осложнено серией впадин и разделяющих их медианных хребтов. Борта трога Романш крутые, в поперечном сечении долина напоминает грабен (см. рис. 7, б, профиль Б–Б'). Относительная глубина депрессии колеблется от 1.5 км (в восточном фланге) до 3.5 км (вблизи восточного интерсекта).

В восточной области долины трога Романш расположена одна из самых глубоких впадин

Рис. 7. Линзовидное расширение в активной части трансформного разлома Романш в Атлантическом океане.

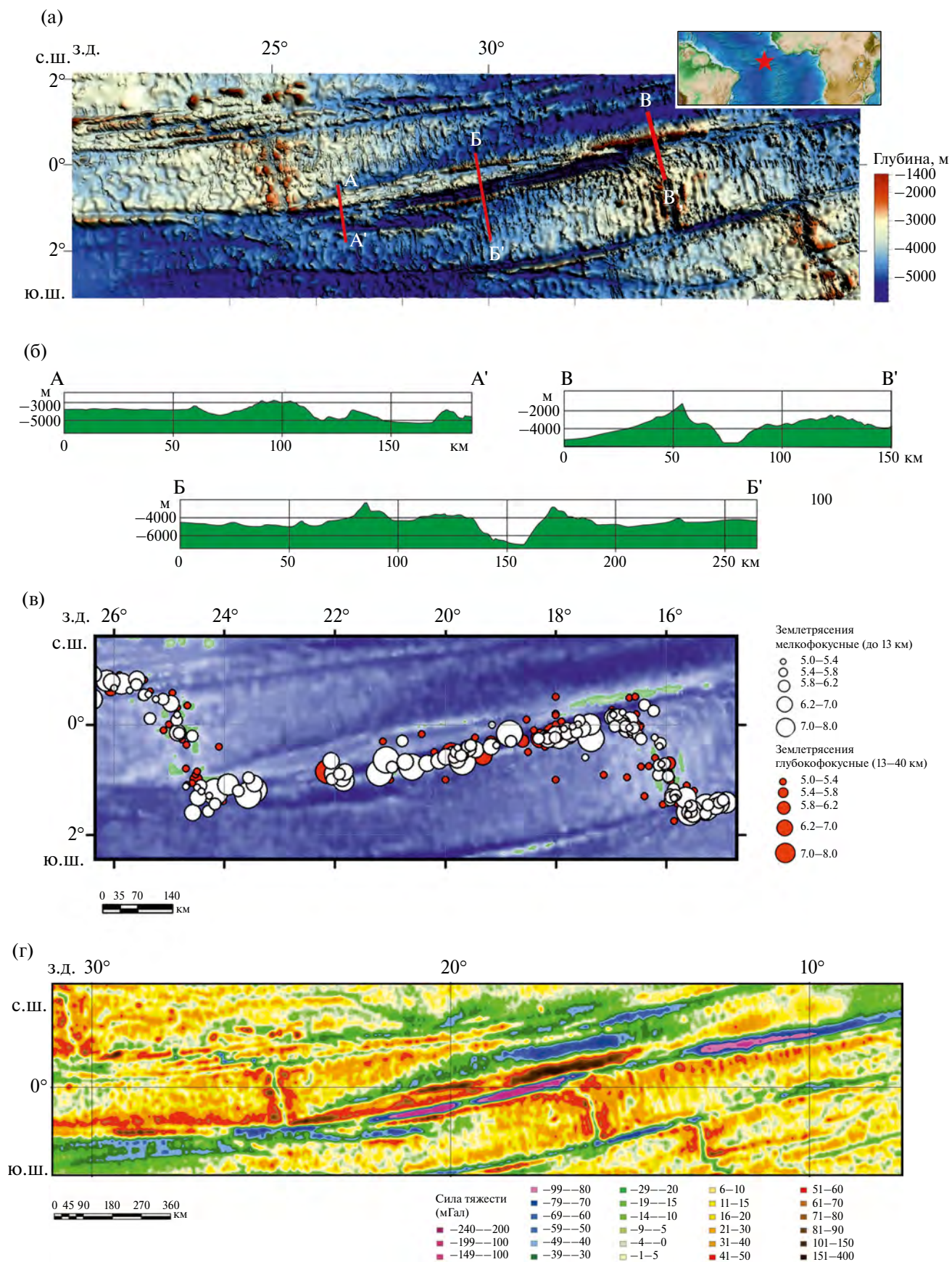
На врезке: показано местоположение объекта (звездочка красным).

(а) – Трансформный разлом Романш (по данным [35]);

(б) – поперечные профили А–А', Б–Б', В–В' рельефа;

(в) – карта сейсмичности для событий с магнитудой $M > 5$ (по данным [37]);

(г) – карта аномалий Δg (по данным [32]).



Атлантического океана — впадина Вима, имеющая глубину 7856 м. Активный трог разлома Романш является областью концентрации мощных сейсмических проявлений (см. рис. 7, в).

На западе трог Романш упирается в западный интерсект, при этом на востоке он выходит далеко за пределы активной части трансформного разлома. Нодальные впадины в разломе Романш отсутствуют.

Южный борт разломной долины представлен четко выраженным в рельефе квестообразным пограничным уступом с крутым северным бортом и пологим южным бортом. Уступ имеет в плане дугообразную форму и рассечен субмеридиональными грабенообразными структурами на отдельные блоки.

Линзовидный трансформированный бассейн, сформированный в трог трансформного разлома Романш, представляет собой древнюю многоуровневую структуру, которая в процессе своей истории испытывала несколько этапов активизации и относительного затишья [29]. Трансокеанской зоне Романш свойственна пространственно-временная неустойчивость геодинамических систем. Разные ее части характеризуются разной геологической историей [11]. Вероятно, что в периоды активизации тектонических подвижек могли преобладать то сдвиговые процессы, то процессы растяжения вкрест основного трога, что нашло отражение в сложном строении рельефа [27, 29].

Разломная зона Эндрю-Бейн. Эта зона находится в районе соединения Африкано-Антарктического и Западно-Индийского сегментов срединно-океанического хребта. Разлом маркирует древнюю сдвиговую зону, разделяющую Африкано-Аравийскую и Антарктическую плиты. Общая протяженность разломной зоны составляет >5500 км [9].

В активной части разломного трога Эндрю-Бейн сформирована линза сильно деформированной литосферы. Западная вершина линзы совпадает с западным интерсектом, восточная вершина выходит на 230 км за пределы активной зоны. Общая длина линзовидного расширения достигает 818 км при максимальной ширине 105 км (рис. 8, а). Соотношение длины к ширине составляет 7.8.

С северо-запада разломная зона Эндрю-Бейн ограничена выраженным в рельефе квестообразным пограничным уступом (см. рис. 8, а, б, профили А—А', Б—Б', В—В'). Высота уступа над дном прилегающего трансформного трога со-

ставляет ~3 км на южном фланге и уменьшается до 2 км на северном фланге. В южной части зоны Эндрю-Бейн на пограничном уступе развит трансверсивный хребет, превышение которого над дном желоба достигает 3500 м [8].

На северном фланге уступ разбит поперечными разломами на отдельные блоки. К уступу с юго-востока примыкает узкая глубокая долина. Максимальной глубины долина достигает в южной части (~6300 м), к северу глубина уменьшается и не превышает 6000 м. Долина совпадает с яркой отрицательной аномалией в поле силы тяжести (до -100 мГал) (см. рис. 8, в).

Ширина долины составляет ~20 км. Поперечный профиль резко асимметричный с крутым и высоким северо-западным склоном (превышение ~3000 м) и более пологим и невысоким восточным склоном (не более 1000 м).

Восточнее долины расположен небольшой хребет и субпараллельная долина, переходящая южнее в область линзовидной формы. Эта область состоит из серии кулисообразно расположенных хребтов, ориентированных под углом 30° к генеральному простираению разломного трога и образующих в плане веретенчатый рисунок.

Восточнее расположена еще одна узкая троговая долина, ограниченная с востока квестообразным уступом. В южной части уступ представлен несколькими разобщенными блоками. В северной части уступ представляет собой массивное сооружение, смыкающееся со сводовым поднятием.

Центральная часть линзовидного трансформированного бассейна Эндрю-Бейн характеризуется положительными значениями гравитационных аномалий (30–50 мГал), что мало отличается от окружающего трансформный разлом фона (см. рис. 8, г).

Яркая положительная аномалия (>100 мГал) фиксируется только на краевом уступе в районе сводового поднятия вблизи северо-восточного интерсекта (см. рис. 8, г).

Эпицентры землетрясений тяготеют, в основном, к северо-западной долине, что свидетельствует о том, что основные сдвиговые движения сосредоточены вдоль западной границы линзовидного образования (см. рис. 8, в).

В Тихом океане трансформированных линзовидных расширений не выявлено.

Следовательно, линзовидный трансформированный бассейн формируется на месте древней континентальной глобальной сдвиговой зоны в областях с медленным спредингом, причем линзовидное

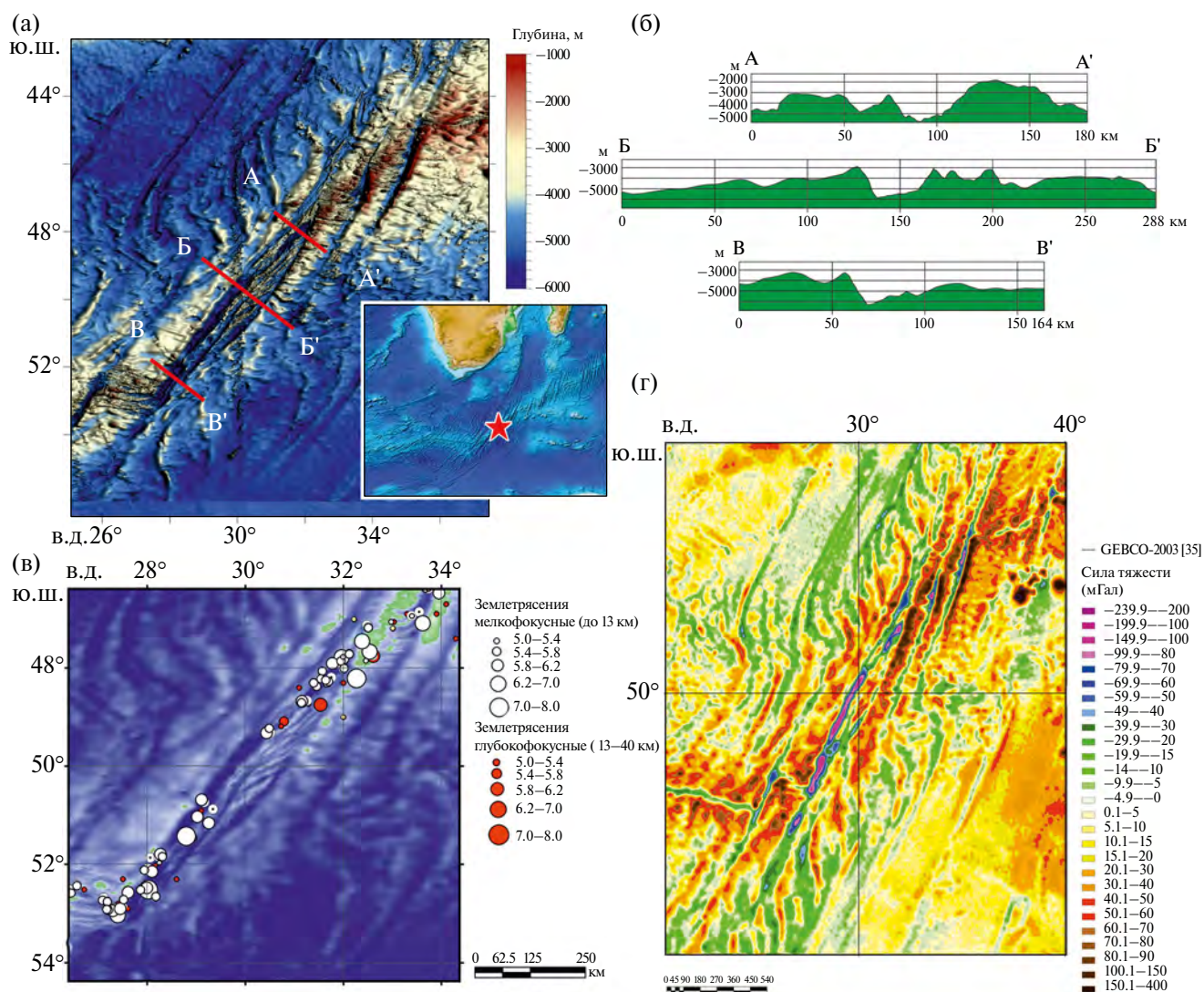


Рис. 8. Линзовидное расширение в активной части трансформного разлома Эндрю-Бейн в Индийском океане (по данным [35]).

- (а) – Трансформный разлом Эндрю-Бейн (по данным [35]);
 (б) – поперечные профили А–А', Б–Б', В–В' рельефа;
 (в) – карта сейсмичности для событий с магнитудой $M > 5$ (по данным [37]);
 (г) – карта аномалий Δg (по данным [32]).

образование формируется на трансформном разломе с экстремальным для региона офсетом.

Сложная морфология линзовидного образования включает многочисленные структурные образования второго порядка: кулисообразно расположенные искривленные трог и межтроговые хребты, формирующие нередко веретенчатый рисунок, но без признаков внутреннего вдоль-осевого скола и спрединга. Активные сдвиговые процессы приурочены к одному из ограничивающих линзу дугообразных трогов.

Одна из вершин линзы выходит далеко за пределы активной части трансформного разлома,

другая вершина сопряжена с интерсектом. Краевые уступы квестообразные. Длина линзовидного образования существенно превышает офсет материнского разлома и составляет несколько сотен и первые тысячи километров, ширина достигает до 150–250 км. В своей истории эти структуры испытывали периоды активизации и относительного покоя, что отражено в их сложной морфологии.

Мультитрансформная линзовидная система

В том случае, когда смещение по одному из ограничивающих дугообразных разломов не может компенсировать сдвиговые напряжения, линзовидное

расширение может преобразоваться в линзовидную мультитрансформную область с внутренними зонами спрединга. Ее формирование на месте единичного трансформного разлома с большим офсетом подтверждает плановый рисунок ограничивающих линзу дугообразных краевых уступов, форма вершин линзы и их переход в односторонние пассивные трансформные фланги, а также скученность трансформных трогов внутри линзы (рис. 9).

Подобные структуры зафиксированы в экваториальной части Атлантического океана (Долдрамс и Сан-Пауло) и в южной части Тихого океана (Вальдивия). В Индийском океане такие структурные образования не выявлены (см. рис. 1).

Мультитрансформная линзовидная система Долдрамс расположена в центральной Атлантике в районе 7–8° с.ш., в данную систему входят (см. рис. 9, а):

- разлом Долдрамс;
- разлом Вернадского;
- северный и южный трогов разлома Пушаровского;
- разлом Богданова.

Линза ограничена с севера и востока разломом Долдрамс, при этом с юга и запада линза ограничена безымянным разломом, который расположен в 50 км южнее разлома Богданова и определяется в зоне пересечения с срединно-океаническим хребтом как нетрансформное смещение. Пограничные разломы имеют в плане дуговидную форму и своими флангами срезают фланги внутренних трансформных трогов. Отличительной особенностью мультитрансформной линзовидной системы Долдрамс является зона внутреннего спрединга с короткими спрединговыми рифтовыми долинами и большой плотностью трансформных разломов [15]. Суммарный офсет составляет порядка 630 км.

С.Ю. Соколовым с соавт. [19, 20] мультитрансформная линзовидная система Долдрамс была выделена в отдельный класс полиразломных систем.

С.Г. Сколотнев с соавт. [15] относит эту систему к классу мегатрансформов.

Район почти полностью покрыт многолучевой батиметрической съемкой — здесь были проведены в 1987–2019 гг. комплексные экспедиции S06, S09, S22 и S45 Геологическим институтом РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия) на НИС “Академик Николай Страхов” [15, 16].

Длина мультитрансформной линзовидной системы Долдрамс составляет ~1620 км, что более

чем в 2 раза превышает суммарный офсет, входящих в систему трансформных разломов. Ширина в центральной части составляет 175 км. Отношение длины к ширине составляет 9.3.

Вершины линзы находятся далеко за пределами суммарной активной части входящих в нее трансформ:

- западная вершина расположена в 500 км западнее интерсекта разлома Долдрамс;
- восточная вершина расположена в 530 км восточнее интерсекта разлома Богданова.

Мультитрансформную линзовидную систему Долдрамс можно разделить на северную и южную части.

Северная часть имеет линзовидную форму и ширину до 70 км, ограничена с севера трансформным разломом Долдрамс и включает в себя межразломную область Долдрамс–Вернадского, имеющую линзовидную форму и ширину до 50 км (см. рис. 9, а). С юга северная область ограничена трансформным разломом Вернадского. Параметры трансформных разломов следующие:

- глубина долины 4700 м, ширина 14–19 км (разлом Долдрамс);
- глубина долины 5000 м, ширина 5–10 км (разлом Вернадского).

В трогах сформированы мощные медианные хребты. Рельеф спредингового сегмента, входящего в состав северной области и межтрогового блока, близок к классической морфологии структур сводового поднятия срединно-океанического хребта.

Южнее расположена линзовидная область, сформированная близкорасположенными узкими глубокими долинами трансформных разломов (ширина 4–8 км, глубина >5000 м). Долины расположены на расстоянии 30 км, 15 км, 30 км друг от друга.

Такое близкое расположение обуславливает формирование уникального рельефа в межтроговом пространстве, где сигмовидные гряды находятся в центральном поднятии, расположенном между двумя трогам разлома Пушаровского (ширина не превышает 15 км), и цепи блоковых гряд — в двух более широких межтроговых областях, расположенных севернее и южнее разлома Пушаровского. Спрединговые сегменты, входящие в мультитрансформную линзовидную систему Долдрамс, характеризуются морфологией, типичной для срединно-океанического хребта с формированием узких глубоких рифтовых долин, но- дальных впадин, угловых уступов [15].

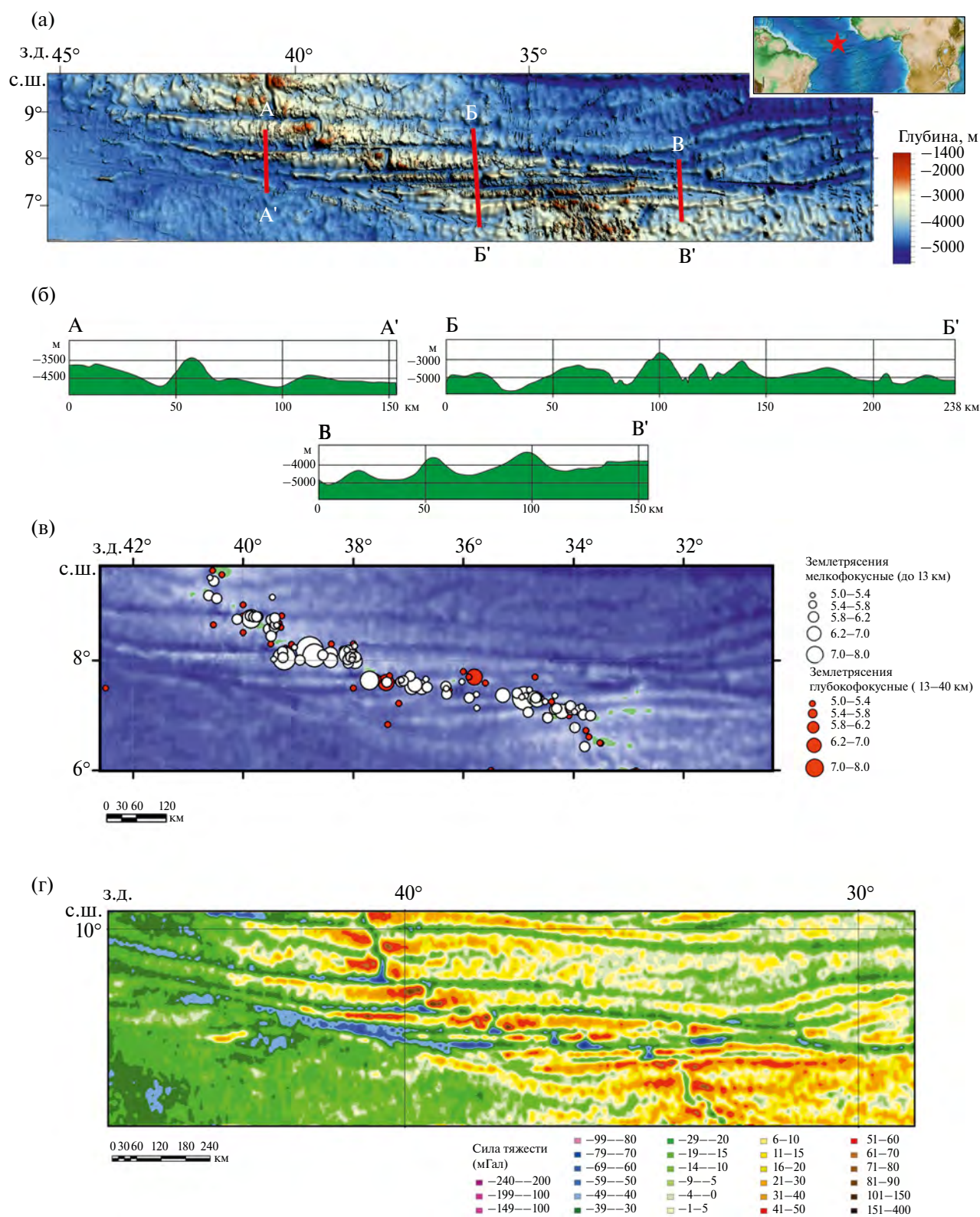


Рис. 9. Мультитрансформная линзовидная система Долдрамс в Атлантическом океане.

- (а) – Линзовидная система Долдрамс (по данным [35]);
 (б) – поперечные профили А–А', Б–Б', В–В' рельефа;
 (в) – карта сейсмичности для событий с магнитудой $M > 5$ (по данным [37]);
 (г) – карта аномалий Δg (по данным [32]).

С юга и юго-запада мультитрансформная линзовидная система Долдрамс ограничена дугообразным в плане уступом, разбитым на отдельные гряды. В области рифтового поднятия уступ переходит в нетрансформное смещение на широте $6^{\circ}47'$ с.ш.

В поле силы тяжести мультитрансформная линзовидная система Долдрамс выражена отчетливо, но без ярко выраженных экстремумов (см. рис. 9, в). Отрицательные значения приурочены к активным частям трансформ и спрединговым сегментам. Восточная вершина характеризуется значениями около -10 мГал, но для всего западного фланга линзы зафиксированы значения до -50 мГал, что характерно для нодальных впадин и трогов.

Сейсмические события приурочены к трансформным разломам и спрединговым сегментам, расположенным внутри мультитрансформной линзовидной системы Долдрамс (см. рис. 9, г).

Мультитрансформная линзовидная система Сан-Пауло. Эта система расположена в центральной Атлантике в районе экватора и включает четыре разломных трога, соединенных тремя небольшими фрагментами срединно-океанического хребта (рис. 10, а).

Суммарный офсет составляет около 560 км. Длина линзы 1400 км, ширина 86 км, соотношение длины к ширине 16.3. Западный фланг выходит за пределы срединно-океанического хребта на 230 км, восточный фланг — на 600 км (см. рис. 10).

Таким образом, для линзовидной структуры характерна четко выраженная восточная асимметрия.

Далее на флангах, за пределами линзовидной области, трансформный разлом прослеживается на запад как единичный трог и на восток как двойной трог, вплоть до континентальных окраин Африки и Южной Америки и имеет общую длину ~ 3800 км [1]. По времени заложения трансформный разлом Сан-Пауло относят к синрифтовым структурам [30].

Особенностью мультитрансформной линзовидной системы Сан-Пауло является не только асимметрия флангов, но и асимметрия расположения трогов срединно-океанического хребта, приуроченных к восточной стороне активной области линзы. Однако, если рассматривать линзу как самостоятельный объект, то расположение трогов срединно-океанического хребта относительно вершин линзы можно считать симметричным. Заложение линзы приурочено

к границе эоцена и палеоцена [29]. Вероятно, к этому времени относится перестройка всего региона.

С север—северо-востока и юг—юго-запада мультитрансформная линзовидная система Сан-Пауло ограничивается трансформными разломами, вдоль которых сформированы уступы:

- северный (четкий линейный квестообразный);

- южный (выражен в рельефе цепочками невысоких разрозненных гряд).

Внутренние трансформные трогги расположены с шагом ~ 30 км. Глубина варьирует в пределах 4000–4200 м. Ширина составляет 7–10 км. Пассивные части трогов заполнены осадками, в активных частях развиты небольшие фрагментарные медианные хребты.

Трансформы отделены друг от друга горными сооружениями, представляющими собой массивные глыбовые поднятия, постепенно с удалением от срединно-океанического хребта переходящие в разрозненные узкие гребневые хребты субмеридиональной ориентации. Вблизи крайнего западного интерсекта с восточной (активной) стороны северный пограничный уступ надстроен массивным субширотным горным хребтом (хребет Атоба), длина которого составляет ~ 100 км, ширина — 25 км. Абсолютная высота превышает 3500 м. Вершинная поверхность хребта выходит на дневную поверхность и образует остров Св. Петра и Павла (см. рис. 9, а).

В поле силы тяжести мультитрансформная линзовидная система Сан-Пауло выражена без больших экстремумов. Отсутствие ярких отрицательных аномалий вдоль трогов свидетельствует о том, что в системе не имеется такого недостаточного объема масс, как в трансформном разломе Романш, расположенном на расстоянии 250 км южнее. Отрицательные аномалии маркируют интерсекты и троговые долины. Интенсивная положительная аномалия (>100 мГал) приурочена к хребту Атоба (см. рис. 9, г).

Большинство сейсмических событий сосредоточено в пределах активной части линзовидной системы, причем максимум событий с магнитудой, превышающей $M>6$, приурочен к северному троггу. В центральной части системы наблюдается зона пониженной сейсмичности (см. рис. 9, в).

В Тихом океане, в южном полушарии, можно уверенно выделить одну мультитрансформную линзовидную систему, сформированную на разломной системе Вальдивия, но для этой области

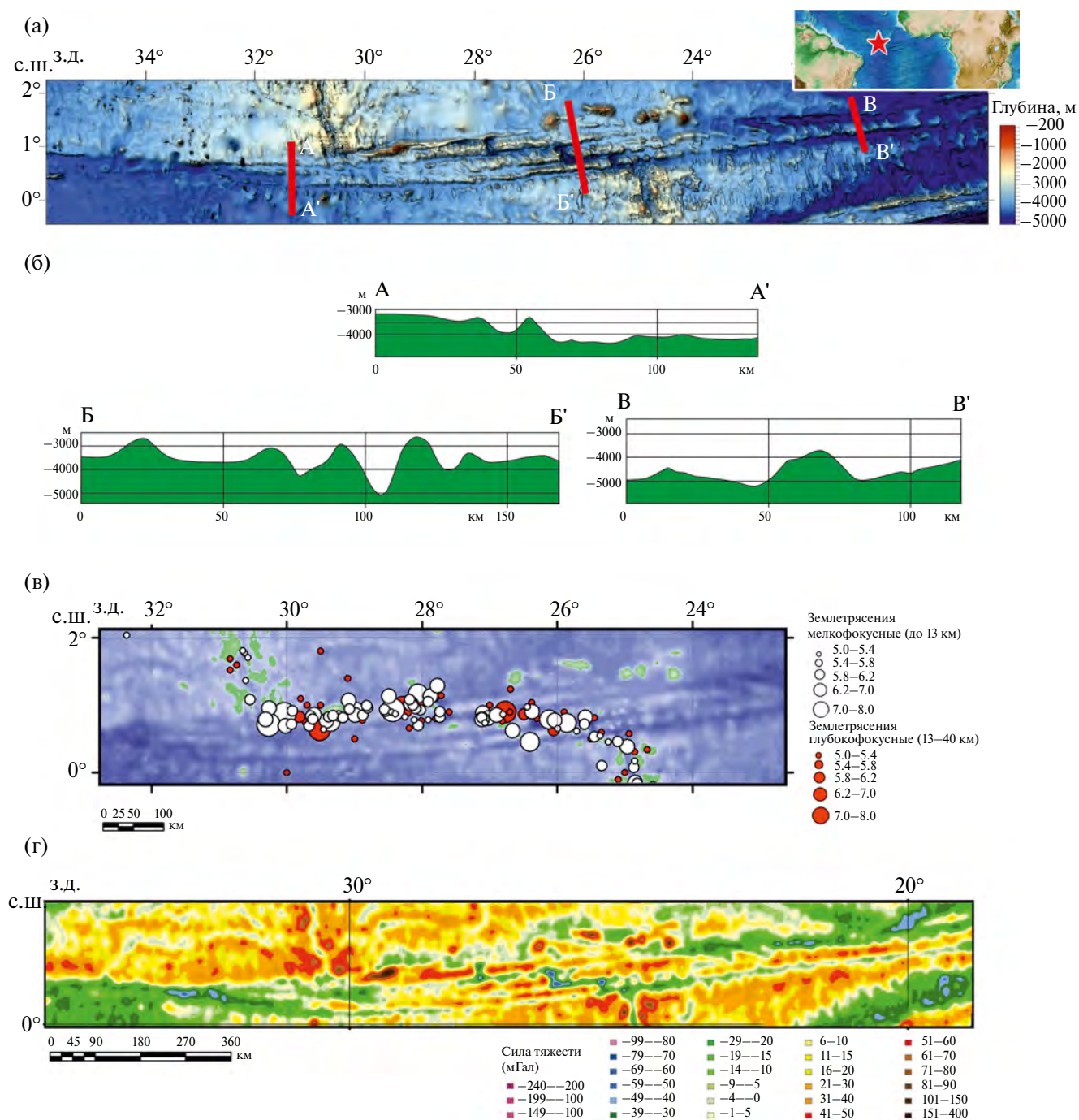


Рис. 10. Мультитрансформная линзовидная система Сан-Паулу в Атлантический океане.

- (а) – Система Сан-Паулу (по данным [35]);
 (б) – поперечные профили А–А', Б–Б', В–В' рельефа;
 (в) – карта сейсмичности для событий с магнитудой $M > 5$ (по данным [37]);
 (г) – карта аномалий Δg (по данным [32]).

не имеется детальной батиметрической съемки, и в морфоструктурном анализе мы использовали данные общих покрытий [35, 37].

Мультитрансформная линзовидная система Вальдивия. Эта структура расположена в юго-восточной части Тихого океана и включает семь

разломных трогов, соединенных шестью спрединговыми сегментами.

Суммарный офсет составляет ~630 км. Длина линзы 1850 км, ширина 130 км, соотношение длины к ширине 14. Западный фланг выходит за пределы срединно-океанического хребта

на 595 км, восточный фланг — на 610 км (см. рис. 10, а).

Долины трансформных разломов, ограничивающие структуру с север—северо-запада и с юго-востока в плане на большей части своей протяженности, имеют субширотное простираание и только в краевых частях меняют направление и срезают фланги внутренних трансформ.

Внутренние трансформные разломы имеют субширотное простираание. Ширина долин составляет 4–6 км, глубина — ~4600–4800 м. Трансформы отделены друг от друга горными сооружениями, представляющими собой массивные глыбовые поднятия шириной 20–25 км и до 2000 м высотой, постепенно, с удалением от срединно-океанического хребта, переходящие в более низкие разрозненные хребты.

В восточной вершине мультитрансформной линзовидной системы Вальдивия соединяются два трога. Фоновые глубины составляют 3700 м, глубина днища троговой долины достигает 5000 м.

На западе, в районе западной вершины, фоновая глубина составляет 4400 м севернее трога и 4800 м южнее трога, глубина троговой долины — 6300 м. Вдоль северного борта сформирован мощный узкий субширотный горный хребет длиной 150 км при ширине 25 км. Высота в гребневой части составляет ~3000 м. Далее на флангах, за пределами линзовидной области, трансформный разлом прослеживается на запад и восток как единичный трог.

В поле силы тяжести в центральной и восточных частях мультитрансформной линзовидной системы мультитрансформная линзовидная система Вальдивия выражена четко, но без ярко выраженных экстремумов (см. рис. 10, г).

В районе западной вершины мультитрансформной линзовидной системы проявлена максимальная положительная аномалия, соответствующая узкому хребту на северном борту трога (>100 мГал), и значительная отрицательная аномалия в троговой долине (-80 — -99 мГал).

Сейсмические события сфокусированы в пределах активных частей трансформных трогов и в спрединговых сегментах (см. рис. 10, в).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геодинамическая интерпретация

Линзовидные расширения зарождаются на трансформных границах в активной зоне

трансформного трога — в местах с самой тонкой океанической корой — как отклик на глобальную перестройку движения литосферных плит в регионе в том случае, когда появляется дополнительное растяжение поперек разломного трога. Молодые линзовидные расширения не выходят за пределы активной области трансформного трога и маркируют новейшие перестройки. Молодое образование выглядит как переуглубленный трог, имеющий в плане линзовидную форму. Постепенно вдоль оси линзы начинает формироваться медианный хребет, и единый трансформный трог разбивается на два дугообразных трога (рис. 11).

Если флуктуация в направлении движения плит не меняется, линзовидное расширение начинает разрастаться, выходя за пределы активной части трансформы. При этом возможно развитие двух сценариев (рис. 12):

- формирование трансформированного линзовидного бассейна, где сдвиговые напряжения реализуются по одному из двух обрамляющих трогов и разрастание идет в сторону одного из пассивных трогов;

- формирование линзовидной мультитрансформной системы с внутренней зоной спрединга и разрастанием линзы в обе стороны вдоль вмещающего разломного трога.

- В первом случае (формирование трансформированного линзовидного бассейна) развиваются трансформно-аккреционные структуры. Механизм представляется следующим: во внутренней области линзовидного расширения формируется линза, состоящая преимущественно из эксгумированных верхнемантийных пород (сухой спрединг), подвергшихся интенсивному тектоническому воздействию [5].

Сдвиг реализуется по одному из двух окаймляющих трогов, что подтверждается полученными сейсмическими данными. Этот сценарий реализуется в том случае, когда скорость спрединга длительно не меняется или меняется незначительно и система сохраняет способность компенсировать сдвиговые смещения без существенной внутренней перестройки. Вершины линзы оказываются при этом в разных условиях.

Одна вершина (примыкающая) формируется там, где активный трог сочленяется со Срединно-Атлантическим хребтом (см. рис. 12).

Другая вершина (перекрестная) расположена в районе второго интерсекта, где активный трог находится напротив интерсекта (см. рис. 12).

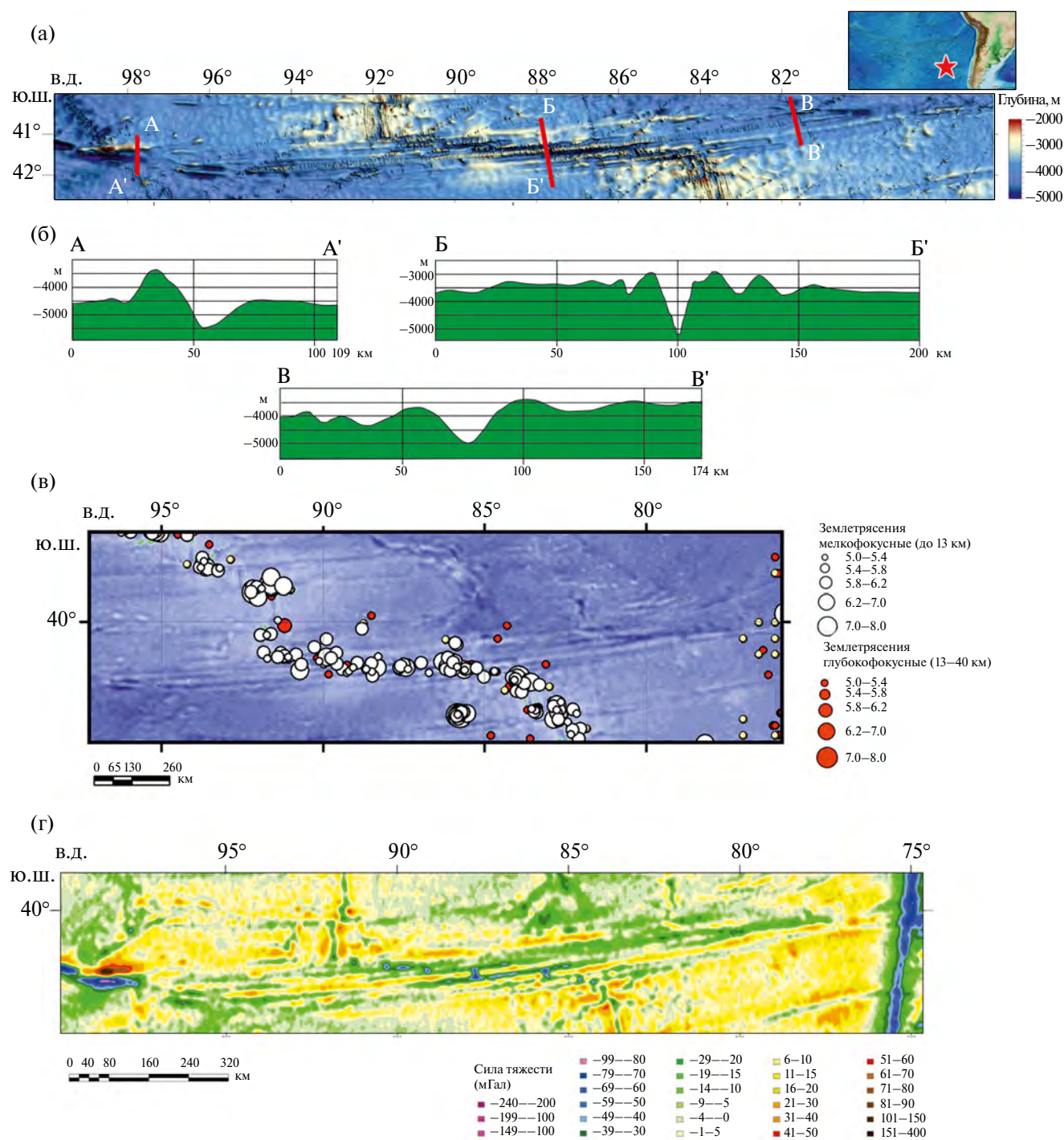


Рис. 11. Мультитрансформная линзовидная система Вальдивия в Тихом океане.

- (а) — Система Вальдивия (по данным [35]);
 (б) — поперечные профили А–А', Б–Б', В–В' рельефа;
 (в) — карта сейсмичности для событий с магнитудой $M > 5$ (по данным [37]);
 (г) — карта аномалий Δg (по данным [32]).

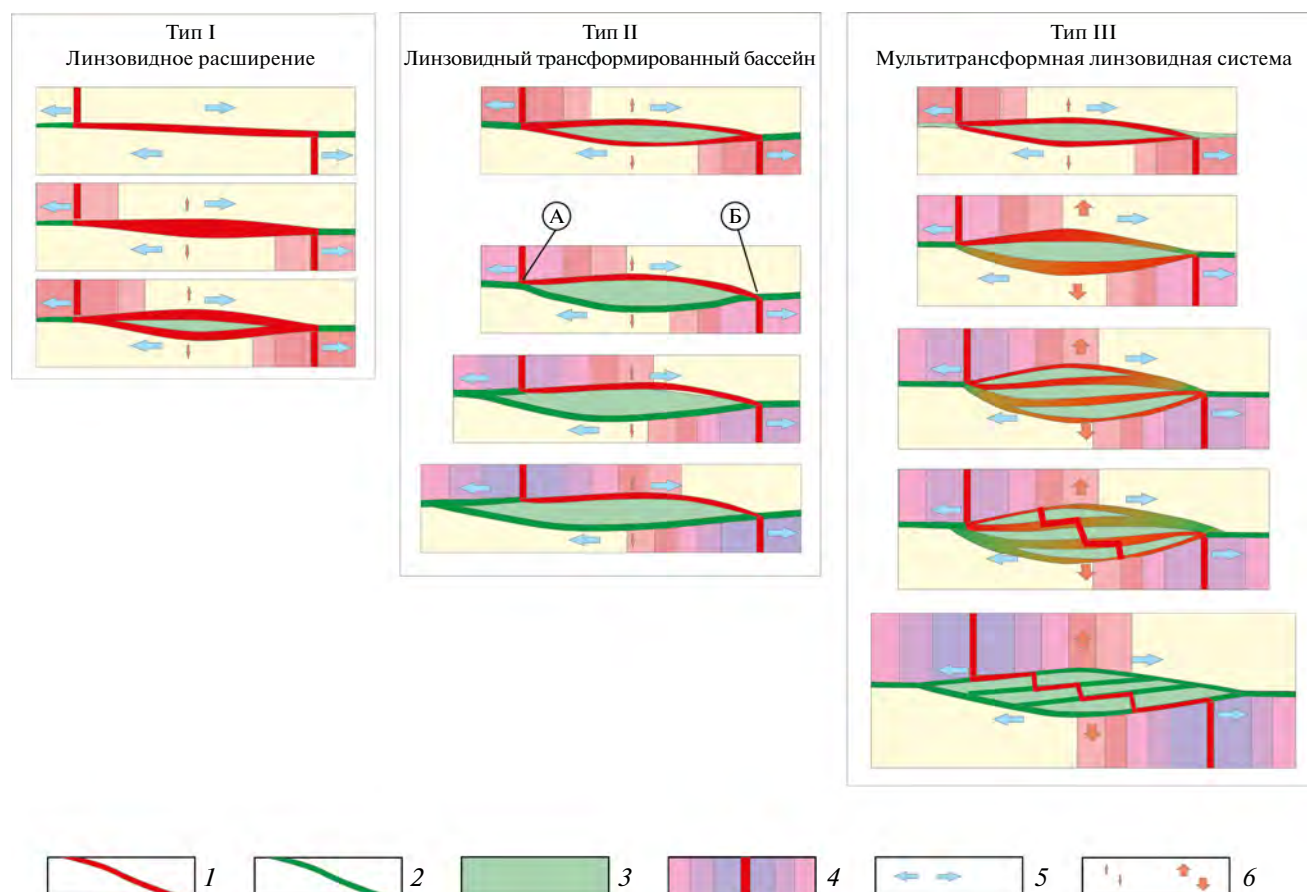


Рис. 12. Кинематическая модель этапов раскрытия и эволюционирования линзовидных расширений в трогах трансформных разломов

1–2 – трансформный трог: 1 – активный, 2 – пассивный; 3 – линза сильно деформированной литосферы; 4 – спрединговый хребет с новообразованными порциями океанической коры; 5 – направление спрединга; 6 – растяжение вкост трансформного трога, инициирующее раскрытие линзовидного расширения

Разрастание линзовидного пространства за счет аккреции внутри его обрамления идет со стороны примыкающей вершины линзы в сторону пассивного фланга материнского трансформного разлома (см. рис 12).

- Во втором случае (формирование линзовидной мультитрансформной системы) развиваются аккреционно-спрединговые структуры. Это становится возможным, когда скорость смещения вдоль трансформы существенно превышает скорость, которая была до перестройки, и сдвиг не может реализовываться вдоль одного трансформного трога. На начальном этапе активными остаются два дуговых обрамляющих разлома, а на более поздних стадиях формируется внутренняя система трогов и спрединговых центров (см. рис. 12).

Система развивается таким образом, что в осевой части расширенного в форме линзы трансформного трога начинает формироваться медианный хребет, затем он разрастается и разделяет

трансформную долину на два трога. Далее медианный хребет перерастает в межрифтовое поднятие, и линза начинает функционировать как система, состоящая из трогов, в которой сдвиги реализуются по двум окаймляющим трогам. Межрифтовое поднятие подвергается деформации, разбивается на несколько изогнутых блоков и разрастается. Окаймляющие трог начинают расширяться, приобретать линзовидную форму, в них начинают формироваться медианные хребты, которые постепенно перерастают в межрифтовые поднятия. Внутри линзы образуется несколько субпараллельных трогов.

Межтроговые поднятия разбиваются на блоки, и начинают формироваться внутренние спрединговые центры. Со временем интенсивные сдвиги по перекрещивающимся трогам начинают угасать, вершины линзы прикрепляются к прилегающим участкам океанического дна и далее начинают двигаться вместе с ним в сторону пассивных

частей трансформного разлома — линзовидная область начинает разрастаться за счет зон внутреннего спрединга и выходит далеко за пределы активной части материнской трансформы.

Процесс разрастания линзовидной области вкост материнской трансформы с формированием новых трансформных трогов и спрединговых центров продолжается до тех пор, пока есть поперечное растяжение и увеличение скорости расхождения континентальных плит в данном районе.

С прекращением поперечного растяжения мультитрансформная линзовидная система перестает активно разрастаться и продолжает существование в качестве мелкораздробленного сегмента срединно-океанического хребта. Вершины линзы и обрамляющие уступы входят в океаническую плиту и продолжают пассивно раздвигаться, при этом формирующиеся в активной области трансформные трог становятся параллельными, а мультитрансформная система переходит из линзовидной в миндалевидную форму.

ВЫВОДЫ

1. Линзовидные расширения формируются на трансформных границах, где сдвиг не компенсирует сложные пограничные взаимодействия и они реализуются с формированием сложных многоуровневых трансформных, трансформно-аккреционных и трансформно-аккреционно-спрединговых структур.

2. Преимущественная приуроченность линзовидных расширений к активным сегментам трансформ объясняется тем, что это наиболее ослабленные места с маломощной корой и минимальным магматическим дебетом, которые максимально подвержены влиянию перестройки кинематики плит.

3. Линзовидные расширения распространены преимущественно в южном полушарии, вероятно, основная причина заключается в том, что литосферные массы движутся в северном направлении, и в южном полушарии развит существенный фон с субмеридиональной компонентой растяжения, а спрединг не может в полной мере компенсировать новообразованное пространство.

4. Автором выделены три вида активных линзовидных расширений:

- линзовидная область;
- трансформированный линзовидный бассейн;
- мультитрансформная линзовидная система.

5. Для всех линзовидных расширений характерно наличие специфических квестообразных краевых уступов, которые могут использоваться в палеогеографических реконструкциях, т.к. они являются ключевым структурным элементом, маркирующим геодинамические перестройки в Мировом Океане.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарность коллегам за помощь и поддержку и экипажу НИС “Академик Николай Страхов” за профессионализм и самоотверженную работу в сложных экспедиционных условиях в Атлантическом океане. Автор признателен рецензентам А. О. Мазаровичу (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и А. А. Пейве (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за полезные комментарии и редактору М. Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 24-17-00097 “Атлантико-Арктическая рифтовая система: сегментация, эволюция, структурообразование и современная геодинамика”.

СЛЕДОВАНИЕ НОРМАМ НАУЧНОЙ ЭТИКИ

Автор заявляет, что не имеет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агапова Г.В. Особенности морфологии межрифтовой зоны разлома Сан-Паулу (экваториальная Атлантика) // Океанология. 1994. Т. 34. № 1. С. 107–112.
2. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. — Под ред. С.А. Ушакова. — М.: МГУ, 1987. 182 с.
3. Иванова Е.В., Сколотнев С.Г., Борисов Д.Г., Демидов А.Н., Бич А.С., Гиппиус Ф.Н., Грязнова А.С., Добролюбова К.О., Зингер Т.Ф., Коршунов Д.М., Левченко О.В., Машура В.В., Муччини Ф., Немченко Н.В., Пейве А.А., Перцев А.Н., Сани К., Санфилиппо А., Симагин Н.В., Соколов С.Ю., Феррандо К., Чамов Н.П., Шаховской И.Б., Шолухов К.Н. Комплексные исследования зон трансформных разломов Долдрамса и Вима в 45-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов” // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 488–490. Doi: 10.31857/S0030157420030028
4. Мазарович А.О., Агапова Г.В., Ефимов В.Н., Лиджи М., Соколов С.Ю., Турко Н.Н., Рихтер А.А.

- Пассивные части трансформных разломов Атлантического океана между 16° с.ш. и экватором // Геотектоника. 1997. № 5. С. 85–94.
5. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. — Под ред. Ю.Г. Леонова — М.: Научный Мир, 2000. 176 с.
 6. Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Соколов С.Ю., Турко Н.Н. Рельеф и деформации океанической коры южнее островов Зеленого Мыса (Атлантический океан) // ДАН. 2001. Т. 379. № 3. С. 362–366.
 7. Пейве А.А. О вертикальных тектонических движениях земной коры в зонах трансформных разломов Центральной Атлантики // Геотектоника. 2006. № 1. С. 31–43.
 8. Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Лиджи М., Турко Н.Н., Бонатти Э., Колодяжный С.Ю., Чамов Н.П., Цуканов Н.В., Барамыков Ю.Е., Ескин А.Е., Гриндли Н., Склейтер Д., Брунелли Д., Перцев А.Н., Чиприани А., Бортолуцци Д., Меркюри Р., Паганелли Е., Мучини Ф., Такеучи Ч., Зафанини Ф., Добролюбова К.О. Исследования зоны трансформного разлома Эндрю Бейн (Африкано-Антарктический регион) // ДАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 77–80.
 9. Пейве А.А. Аккреция океанической коры в условиях косоугольного спрединга // Геотектоника. 2009. № 2. С. 5–19.
 10. Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О. Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика. — М.: Наука. 1991. 224 с.
 11. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Перфильев А.С., Разницын Ю.Н., Турко Н.Н. Тектоника разломной зоны Романш (Экваториальная Атлантика) // ДАН. 1994. Т. 334. № 1. С. 77–79.
 12. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. — М.: ГЕОС. 1995. 164 с.
 13. Сколотнев С.Г., Турко Н.Н., Соколов С.Ю., Пейве А.А., Цуканов Н.В., Колодяжный С.Ю., Чамов Н.П., Барамыков Ю.Е., Пономарев А.С., Ефимов В.Н., Ескин А.Е., Петрова В.В., Головина Л.А., Лаврушин В.Ю., Летягина Е.А., Шевченко Е.П., Кривошея К.В., Зотов Л.В. Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Зеленомысского поднятия, котловины Зеленого мыса и подводных гор Батиметристов (Центральная Атлантика) // ДАН. 2007. Т. 416. № 4. С. 525–529.
 14. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Турко Н.Н., Былинская М.Е., Головина Л.А. Особенности аккреции коры в осевой части Срединно-Атлантического хребта в районах развития нетрансформных смещений и плавления обогащенной мантии (на примере разлома Мартин Вас в Южной Атлантике) // Геотектоника. 2009. № 5. С. 25–49.
 15. Сколотнев С.Г., Добролюбова К.О., Пейве А.А., Соколов С.Ю., Чамов Н.П., Лиги М. Строение спрединговых сегментов Срединно-Атлантического хребта между трансформными разломами Архангельского и Богданова (Приэкваториальная Атлантика) // Геотектоника. 2022. № 1. С. 3–26. Doi: 10.31857/S0016853X22010088
 16. Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А., Мучини Ф., Соколов С.Ю., Сани К., Добролюбова К.О., Феррандо К., Чамов Н.П., Перцев А.Н., Грязнова А.С., Шолухов К.Н., Бич А.С. Новые данные по строению мегатрансформной системы Долдрамс (Центральная Атлантика) // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 1. С. 29–32. Doi: 10.31857/S2686739720030184
 17. Соколов С.Ю. Состояние геодинамической подвижности в мантии по данным сейсмотомографии и отношению скоростей Р- и S-волн // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. Т. 24. № 2. С. 55–67.
 18. Соколов С.Ю. Особенности тектоники Срединно-Атлантического хребта по данным корреляции поверхностных параметров с геодинамическим состоянием верхней мантии // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. Т. 32. № 4. С. 88–105.
 19. Соколов С.Ю., Зарайская Ю.А., Мазарович А.О., Ефимов В.Н., Соколов Н.С. Пространственная неустойчивость рифта в полиразломной трансформной системе Сан-Паулу, Атлантический океан // Геотектоника. 2016. № 3. С. 3–18. Doi: 10.7868/S0016853X16030115
 20. Соколов С.Ю. Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики. — Под ред. К. Е. Дегтярева — М.: Научный мир, 2018. 269 стр. (Тр. ГИН РАН. Вып. 618).
 21. Тевелев А.В. Сдвиговая тектоника. — Под ред. Ал.В. Тевелева. — М.: МГУ, 2005. 254 с.
 22. Чамов Н.П., Соколов С.Ю., Меренкова С.И. Остаточные отложения разломной зоны Вима, Центральная Атлантика // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 5. С. 400–407. Doi: 10.31857/S0024497X2005002X
 23. Anderson D.L., Tanimoto T., Zhang Y. Plate tectonics and hotspots: The third dimension // Science. 1992. Vol. 256. P. 1645–1651.
 24. Attah K., Brown L., Guo J., Heanlein J. Seismic stratigraphic record of transpression and uplift on the Romanche transform margin, offshore Ghana // Tectonophysics. 2004. No. 378. P. 1–16. Doi: 10.1016/j.tecto.2003.09.026
 25. Bonatti E., Sartori R., Boersma A. Vertical crustal movements at the Vema fracture zone in the Atlantic: Evidence from dredged limestones // Tectonophysics. 1983. No. 91. P. 213–232.
 26. Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Vera E. Imaging crustal uplift, emersion and subsidence at the Vema fracture zone // EOS Trans. AGU. 1994. Vol. 75. No. 32. P. 371–371.
 27. Bonatti E., Ligi M., Gasperini L., Peyve A., Raznitsin Y., Chen Y.J. Transform migration and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, Equatorial Atlantic // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 21 779–802.
 28. Bonatti E., Brunelli D., Buck W.R., Ligi M. Flexural uplift of a lithospheric slab near the Vema transform (Central Atlantic): Timing and mechanism // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. Vol. 240. P. 642–655. Doi: 10.1016/j.epsl.2005.10.010
 29. Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A.N.B. Oceanic broad multifault transform plate boundaries // Geology. 2002. Vol. 30. P. 11–14.

- Doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0011:OBMTPB>2.0.CO;2
30. Marcia M., Sichel S., Briaes A., Brunelli D., Ligi M., Ferreira N., Campos T., Mougél B., Brehme I., Hémond C., Motoki A., Moura D., Scalabrin C., Pessanha I., Alves E., Ayres A., Oliveira P. Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault // *Nature Geosci.* 2016. Vol. 621. Doi: 10.1038/ngeo2759
 31. Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean. — Springer: Dordrecht–Heidelberg–London–New York Library of Congress, 2010. 288 p. Control Number: 2010934296. Doi: 10.1007/978-90-481-9358-5
 32. Peyve A., Bonatt E., Brunelli D., Chilikov A., Cipriani A., Dobrolubova K., Efimov V., Erofeev S., Ferrante V., Gasperini L., Hekinian R., Ligi M., Maurizio G., Mazarovich A., Perfiliev A., Raznitsin Y., Savelieva G., Sichler B., Simonov V., Skolotnev S., Sokolov S., Turko N. New data on some major MAR structures: Initial results of the R/V Akademik Nikolai Strakhov 22 Cruise // *InterRidge News.* 2000. Vol. 9. No. 2. P. 28
 33. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. No. B1. P. 1–18.
 34. Zhang Y.S., Tanimoto T. Ridges, hotspots and their interaction, as observed in seismic velocity maps // *Nature.* 1992. Vol. 355. No. 6355. P. 45–49.
 35. GEBCO 30" Bathymetry Grid. Vers. 20141103. 2014. <https://www.gebco.net>. Accessed October, 2024.
 36. GPS Time Series Data. 2022. Jet Propulsion Laboratory of California Institute of Technology. <https://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html>. Accessed October, 2024.
 37. USGS Search Earthquake Catalog. 2022. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>. Accessed November 17, 2022.
 38. NASA. Bathymetric Data Viewer. <https://www.ncei.noaa.gov/maps/bathymetry>. Accessed October, 2024.
 39. Golden Software Surfer. 2019. <https://www.goldensoftware.com/products/surfer/>. Accessed October, 2024.
 40. Global Mapper. 2014. <https://www.blumarmarblegeo.com/global-mapper/>. Accessed October, 2024.
 41. ESRI ArcGIS. 2017. <https://www.arcgis.com/index.htm>. Accessed October, 2024.

Evolution, Geodynamics and Morphology of the Lentis-Shaped Extension Zones of Transform Faults: Comparative Analysis and Kinematic Model

K. O. Dobrolubova^{a, *}

^a*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: k_dobrolubova@mail.ru*

The article presents a new type of morphostructural objects defined by the author, these are intra-transform lens-shaped extensions confined to active troughs of transform faults. A morphostructural analysis is carried out using geophysical data. It has been revealed that such structures are formed in active zones of transform faults with the maximum offset of the segments of the mid-oceanic ridge. A classification of intratransform lenticular extension zones was carried out, according to which types I–III of morphostructures were identified, which illustrate not only various evolutionary stages, but also various kinematic scenarios. Type I is a lenticular area. This type includes small young (<10 Ma) lenticular extension zones of the local level, occurring mainly in the transform fault of the southern hemisphere. Type II is a lenticular transformed basin. It is a lenticular formation at the regional level with a large (~100 – ~300 km) offset formed on a large transform fault with a block of highly deformed lithosphere in the axial part of the lens and the implementation of shear movements along one of their fringing arc troughs, but without internal spreading segments. Type III is a multitransform lenticular system. This is a global level lenticular formation, located on a large transform boundary with extreme offset, limited by passive arc-shaped ledges and enclosed between them by several closely spaced transform trough valleys and internal spreading zones. A kinematic model is constructed for I–III identified types of morphostructures in accordance with the classification of intratransform lenticular extension zones.

Keywords: spreading, transform fault, geomorphology, transform fault tectonics, active part of transform fault, accretion, seismicity, gravity anomalies, kinematic model

СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ ХРУПКО-ПЛАСТИЧЕСКОГО ПЕРЕХОДА ПРИ ЭКСГУМАЦИИ ПОРОД ФУНДАМЕНТА ЮГО-ЗАПАДНОГО ФОРЛАНДА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ОРОГЕНА (БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ, УЧАСТОК ПЛОТИНА ЛЯГКОМИНА): АНАЛОГОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭТАПОВ ДЕФОРМАЦИИ ПОРОД

© 2025 г. И. И. Бабарина¹*, Н. С. Серебряков¹

¹Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН,
д. 35, Старомонетный пер., 119017 Москва, Россия
*e-mail: fisana@yandex.ru

Поступила в редакцию 12.02.2024 г.
После доработки 10.03.2025 г.
Принята в печать 27.03.2025 г.

Исследована поздне-палеопротерозойская структурная эволюция архейских полиметаморфических комплексов пород на участке Плотина Лягкомина, расположенном в центральной части Беломорской провинции. Выделены четыре этапа деформаций с применением методов геолого-структурного картирования и геометрического анализа. В условиях регрессивного метаморфизма от гранулитовой до амфиболитовой фации в течение этих этапов пластические деформации пород постепенно сменялись преимущественно хрупкими. Показано, что изученная палеопротерозойская структурная эволюция связана с эксгумацией фрагмента континентальной коры Беломорской провинции при формировании Лапландско-Кольского коллизионного орогена.

Ключевые слова: Лапландско-Кольский коллизионный ороген, Беломорская провинция, архейский фундамент, эксгумация, структурная эволюция, хрупко-пластический переход, поздний палеопротерозой

DOI: 10.31857/S0016853X25020036, EDN: EGTKLO

ВВЕДЕНИЕ

Образование Лапландско-Кольского коллизионного орогена связано с взаимодействием Карельского и Мурманского микроконтинентов и произошло 2.0–1.85 млрд лет назад [15]. Процессы тектонической эволюции его корневых частей в ходе позднепалеопротерозойской коллизии зафиксированы в породах Беломорской провинции, являющейся фундаментом юго-западного форланда Лапландско-Кольского коллизионного орогена (рис. 1, а).

Беломорская провинция сложена архейскими полиметаморфическими комплексами, прорванными многочисленными раннепалеопротерозойскими ультрабазит-базитовыми интрузиями, совместно тектонически переработанными и метаморфизованными в позднем палеопротерозое [20]. Современная структура Беломорской провинции эродирована до нижнекоровых уровней, что позволяет исследовать особенности проявления палеотектонических процессов на глубинах более 20 км.

Позднепалеопротерозойская эволюция Беломорской провинции установлена во временном интервале от ~1.95 до ~1.85 млрд лет. Начало формирования позднепалеопротерозойской структуры Беломорской провинции определяется возрастом раннего метаморфизма раннепалеопротерозойских базитов [8], завершение ее формирования – возрастом образования пегматитов [9].

В ходе эволюции было установлено несколько этапов структурно-вещественных преобразований [1, 2]. Преобразования начального этапа отвечают прогрессивному метаморфизму в условиях, близких к статичным, с параметрами до эклогитовой/высокобарной гранулитовой фации [3]. Последующая переработка происходила в динамических условиях при регрессивном метаморфизме от гранулитовой до амфиболитовой фации (на данном уровне эрозионного среза).

Целью настоящей статьи является изучение эволюции структурно-вещественных преобразований пород при их выведении с нижнекоро-

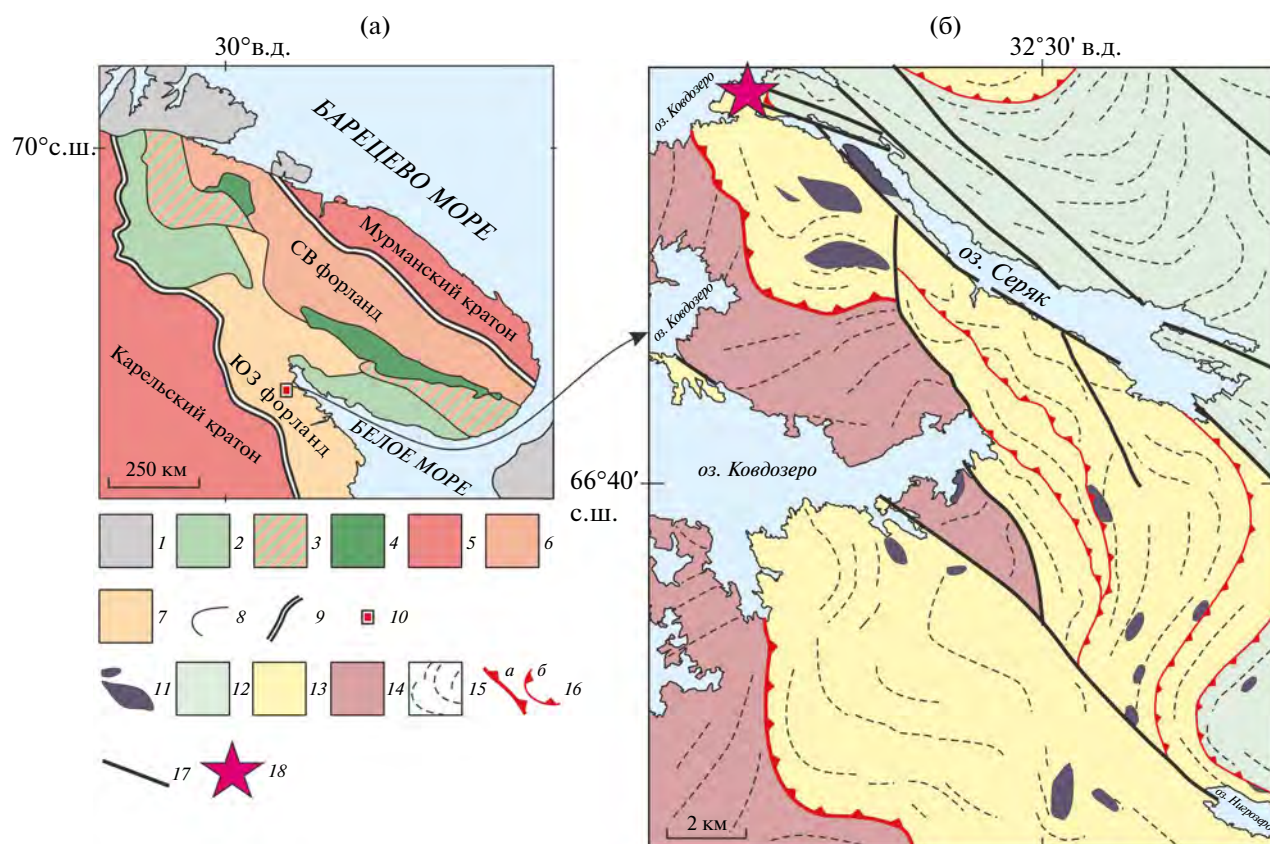


Рис. 1. Схема районирования (а) восточной части Фенноскандинавского щита и (б) схема тектонического строения района Ковдозеро–Серьяк центральной части Беломорской провинции (по данным [7], с изменениями и дополнениями).

1 – фанерозой и неопротерозой; 2 – палеопротерозойская ювенильная кора; 3 – палеопротерозойская и архейская ювенильная кора; 4 – рифтогенные толщи раннего палеопротерозоя (в пределах ЛКО); 5 – архейская ювенильная кора; 6–7 – архейская кора, переработанная в позднем палеопротерозое: 6 – в Кольской провинции (северо-восточный форланд), 7 – в Беломорской провинции (юго-западный форланд); 8 – тектонические и геологические границы; 9 – внешние границы Лапландско-Кольского орогена (ЛКО); 10 – положение района исследования в центральной части Беломорского пояса; 11 – тектонические пластины и будины метабазитов раннего палеопротерозоя; 12–14 – архей: 12 – амфиболиты и ортогнейсы с единичными пластинами парагнейсов Хетоламбинского покрова, 13 – парагнейсы Чупинского покрова, 14 – гранитогнейсы; 15 – структурные линии; 16 – покровы этапа DM_{n+1} : а – главные, б – второстепенные; 17 – крутопадающие разрывы этапа DM_{n+3} ; 18 – положение участка Плотина Лягкомина

вых уровней при регрессивном метаморфизме, что позволяет исследовать тектонические процессы и выявить особенности режима эксгумации пород.

Для этой цели нами был выбран участок Плотина Лягкомина, находящийся в центральной части Беломорской провинции, являющейся юго-западным форландом палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена. Исследование проводилось с использованием стандартных методов детального геолого-структурного картирования и геометрического анализа и данных по термобарометрии, изотопной геохронологии и термохронологии.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Участок Плотина Лягкомина расположен в 8 км к юго-западу от поселка Зеленоборский (Мурманская область) в сухом устье реки Ковда, перегороженной плотиной. Район имеет немного выходов пород на дневную поверхность, поэтому 100% обнаженность в сливе плотины и хорошая сохранность пород, несмотря на небольшие размеры участка (около 100×100 м), дают возможность сделать детальные структурные исследования, имеющие значение для понимания строения этой части Беломорской провинции. Мы проводили эти исследования в экспедициях ИГЕМ РАН (г. Москва, Россия) в 2019 и 2022 годах.

Беломорская провинция имеет покровное строение (см. рис. 1, б). Первоначально предполагалось, что покровы имеют архейский возраст [5]. Позднее было установлено, что в покровообразовании участвуют базитовые интрузии раннего палеопротерозоя (2.45–2.1 млрд лет) [2], что дало основание отнести покровы к позднепалеопротерозойскому тектогенезу, связанному с формированием Лапландско-Кольского коллизионного орогена [15]. Из более поздних деформаций значение для мелкомасштабного картирования имеют только разрывы и складки северо-западного простирания.

Участок Плотина Лягкомина расположен на тектонической границе, разделяющей Чупинский и Хетолабинский покровы [6] (рис. 2).

Чупинский покров сложен преимущественно парагнейсами, Хетолабинский покров сложен амфиболитами с подчиненным количеством ортогнейсов (см. рис. 1, б). Эти названия были даны по названиям архейских свит и в настоящее время являются устаревшими. Среди пород в Хетолабинском покрове присутствуют многочисленные тектонические пластины парагнейсов, которые отнести к Чупинскому покрову не удастся, при этом тектонические пластины ортогнейсов и амфиболитов присутствуют и в составе Чупинского покрова.

В пределах участка Плотина Лягкомина выделяется несколько тектонических пластин второго и третьего порядка, образованных архейскими полиметаморфическими породами разного состава. В современной структуре они тектонически перемешаны.

Среди пород нами выделены следующие породы, слагающие тонкие тектонические пластины – это мигматизированные:

- полосчатые амфиболовые гнейсы;
- амфиболовые гнейсы с будинами амфиболитов и диопсид-клиноцоизитовых пород;
- биотитовые и кианит-гранат-биотитовые парагнейсы с будинами амфиболитов;

– тонкополосчатые биотитовые и кианит-гранат-биотитовые парагнейсы;

– двуслюдяные плагиоклаз-микроклиновые и микроклиновые гнейсы (огнейсованные лейкограниты).

Архейские комплексы прорваны девонской дайкой неметаморфизованных порфировых пироксеновых базальтов. Дайка при вертикальном залегании имеет северо-восточное простирание и мощность от 0.5 до 1.5 м.

Данные анализа образцов зерен цирконов, отобранных из парагнейсов и будин амфиболитов, показали, что парагнейсы были неоднократно метаморфизованы в неоархее (в интервале 2.8–2.6 млрд лет), затем – в позднем палеопротерозое во время Лапландско-Кольской орогении (~1890 млрд лет назад) [4, 11]. В процессе поздне-палеопротерозойского метаморфизма были сформированы современные парагенезисы и структура гнейсов.

Ортогнейсы

Парагенезис амфиболовых гнейсов сложен преимущественно из следующих минералов:

→ плагиоклаз + роговая обманка + кварц ± биотит ± микроклин.

Гранат в гнейсах практически отсутствует. Местами проявлена микроклинизация. Амфиболиты в будинах среди гнейсов могут содержать биотит и клинопироксен. Гранат в амфиболитах появляется как перитектический минерал при дегидратационном плавлении.

Парагнейсы

Среди парагнейсов присутствуют как метаграувакки (биотитовые гнейсы без граната и кианита), так и метапелиты, содержащие гранат и кианит. Парагнейсы представляют собой слоистые мигматиты. Кианит и гранат встречаются и в лейкосомах, но они часто приурочены к меланосомам. В кианитовых гнейсах согласно сланцеватости

Рис. 2. Геолого-структурная карта (а) участка Плотина Лягкомина и (б) разрез к карте.

1 – дайка девонских щелочно-ультраосновных пород; 2–4 – поздний палеопротерозой: 2 – пегматитовые жилы, 3 – кварцевые жилы, 4 – порфирокластическая микроклинизация; 5–9 – архей: 5 – амфиболовые гнейсы, 6 – мигматизированные амфиболовые гнейсы с будинами амфиболитов и диопсид-клиноцоизитовых пород, 7 – двуслюдяные плагиоклаз-микроклиновые гнейсы (металейкограниты), 8 – преимущественно кианит-гранат-биотитовые парагнейсы с будинами гранатовых амфиболитов, 9 – биотитовые, гранат-биотитовые и гранат-кианит-биотитовые парагнейсы; 10 – тектонические границы DM_{n+1} ; 11–13 – разрывы этапов: 11 – DM_{n+2} , 12 – DM_{n+3} , 13 – DM_{n+4} ; 14–15 – плоскостные элементы (сланцеватость): 14 – проникающая (S_1), 15 – зачаточная (S_2); 16–17 – линейные элементы: 16 – шарниры складок F_1 , 17: а – шарниры складок F_2 , б – линейность L_2 ; 18–19 – следы осевых плоскостей складок: 18 – F_2 : а – антиформ, б – синформ, 19 – F_4 : а – антиформ, б – синформ; 20 – линия разреза

локально появляется многочисленный серебристый мусковит, отсутствующий в основной части гнейсов. Амфиболиты, слагающие будины среди парагнейсов, преимущественно мелкозернистые и почти немигматизированные. Гранат редко виден в образцах, но непорфиробластический гранат обнаруживается в шлифах.

В отличие от амфиболитов в амфиболовых гнейсах, в амфиболитах из парагнейсов гранат не является перитектическим. Металейкограниты сложены преимущественно микроклином и кварцем, микроклин иногда образует порфиро-класты.

В лейкосоме металейкогранитов темноцветные минералы встречаются крайне редко, в них присутствует мусковит в незначительном количестве, в меланосомах темноцветные минералы представлены мусковитом с подчиненным количеством биотита. Изредка отмечается гранат в форме мелких единичных зерен, который ассоциирует с микроклином и, в соответствии с текстурными признаками, гранат возникает при дегидратационном плавлении биотита.

ЭТАПЫ ПОЗДНЕ-ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ПОРОД

В пределах участка Плотина Лягкомина нами не установлено структур и минеральных парагенезисов неоархейского возраста, что указывает на полную поздне-палеопротерозойскую переработку архейских комплексов. Наиболее высокоградные поздне-палеопротерозойские минеральные парагенезисы (M_n), отвечающие гранулитовой и эклогитовой фации, в пределах участка Плотина Лягкомина также не были нами установлены.

Минеральные парагенезисы M_n сохраняются в виде реликтов в ранне-палеопротерозойских метабазитах, которые в виде будин установлены в регионе, но отсутствуют в пределах участка Плотина Лягкомина (см. рис. 1, б).

Этап DM_{n+1}

На этапе DM_{n+1} в процессе пластических деформаций, сопряженных с региональным горообразованием, архейские комплексы были разлинзованы и в настоящее время представляют собой пакет тектонических пластин мощностью от первых метров до первых десятков метров. Пластины граничат друг с другом по сланцеватости S_1 .

Кроме сланцеватости, плоскостные текстуры S_1 представлены мигматитовой полосчатостью. Полосчатость и сланцеватость, согласные границам пластин, имеют проникающий характер и повсеместно проявлены во всех породах. В архейских комплексах более древние текстуры не сохранились, более молодые текстуры развиты дискретно. Современные углы падения S_1 варьируют от $\angle 0^\circ$ до $\angle 90^\circ$, их полюса распределяются вдоль дуги большого круга стереограммы (рис. 3).

К такому распределению привела наложенная складчатость, тогда как первоначально плоскостности текстур S_1 и тектонические пластины залегали субгоризонтально. В наиболее мощной части пластины мета-лейкогранитов развита порфиро-кластическая микроклинизация. Порфиро-класты по размеру достигают первых сантиметров и приурочены к плоскостям текстур S_1 .

Будины основных пород в парагнейсах вытянуты согласно тектоническим границам и плоскостным текстурам S_1 (рис. 4, а).

Будины ультрабазитов и метабазитов среди амфиболовых гнейсов имеют изометричную форму, облекаются сланцеватостью, в краевых частях они рассланцованы согласно S_1 (см. рис. 4, б).

Кроме сланцеватости, структурный парагенез включает единичные мелкие асимметричные складки F_1 амплитудой до 1 м и углом между крыльями $\angle 5-30^\circ$. Фрагменты складок, главным образом, наблюдались в кианит-гранат-биотитовых гнейсах (рис. 5, а, б).

Их шарниры полого погружаются на северо-северо-запад, осевые плоскости деформированы в ходе наложенных деформаций. Угол падения деформированных осевых плоскостей F_1 меняется от $\angle 0^\circ$ на пологих крыльях асимметричных складок F_2 следующего этапа DM_{n+2} до $\angle 60^\circ$ на их крутых крыльях.

Редко встречающиеся складки на участке исследования и их морфологические особенности не позволили нам точно определить направление пластического течения пород, тем не менее, по вращению порфиробластов граната в парагнейсах нами установлено западное направление транспорта (в современных координатах). Деформации DM_{n+1} имеют региональное значение и связаны с этапом формирования глубинных покровов [2] (см. рис. 1, б).

На соседних участках (восточный берег оз. Серяк, окрестности оз. Нигрозера) нами было установлено, что тектонический транспорт также осуществлялся в западном направлении (см. рис. 1, б). Возраст метаморфизма 1.89 млрд лет, сопряженного с DM_{n+1} ,

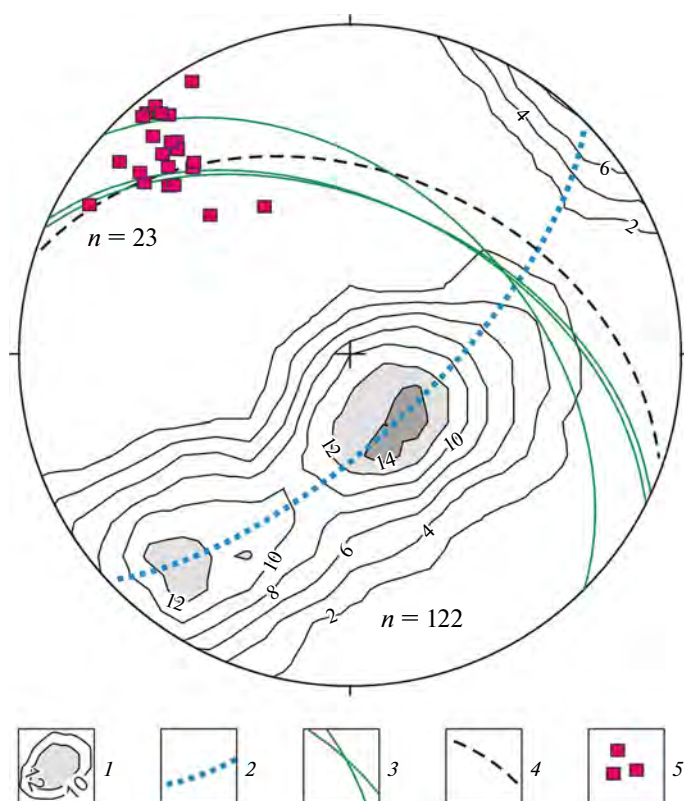


Рис. 3. Стереограмма структурных элементов этапов DM_{n+1} и DM_{n+2} .

Нижняя полусфера: равноплощадная проекция.

1 – концентрация πS_1 ; 2 – дуга большого круга через максимумы концентрации πS_1 ; 3 – сланцеватость S_2 ; 4 – вычисленная осевая плоскость складок F_2 ; 5 – линейность L_2 ;
6 – шарниры складок F_2

отвечает датировке внешних кайм цирконов, P – T параметры составляют 650°C и ≥ 10 Кбар [4, 11].

Этап DM_{n+2}

В более крупные складки пакет тектонических пластин был смят на этапе DM_{n+2} . Структурные элементы DM_{n+2} устанавливаются в обнажениях при полевых наблюдениях и при проведении геометрического анализа (см. рис. 3).

Нами был выделен следующий структурный парагенез.

Асимметричные наклонные складки. Складки F_2 имеют амплитуду от десятков сантиметров до первых сотен метров (см. рис. 2, б).

Плоскостные текстуры S_1 и будины гранатовых амфиболитов, расположенные согласно сланцеватости, сминаются в складки (рис. 6, а, б).

Угол между крыльями складок составляет $\angle 30$ – 90° . Осевые плоскости складок под углами $\angle 10$ – 50° наклонены на юго-запад. Шарниры складок F_2 под углами от $\angle 0^\circ$ до $\angle 45^\circ$ погружаются на северо-

запад – север–северо-запад. Шарниры складок F_2 по ориентировке близки шарнирам складок F_1 .

Полюса плоскостей S_1 образуют на дуге большого круга стереограммы два максимума концентрации, фиксирующие положение крутого крыла и пологого крыла складки F_2 (см. рис. 3).

Вычисленная по этим максимумам усредненная осевая плоскость F_2 падает на северо-восток по азимуту 21° и под углом $\angle \leq 41^\circ$, что соответствует нашим наблюдениям в обнажениях и основанным на наблюдениях геологическим построениям (см. рис. 2, б).

Породы, в зависимости от их реологии, сминаются как пластичные или хрупко-пластичные тела (см. рис. 6).

Тонкополосчатые парагнейсы сминаются как пластичные породы. При деформации чередующихся пластообразных тел металекогранитов и тонкополосчатых парагнейсов, имеющих разные реологические свойства, образуются дисгармоничные складки.

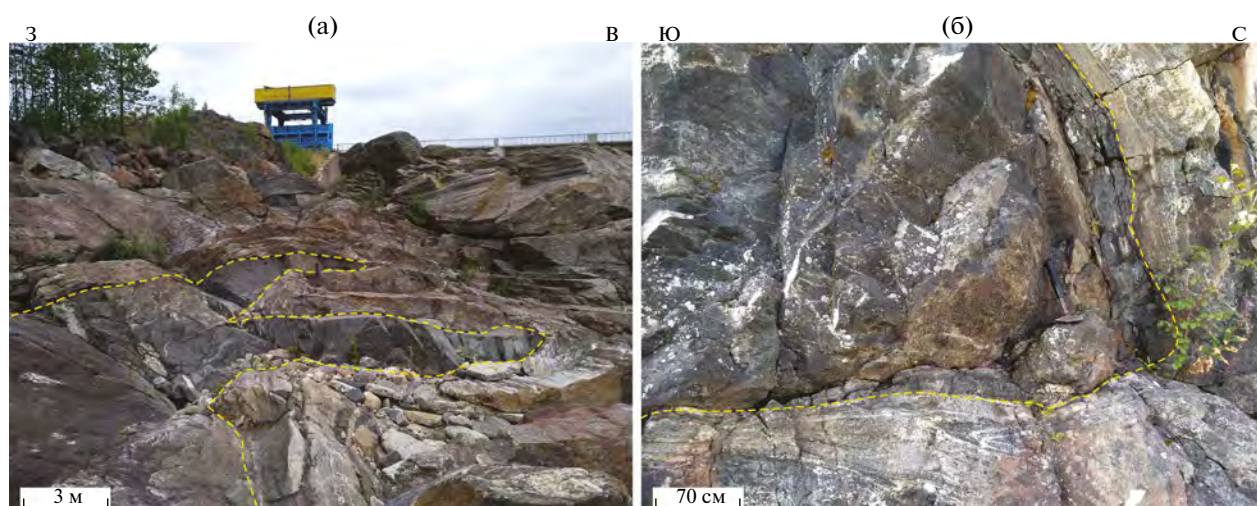


Рис. 4. Будины основных пород (а) в парагнейсах и (б) среди амфиболовых гнейсов.

На (а): на заднем плане гидротехническое сооружение слива плотины.
Обозначены (пунктир желтым) границы будин.

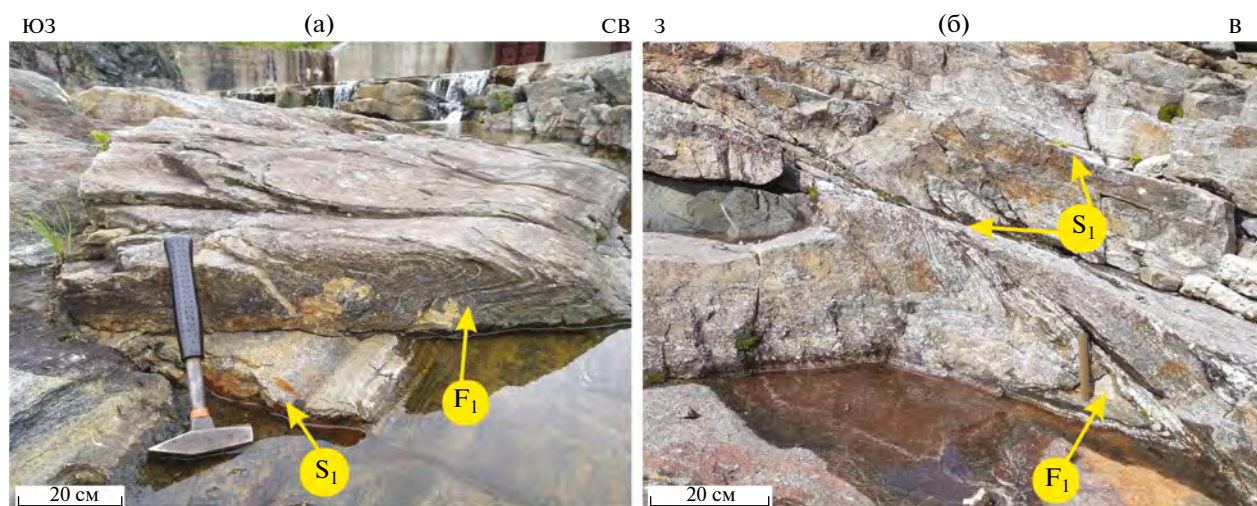


Рис. 5. Фрагменты (а) складок F_1 в парагнейсах и (б) в парагнейсах с будинами амфиболитов.

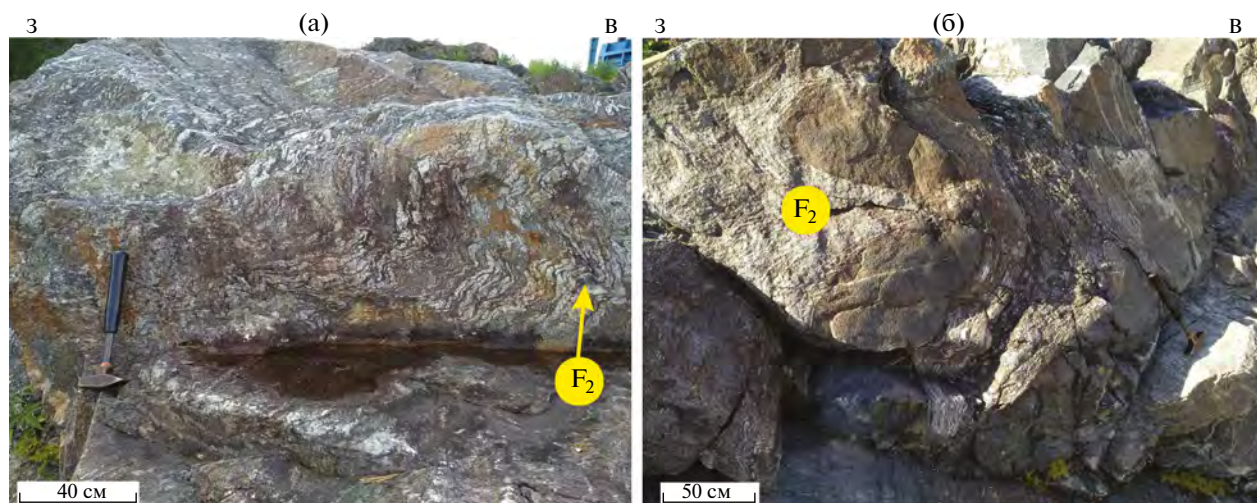


Рис. 6. Фрагменты (а) складок F_2 в парагнейсах и (б) в парагнейсах с будинами амфиболитов.

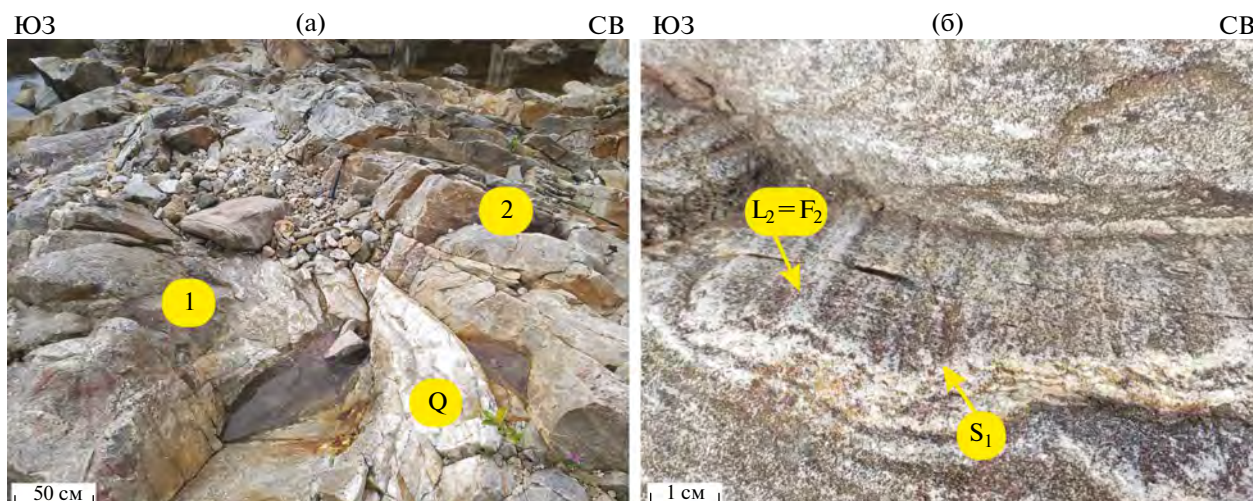


Рис. 7. (а) Седловидная кварцевая жила (Q) в замке складки F_2 на контакте парагнейсов и металеюгранитов; (б) линейность L_2 и мелкая гофрировка F_2 на поверхностях S_1 в кианит-гранат-биотитовых парагнейсах.

Обозначено (арабские цифры в кружочках): 1 – парагнейсы; 2 – металеюграниты.

При этом в замках складок F_2 формируются полости отслоения, заполненные седловидными кварцевыми жилами с сульфидной минерализацией (рис. 7, а).

Линейность. Линейность L_2 , параллельная шарнирам складок F_2 , отмечена только в парагнейсах, где она представлена кварц-полевошпатовыми агрегатами, образованными при деформации лейкосом этапа DM_{n+1} (см. рис. 7, б).

Плоскостные текстуры. Плоскостные текстуры S_2 проявлены дискретно. Степень и характер их развития, как и в случае формирования складок F_2 , зависит от состава и реологии среды. В наиболее пластичных породах чаще всего они не образуются. Иногда представляют собой зачаточную сланцеватость, подчеркнутую скоплениями перекристаллизованного биотита в гнейсах (рис. 8, а, б).

В металеюгранитах с ранними микроклинсодержащими лейкосомами и порфирокластической микроклинизацией отмечается частичное перераспределение микроклина вдоль поверхностей S_2 , параллельных осевым плоскостям складок F_2 .

Разрывы. На крыльях складок установлены осепродольные срывы, приуроченные к границам реологически контрастных пород и залеченные маломощными кварцевыми жилами. Нами установлена их взбросовая кинематика и амплитуда от первых метров до первых десятков метров.

Совокупность элементов структурного парагенеза и асимметричный рисунок складок позволили определить направление тектонического

транспорта при реализации деформаций этапа DM_{n+2} , которые происходили в западном направлении (в современных координатах). При этом амплитуда перемещений была незначительной и не отразилась в региональной структуре.

Возраст деформаций DM_{n+2} не установлен. Метаморфизм, вероятно, соответствует ретроградному тренду, прослеженному до 530°C и 5.5 Кбар [4].

В ходе дальнейшей структурной эволюции на этапах DM_{n+3} и DM_{n+4} произошла смена субгоризонтальных перемещений на вертикальные.

Этап DM_{n+3}

Крутопадающие сближенные разрывы и сопряженные с ними мелкие асимметричные приразломные складки F_3 установлены только на северо-восточном окончании участка.

Зона разрывных нарушений, амплитуда перемещения по которой не определяется, при северо-западном простираии падает на северо-восток под углом $\angle 70^\circ$ и имеет взбросовую кинематику со сдвиговой компонентой. Нарушения выполнены тонкими зонами милонитизации (мощностью до 2 см) и жилами аплитов.

Приразломные складки образованы плоскостными текстурами S_1 (рис. 9).

Шарниры складок погружаются на северо-запад под углом $\angle 45-50^\circ$.

Эти элементы отвечают региональному плану, крупные структуры которого представлены складками амплитудой в несколько километров и северо-западными разрывами,

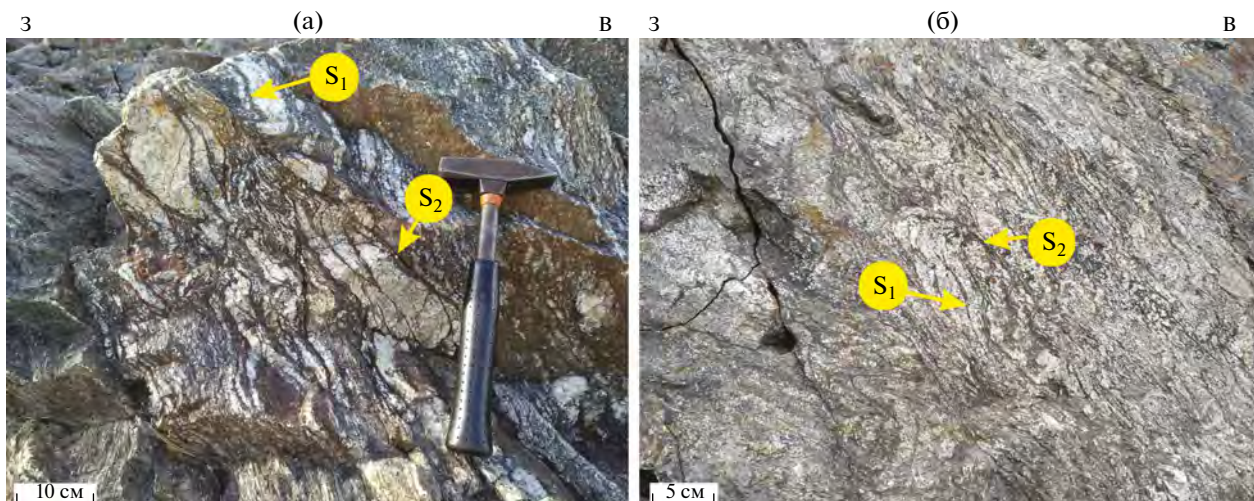


Рис. 8. Зачаточная сланцеватость S_2 в (а) мигматизированных амфиболсодержащих гнейсах и (б) в тонкопосчатых парагнейсах.

В складки F_2 смята мигматитовая полосчатость S_1 , выраженная в чередовании лейкосом и меланосом.

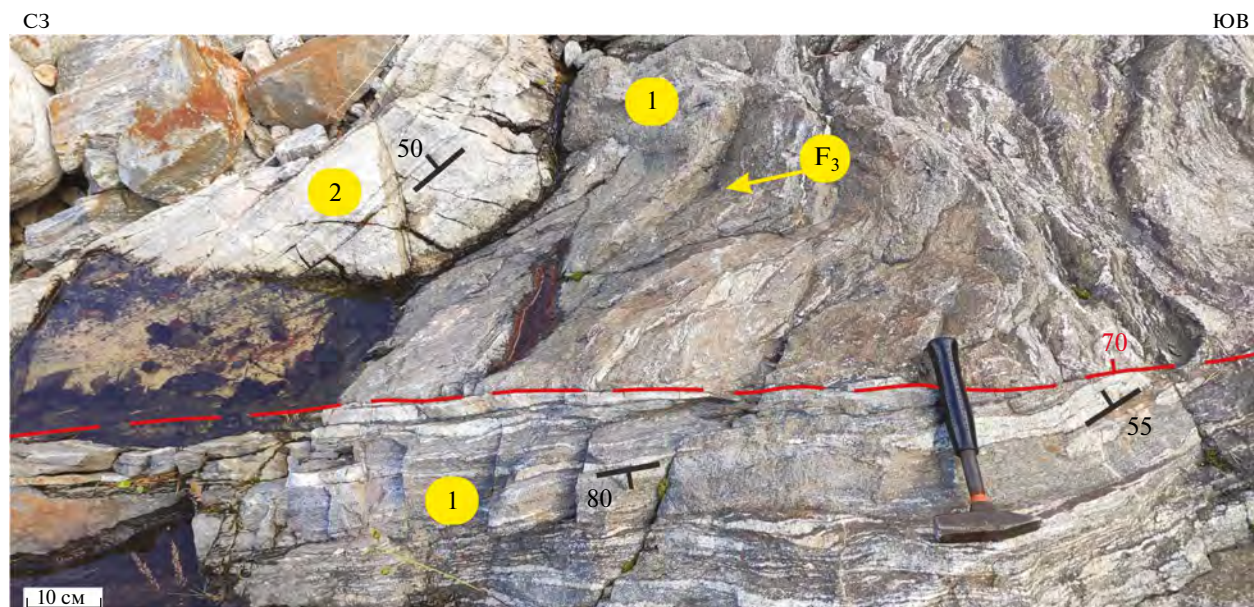


Рис. 9. Разрыв и приразломные складки этапа DM_{n+3} .

Обозначено (арабские цифры в кружочках): 1 — деформированные парагнейсы; 2 — металеукограниты. Показан разрыв (линия красным).

деформирующими покровные структуры этапа DM_{n+1} (см. рис. 1, б).

К структурному парагенезу DM_{n+3} относятся также пегматитовые жилы, развитые в центральной части участка исследования. Пегматитовые жилы приурочены к крутопадающим кулисообразным нарушениям без смещения, которые имеют северо-восточное простирание и представляют собой трещины отрыва.

Ось сжатия, отвечающего парагенезу этапа DM_{n+3} , имеет направление на запад—юго-запад —

восток—северо-восток. Определение возраста деформаций не проводилось в связи со сложностью выделения минеральных ассоциаций, приуроченных к этапу DM_{n+3} .

Метаморфизм не превышал параметров амфиболитовой фации.

Этап DM_{n+4}

Самые поздние деформации проявлены на участке в виде открытых вертикальных малоамплитудных складок F_4 , которые также деформиру-

ют осевые плоскости складок F_2 на востоке участка Плотина Лягкомина. Складки имеют меридиональное простирание. Угол погружения их шарниров зависит от пространственного положения деформируемых плоскостных текстур S_1 , которое формировалось в ходе предыдущих преобразований этапов DM_{n+2} и DM_{n+3} . Со складками сопряжены трещиноватость и мелкие разрывные нарушения с зонами катаклаза и ожелезнения (рис. 10).

Несмотря на то, что эти деформации повсеместно распространены в пределах БП, для регионального картирования они не имеют значения. Морфология и ориентировка обнаженных складок указывают на то, что деформации DM_{n+4} были преимущественно хрупкими и сформировались под воздействием широтного сжатия. Метаморфические изменения, сопровождавшие деформации этапа DM_{n+4} , в пределах участка Плотина Лягкомина не были нами зафиксированы.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Приведенные данные структурно-вещественного анализа и полевые наблюдения на участке Плотина Лягкомина свидетельствуют о том, что в течение поздне-палеопротерозойской тектонической эволюции происходил постепенный переход от пластических деформаций к преимущественно хрупким (рис. 11).

Пологая проникающая сланцеватость и мелкие лежащие складки этапа DM_{n+1} , сопряженные с пластическим течением, сменились наклонными складками и локально развитыми плоскостными текстурами, связанными с хрупко-пластическими деформациями этапа DM_{n+2} .

На этапе DM_{n+1} все новообразованные текстуры были развиты равномерно во всех комплексах независимо от их состава, тогда как проявление деформаций DM_{n+2} происходило дискретно и определялось реологией пород.

На поздних этапах деформации проявлены еще более локально. Наклонные складки сменились вертикальными складками в парагенезе с хрупкими крутопадающими разрывами на этапах DM_{n+3} и DM_{n+4} .

Изменение стиля деформаций ассоциировано с постепенным уменьшением пластичности пород и регрессивными метаморфическими преобразованиями.

Если на первом этапе DM_{n+1} произошла полная минеральная перестройка пород и стирание

следов архейской структуры, то последние этапы не привели к формированию новых минеральных парагенезисов.

Структурная эволюция укладывается в возрастной интервал $\sim 1.89\text{--}\sim 1.85$ млрд лет, что совпадает со временем формирования Лапландско-Кольского коллизионного орогена. Особенности преобразования пород свидетельствуют, что они происходили в режиме эксгумации данного фрагмента коры с уровня пластического течения до глубин реализации преимущественно хрупких деформаций. Условиям хрупко-пластического перехода соответствуют деформации этапа DM_{n+2} .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Установлено, что поведение континентальной коры при стрессе зависит главным образом от температуры и продолжительности стресса [14].

Чем горячее континентальная кора, тем больше она подвержена пластическим деформациям. Распределение свойств по глубине зависит от тектонической обстановки, скорости деформации, толщины коры и состава слагающих ее комплексов пород.

Хрупко-пластический переход происходит в континентальной коре на глубинах [14]:

- 10–20 км (ювенильная, “горячая” кора);
- 20–30 км (древняя, “холодная” кора).

Таким образом, глубина хрупко-пластического перехода зависит от величины теплового потока, связанного с геодинамическим режимом.

Лапландско-Кольский ороген – это небольшой фрагмент одного из многих коллизионных поясов, сформировавшихся к рубежу 1.8 млрд лет при сборке суперконтинента Нуна (Колумбия) [18, 19, 22, 23]. Современные разобщенные части орогена этого возраста участвуют в строении всех древних платформ. Другие фрагменты коллизионного пояса, куда ранее входил Лапландско-Кольский коллизинный ороген, установлены в Шотландии, Гренландии и Северной Америке [16, 17, 21].

Мурманский и Карельский микроконтиненты, в результате коллизии которых сформировался Лапландско-Кольский коллизинный ороген (ЛКО), также являются фрагментами, отколовшимися от более крупных континентальных блоков. Следовательно, геодинамический режим при образовании ЛКО в полной мере отвечал режиму континентальной коллизии.



Рис. 10. Деформации этапа DM_{n+4} .
В складки F_4 смята мигматитовая полосчатость S_1 в парагнейсах, выраженная в чередовании светлых лейкосом и темных меланосом.

Индекс	Характеристика и условия реализации деформаций	Плоскостные текстуры	Складки	Главные нарушения	Визуализация
DM_{n+1}	Пластические. Граница гранулитовой и амфиболитовой фации метаморфизма	Горизонтальная проникающая сланцеватость, мигматитовая полосчатость	Лежачие, мелкие, асимметричные северо-западной ориентировки	Покровы, согласные сланцеватости	3 B F ₁ S ₁
DM_{n+2}	Условия хрупко-пластического перехода. Амфиболитовая фация	Дискретно развитая наклонная сланцеватость	Наклонные, северо-западной ориентировки	Пологие малоамплитудные взбросы, согласные осевым плоскостям складок	3 B F ₂ S ₂ S ₁
DM_{n+3}	Хрупко-пластические. Амфиболитовая фация	Не отмечены	Приразломные, вертикальные, северо-западной ориентировки	Вертикальные сдвиговзбросы северо-западной ориентировки, пегматиты по трещинам отрыва	3 B Пегматиты F ₃ F ₃
DM_{n+4}	Преимущественно хрупкие. Низы амфиболитовой фации	Дискретно развитые крутопадающие грубые трещины и зоны катаклаза	Вертикальные, малоамплитудные меридиональной ориентировки	Не отмечены	3 B Катаклазиты F ₄ F ₄

Рис. 11. Аналоговое моделирование палеопротерозойских деформаций участка Плотина Лягкомина.

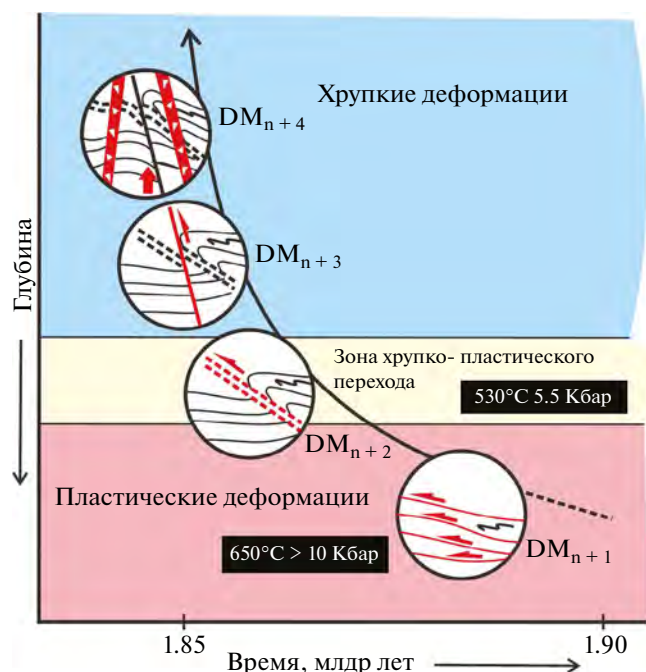


Рис. 12. Схема позднепалеопротерозойской структурной эволюции в ходе эксгумации пород.

Структура Беломорской провинции

Беломорская провинция представляет собой тектонически переработанные в позднем палеопротерозое средне-нижнекоровые уровни краевой части Карельского микроконтинента. Эклогитовые парагенезисы пика коллизии (1.9 млрд лет) на прогрессивной ветви метаморфизма установлены в восточной части Беломорской провинции в ранне-палеопротерозойских метабазах.

В пределах участка Плотина Лягкомина ранне-палеопротерозойские метабазиты отсутствуют. В ходе пластических деформаций из-за перекристаллизации пород в архейских комплексах стирается не только архейская история, но и преобразования, которые происходили при прогрессивном метаморфизме. В итоге реконструируется только эволюция на регрессивной ветви метаморфизма, отвечающая режиму эксгумации.

В пределах участка Плотина Лягкомина установлено, что полиметаморфические комплексы в ходе эксгумации по мере изменения P – T условий последовательно испытали деформации от пластических (этап DM_{n+1}) к преимущественно хрупким (этап DM_{n+4}). Хрупко-пластический переход был реализован на этапе DM_{n+2} (рис. 12).

Е.В. Бибикина и др. [4, 11] по декомпрессионным структурам в гранатовых амфиболитах, фиксирующим быстрый спад давления, а также

по ретроградному P – T тренду в глиноземистых гнейсах считают, что деформации и метаморфизм, начиная с 1.89 млрд лет, происходили в обстановке скачкообразного подъема этого фрагмента коры при понижении давления от 10 до 5.5 Кбар и постепенного остывания при изменении температуры от 650° до 530°.

По данным термохронометрии возраст закрытия изотопной системы соответствует:

- 1815–1876 млрд лет (по титаниту) [12, 13];
- 1740–1810 млрд лет (по рутилу) [10, 12, 13].

Последние возрасты отвечают постколлизии режиму, эти данные согласуются с результатами наших исследований.

Тем не менее, вычисление скорости эксгумации данного фрагмента коры Беломорской провинции от уровня реализации пластических деформаций DM_{n+1} на уровень хрупко-пластического перехода без датирования этапа DM_{n+3} пока не представляется возможным. Фундамент юго-западного форланда Лапландско-Кольского коллизийного орогена был переработан неоднородно в ходе лапландско-кольской коллизии [2]. В разных фрагментах континентальной коры Беломорской провинции одновозрастные деформации развивались неодинаково в зависимости не только от степени вовлеченности фрагмента континентальной коры в процесс глубинного покровообразования, но и от положения такого фрагмента относительно уровня хрупко-пластического перехода.

ВЫВОДЫ

1. По результатам проведенных исследований на участке Плотина Лягкомина в полиметаморфических породах с архейским возрастом протолита авторами установлено четыре этапа позднепалеопротерозойских деформаций:

- Этап DM_{n+1} , на котором происходило:
 - суборизонтальное пластическое течение, связанное с глубинным покровообразованием в регионе;
 - образование проникающей сланцеватости во всех породах;
 - тектоническое разлинзование и будинирование пород с формированием пакета пластин;
 - частичное плавление с образованием послонных мигматитов и минеральная перекристаллизация пород со стиранием архейских минеральных парагенезисов.
- Этап DM_{n+2} , на котором происходили деформации, имеющие как пластические, так и хрупко-пластические характеристики в зависимости

от реологии пород. Происходит смятие пакета пластин в наклонные асимметричные складки.

- Этап DM_{n+3} , на котором возникли:
 - хрупко-пластические деформации;
 - крутопадающие сдвиговзбросы;
 - приразломные складки;
 - пегматитовые жилы по трещинам отрыва.
- Этап DM_{n+4} , на котором возникли:
 - преимущественно хрупкие деформации;
 - малоамплитудные вертикальные складки;
 - зоны катаклаза.

2. Эволюция структурно-вещественных преобразований пород связана с формированием Лапландско-Кольского коллизионного орогена. Переработка пород осуществлялась в режиме эксгумации исследуемого фрагмента континентальной коры от уровня пластического течения до преимущественно хрупких деформаций. Условия хрупко-пластического перехода фиксируются на этапе DM_{n+2} .

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны П.Я. Азимову (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, Россия) и М.А. Сухановой (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, Россия) за обсуждение материалов данной статьи. Авторы благодарят анонимных рецензентов за полезные комментарии и редактора М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГЕМ РАН № 121041500220-0.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабарина И.И., Сибелев О.С., Степанова А.В. Гридинская зона меланжа Беломорской эклогитовой провинции: последовательность деформаций и структурное положение роев мафических даек // Геотектоника. 2014. №4. С. 67–81. Doi: 10.7868/S0016853X1404002X
2. Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19. Doi: 10.7868/S0016853X17050022
3. Березин А.В., Травин В.В., Марин Ю.Б., Скублов С.Г., Богомолов Е.С. Новые данные о возрасте (U–Pb, Sm–Nd) и P–T-параметрах эклогитизации даек Fe-габбродиагона с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // ДАН. 2012. Т. 444. № 6. С. 644–649.
4. Бибикова Е.В., Шельд Т., Богданова С.В., Другова Г.М., Лобач-Жученко С.Б. Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993. № 10. С. 1393–1411.
5. Миллер Ю.В. Позднеархейская покровная структура Беломорского подвижного пояса // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3. № 21. С. 28–40.
6. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатые структуры Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
7. Мудрук С.В., Балаганский В.В., Горбунов И.А., Раевский А.Б. Альпинотипная тектоника в палеопротерозойском Лапландско-Кольском орогене // Геотектоника. 2013. №4. С. 13–30. Doi: 10.7868/S0016853X1304005X
8. Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Азимов П.Я., Суханова М.А., Котов А.Б., Егорова С.В., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Кервинен А.В., Родионов Н.В., Степанов В.С. История формирования коронитовых метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U–Pb (CA-ID-TIMS) датирования циркон-бадделеитовых агрегатов // Петрология. 2022. Т. 30. № 6. С. 596–622. Doi: 10.31857/S0869590322060061
9. Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Падерин А.П. U–Pb возраст и геохимия цирконов из сальминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // ДАН. 2010. Т. 432. № 5. С. 668–675. Doi: 10.1134/S1028334X10060188
10. Скублов С.Г., Зак Т., Березин А.В., Мельник А.Е., Ризванова Н.Г. Результаты локального исследования (LA-ICP-MS) геохимии и U–Pb возраста рутилов из пород Беломорского подвижного пояса // Геохимия. 2013. № 2. С. 180–187. Doi: 10.7868/S0016752512120059
11. Скублов С.Г., Азимов П.Я., Лис С.-Х., Глебовицкий В.А., Мельник А.Е. Полиметаморфизм чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (Фенноскандия) по данным изотопно-геохимического (U–Pb, REE, O) исследования циркона // Геохимия. 2017. № 1. С. 3–16. Doi: 10.7868/S0016752517010095
12. Bibikova E.V., Slabunov A.I., Bogdanova S.V., Sheld T., Stepanov V.S., Borisova E.Yu. Early magmatism of the Belomorian mobile belt, Baltic shield: lateral zoning and isotopic age // Petrology. 1999. Vol. 7. No. 2. P. 123–146.
13. Bibikova E., Sköld T., Bogdanova S., Gorbatshev R., Slabunov A. Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precambrian Research. 2001. Vol. 105. P. 315–330. Doi: 10.1016/S0301-9268(00)00117-0

14. *Condie K.C.* Earth as An Evolving Planetary System. — Elsevier Acad. Press: London. UK. 2005, 447 p. Doi: 10.1017/S0016756806282050
15. *Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.* The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *Europ. Lithosph. Dynam. Geol. Soc. London, Memoirs*. 2006. Vol. 32. No. 1. P. 579–598. Doi: 10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.35
16. *Friend C.R.L., Kinny P.* A reappraisal of the Lewisian Gneiss Complex: Geochronological evidence for its tectonic assembly from disparate terranes in the Proterozoic // *Contrib. Miner. Petrol.* 2001. Vol. 142. P. 198–218. Doi: 10.1007/s004100100283
17. *Hoffman P.F.* Precambrian geology and tectonic history of North America. — In: *The Geology of North America – An Overview*. — Ed. by A.W. Bally, A.R. Palmer, (Boulder. Colorado. USA. GSA. 1989). P. 447–512. Doi: 10.1130/DNAG-GNA-A.447
18. *Hou G., Santosh M., Qian X., Lister G.S., Li J.* Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: insights from radiating mafic dyke swarms // *Gondwana Research*. 2008. Vol. 14. P. 395–409. Doi: 10.1016/j.gr.2008.01.010
19. *Rogers J.J.W., Santosh M.* Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent // *Gondwana Research*. 2002. Vol. 5. P. 5–22. Doi: 10.1016/S1342-937X(05)70883-2
20. *Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Azimov P., Egorova S.V., Babarina I.I., Larionova Y.O., Sukhanova M.A., Kervinen A.V., Maksimov O.A.* Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: Barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogeny — In: *Large Igneous Provinces and Their Plumbing Systems*. — Ed. by R.K. Srivastava, R.E. Ernst, K.L. Buchan, M. De Kock, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2022. Vol. 518). P. 101–128. Doi: 10.1144/SP518-2021-30
21. *van Gool J.A.M., Connolly J.N., Marker M., Mengel F.C.* The Nagssugtoqidian orogen of West Greenland: Tectonic evolution and regional correlation from a West Greenland perspective // *Can. J. Earth Sci.* 2002. Vol. 39. P. 665–686. Doi: 10.1139/e02-027
22. *Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A., Sun M.* Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: Implications for a pre-Rodinia supercontinent // *Earth-Sci. Rev.* 2002. Vol. 59. P. 125–162. Doi: 10.1016/S0012-8252(02)00073-9
23. *Zhao G., Sun M., Wilde Simon A., Li S.Z.* A Paleoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // *Earth-Sci. Rev.* 2004. Vol. 67. P. 91–123. Doi: 10.1016/j.earscirev.2004.02.003

Structural Signs of Brittle-Ductile Transitions during Exhumation of Basement Rocks of Southwestern Forland of the Paleoproterozoic Lapland–Cola Collision Orogen (the White Sea Region, Lyagkomina Dam Site): Analogue Modelling of Deformation Stages

I. I. Babarina^a, *, N. S. Serebryakov^a

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, bld. 35, Staromonetny per., 119017 Moscow, Russia*

*e-mail: fisana@yandex.ru

The Late Paleoproterozoic structural evolution of Archean polymetamorphic rock complexes at the Lyagkomina Dam site, located in the central part of the White Sea region, has been studied. Four stages of deformation were identified using methods of geological-structural mapping and geometric analysis. Under conditions of regressive metamorphism from granulite to amphibolite facies, at each stage of deformation, the properties of rocks change from plastic to predominantly brittle. It is shown that the Paleoproterozoic structural evolution is associated with the exhumation of a fragment of the continental crust of the central part of the White Sea region during the formation of the Lapland–Kola collision orogen.

Keywords: Lapland–Kola collision orogen, Belomorian province, Archean basement, exhumation, structural evolution, brittle-ductile transition, late Paleoproterozoic

УДК 551.24+551.73+552.313

ПОПЕРЕЧНАЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЙ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2025 г. В. С. Ланцева¹*, И. В. Гордиенко¹, О. Р. Минина¹

¹Геологический институт им. Н.Л. Дobreцова Сибирского отделения РАН, д. 6а, ул. Сахьяновой, 670047 Улан-Удэ, Россия

*e-mail: valery_fox@list.ru

Поступила в редакцию 11.10.2024 г.

После доработки 21.03.2025 г.

Принята в печать 27.03.2025 г.

В статье приведены новые петрогеохимические данные по нижнекембрийским вулканитам олдындинской свиты Удино-Витимской островодужной системы. Установлен высокий уровень накопления редкоземельных элементов (РЗЭ), высокая степень дифференциации легкой части спектра, обогащенность крупноионными литофильными элементами, наличие Nb-минимума в исследованных вулканитах, что подтверждает их островодужную природу. Впервые выявлена поперечная структурная зональность вулканитов вкост простирания Удино-Витимской островодужной системы. Установленная зональность прослежена по степени дифференцированности вулканов, а также по минеральному и химическому составу пород. Рассчитаны глубины залегания ископаемой зоны субдукции. Предполагается, что эта зона находится в районе Еравнинских озер в пределах Еравнинской структуры, что подтверждается крупной гравитационной ступенью северо-восточного простирания.

Ключевые слова: Удино-Витимская островодужная система, Западное Забайкалье, поперечная структурная зональность, вулканизм, дифференцированная серия, петрогеохимия, нижний кембрий, субдукция, базальты, андезиты, дациты, риолиты

DOI: 10.31857/S0016853X25020044, EDN: EGU KSZ

ВВЕДЕНИЕ

Удино-Витимская островодужная система Западного Забайкалья расположена в южной части Байкальской горной области и протягивается от устья реки Селенги на северо-восток до среднего течения реки Витим на расстоянии ~800 км при ширине от 80–100 до 200 км [8] (рис. 1).

Большую часть этой островодужной системы занимают позднепалеозойские гранитоиды, среди которых находятся участки с сохранившимися вулканогенными и осадочными образованиями, обособленными в виде Еравнинской, Олдындинской, Кыджимитской и др. вулканотектонических структур, объединенных в составе Удино-Витимской островодужной системы, впервые выделенной в начале 2000-х годов [7]. Удино-Витимская островодужная система входит в состав обширной Забайкальской зоны палеозоид, сформировавшейся на позднебайкальском фундаменте и включающей как каледонские, так и тесно связанные с ними герцинские структуры [7].

В длительном процессе становления Удино-Витимской островодужной системы были выделены следующие этапы [8]:

- венд (?)–ранний кембрий;
- средний ордовик–силур;
- средний палеозой;
- поздний палеозой–ранний мезозой.

На протяжении этих этапов последовательно формировались [8, 20]:

- раннекембрийские центры островодужного (субдукционного) вулканизма;
- среднеордовикско–силурийские зоны прибрежно-морского осадконакопления и вулканизма завершающих этапов формирования островной дуги;
- среднепалеозойская (девон–раннекаменноугольная) зона наложенных задуговых осадочных прогибов и рифтогенных вулканотектонических структур на активной континентальной окраине;
- область ареального позднекаменноугольно-пермско-триасового вулканизма и интрузивного магматизма.

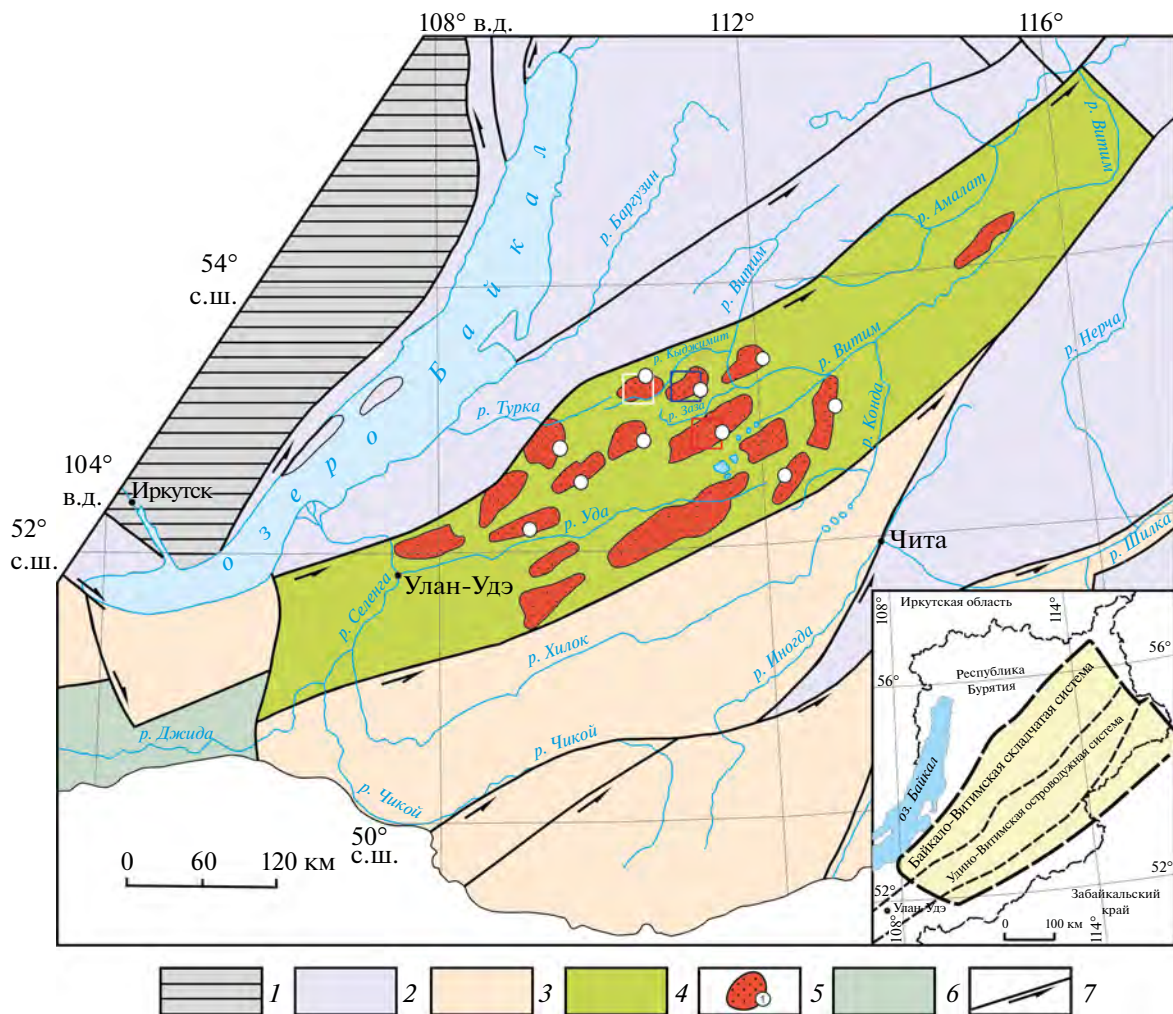


Рис. 1. Современное тектоническое положение Удино-Витимской островодужной системы среди докембрийских и палеозойских структур Забайкалья (по данным [8], с изменениями).

Обозначены вулканотектонические структуры (арабские цифры в кружочках): 1 – Еравнинская; 2 – Олдындинская; 3 – Кыджимитская; 4 – Бейсыханская; 5 – Абагинская; 6 – Мылдылгенская; 7 – Курбино-Онинская; 8 – Джидотойская; 9 – Верхнекондинская.

Показано положение фрагментов геологических вулканотектонических структур (рамка): Еравнинская (красным); Олдындинская (синим); Кыджимитская (белым).

1 – Сибирский кратон; 2–3 – террейны: 2 – докембрийские, 3 – палеозойские; 4 – Удино-Витимская островодужная система; 5 – вулканотектонические структуры; 6 – Джидинская островодужная система; 7 – тектонические разломы с элементами сдвигов

В истории развития Удино-Витимской островодужной системы в венде (?)–раннем кембрии нами реконструированы:

- Забайкальский океанический бассейн;
- надсубдукционная Олдындинская островная дуга;
- преддуговой и задуговой прогибы.

Эти структуры входят в состав Еравнинской зоны Байкало-Витимской складчатой системы, выделенной в центральной части Западного Забайкалья, в строении Еравнинской зоны были выделены комплексы, соответствующие структурным этапам [23, 24]:

- каледонскому (ранний кембрий–средний ордовик);
- варисскому (поздний силур–ранний карбон);
- герцинскому (средний карбон–ранняя пермь).

Эти комплексы отвечали каледонскому, варисскому и герцинскому этапам в развитии Еравнинской зоны. Каледонский комплекс связан с развитием палеоазиатского комплекса, а варисский и герцинский комплексы были связаны с этапами, соответствующими по времени этапам развития Монголо-Охотского океанического бассейна [23, 24].

В нашем исследовании для каледонского этапа развития рассматриваемого региона принята геодинамическая модель [8, 10, 24]. В соответствии с этой моделью в раннем палеозое в пределах южной периферии Сибирского байкальского континента возникла энсиалическая островная дуга, формирование которой происходило в геодинамической связи с Забайкальским океаническим бассейном, существовавшим в венде—раннем палеозое к северу (современные координаты) от энсиалической островной дуги. Эта структура рассматривается как активная континентальная окраина западно-тихоокеанского типа [8, 24]. Каледонский этап развития Удино-Витимской островодужной системы завершился формированием покровно-складчатой структуры в конце ордовика—начале силура (?) [8, 14, 24].

Геодинамику каледонского этапа развития Удино-Витимской островодужной системы во многом определяло становление олдындинской свиты и озерного (олдындинского) субвулканического комплекса. В настоящее время в составе олдындинской свиты рассматриваются дифференцированные вулканы, вулканомиктовые и карбонатные породы, ассоциирующие с субвулканическими телами озерного (олдындинского) комплекса [8, 24].

Олдындинская свита мощностью от 250 до 1600 м делится на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена биогермными известняками и туфово-тефроидной толщей дацитов и андезитов с прослоями грубых вулканомиктов. Видовой состав археоциат, трилобитов и водорослей в известняках соответствует атдабанскому, ботомскому и отчасти тойонскому ярусам нижнего кембрия [22, 26, 29]. Верхняя подсвита сложена вулканиками андезит-дацит-риолитового ряда, смешанными с вулканомиктами. Известняки здесь практически полностью отсутствуют.

Основной объем олдындинской свиты составляют вулканогенные породы, с которыми связаны колчеданно-полиметаллические руды крупнейшего в России Озерного месторождения [5, 9, 11, 13, 27].

Целью нашей статьи является исследование вулканогенных пород олдындинской свиты Удино-Витимской островодужной системы, определение состава этих пород на основе петрографического исследования с использованием петролого-геохимического анализа и выявление геодинамических обстановок их образования.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В статье приведены полученные данные о петрографическом, петролого-геохимическом составе и условиях образования нижнекембрийских вулкаников олдындинской свиты Удино-Витимской островодужной системы. Описание прозрачных шлифов проводилось с помощью микроскопа Olympus BX51 (Olympus Corporation, Tokyo, Japan).

На основе петрографического исследования были отобраны 30 образцов для анализа петрогенных оксидов и микроэлементов. Анализ образцов проводился в ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ, Республика Бурятия, Россия) (табл. 1).

Исследование минерального состава пород выполнялось электронно-зондовым методом на растровом сканирующем электронном микроскопе LEO-1430VP (Carl Zeiss, Germany) с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350 (Oxford Instruments, Great Britain) ЦКП «Спектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ, Республика Бурятия, Россия) (аналитики Е.А. Хромова, Е.В. Ходырева).

Определение основных петрогенных оксидов проводилось химико-спектральными методами анализа в ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ, Республика Бурятия, Россия) (аналитики А.А. Цыренова, Л.В. Митрофанова, Б.Б. Лыгденова, Г.И. Булдаева, И.В. Боржонова).

Определение редких элементов (Rb, Ba, Sr, Nb, Zr и Y) выполнено рентгенофлуоресцентным методом анализа на кристалл-дифракционном волновом спектрометре ARL Perform'X (Thermo Fisher Scientific, Waltham, USA) в ЦКП Изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН (г. Иркутск, Россия) (аналитики Б.Ж. Жалсараев, Р.Ж. Ринчинова).

Содержание редкоземельных элементов в пробах определено методом ICP AES на Optima 2000 DV (PerkinElmer, Wellesley, USA) в ЦКП Изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН (г. Иркутск, Россия) (аналитики Т.И. Казанцева, Л.А. Левантуева).

Определение содержаний редких и редкоземельных элементов в 24 пробах было выполнено методом ICP-MS в ЦКП Изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН (г. Иркутск, Россия) (аналитик О.В. Зарубина). Классификация вулкаников олдындинской свиты проводилась с использованием диаграммы Nb/Y — Zr/TiO₂ [37] и TAS-диаграммы SiO₂ — Na₂O+K₂O.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

Еравнинская вулканотектоническая структура

Еравнинская вулканотектоническая структура (далее по тексту — Еравнинская структура) расположена в пределах хребта Байсыхан и восточной части хребта Улан-Бургасы (Кыджимит—Заза-Холойское междуречье). В ее строение входят [8, 18, 19, 24] (рис. 2):

- олдындинская свита (E_1);
- озерный (олдындинский) субвулканический комплекс (E_1);
- иташинская (D_3f_1) свита;
- химгильдинская (D_3fm_2) свита;
- магматические комплексы верхнего палеозоя.

Также в Еравнинскую структуру входят толщи, выделенные из состава олдындинской свиты [8, 18, 19, 24] (см. рис. 2):

- озернинская ($D_1-D_3f_1$);
- ульзутуйская (D_3fm-C_1t);
- кыджимитская (C_{1v});
- сурхэбгинская (C_{2-3}).

В разрезе Еравнинской структуры нами определено соотношение пород в нижнепалеозойских отложениях:

- 60% — вулканические породы;
- 18% — туффиты;
- ~0% — карбонатные отложения (в основном рифогенные известняки);
- <5% — терригенные (в основном вулканомиктовые) породы.

В Еравнинской структуре развиты преимущественно [15] породы риолитового, дацитового, андезит-дацитового составов, лавово-пирокластические образования андезитового состава.

В бассейне р. Ульзутуй в составе олдындинской свиты преобладают лавовые, пирокластические и субвулканические фации в ассоциации с нижнекембрийскими биогермными археоциатово-водорослевыми известняками. На водоразделе р. Ульзутуй—руч. Известковый олдындинская свита сложена дацитами, андезитами и археоциатовыми известняками, в подчиненном количестве присутствуют туфы.

Для вулканитов получены следующие возрастные датировки U—Pb методом по цирконам (здесь и далее) [8, 15, 24]:

- 532 ± 11 млн лет (андезидацит);
- 529 ± 3 млн лет (риолит).

На водоразделе рек р. Ульзутуй — р. Сурхэбт разрез сложен преимущественно вулканитами андезит-дацит-риолитового ряда и вулканомиктами. Риолиты имеют возраст 516.7 ± 4.4 млн лет [8, 15, 24]. Возраст карбонатных пород по многочисленным находкам фауны археоциат, трилобитов и водорослей соответствует атдабанскому, ботомскому и отчасти тойонскому векам раннего кембрия [6, 22, 29].

Новые данные, полученные по археоциатам и крибрициатам из биогермных известняков свиты, ограничивают время их накопления позднеатдабанским—ботомским веками раннего кембрия [25, 26]. Нижнепалеозойская олдындинская свита с несогласием перекрывается озернинской толщей нижнего (эмский ярус)—верхнего (нижнефранский подъярус) девона или, возможно, тектонически совмещена с отложениями позднего палеозоя [18, 24].

Олдындинская вулканотектоническая структура

Олдындинская вулканотектоническая структура (далее по тексту — Олдындинская структура) расположена на правом берегу среднего течения р. Кыджимит, правого притока р. Витим, и занимает площадь около 100 км² (рис. 3).

Вулканогенные образования с линзами рифогенных известняков, содержащих фауну археоциат, являются стратотипом олдындинской свиты нижнего кембрия [3].

В состав вулканитов входят:

- 50% — лавы и туфы андезитов (доминируют);
- 40% — риолиты и дациты с горизонтами игнимбритов, агломератовых туфов и туфобрекчий;
- 10% — базальты.

Известняки образуют линзовидные тела среди вулканогенных пород. Общая мощность вулканогенных пород составляет >2000 м. В трех пробах из кислых вулканитов, расположенных по правому и левому берегу р. Левая Олдында, получены конкордантные значения возраста [8, 16]:

- 534 ± 6 млн лет;
- 532 ± 10 млн лет;
- 529.8 ± 3.6 млн лет.

В состав раннегерцинского комплекса здесь входят ульзутуйская (D_3fm-C_1t) и кыджимитская (C_{1v}) толщи, химгильдинская (D_3fm_2) свита [19, 20]. Крылья Олдындинской структуры сложены вулканогенными породами среднего и основного составов (андезитами, андезибазальтами, базальтами и их туфами) с редкими линзами рифогенных известняков. Центральная часть

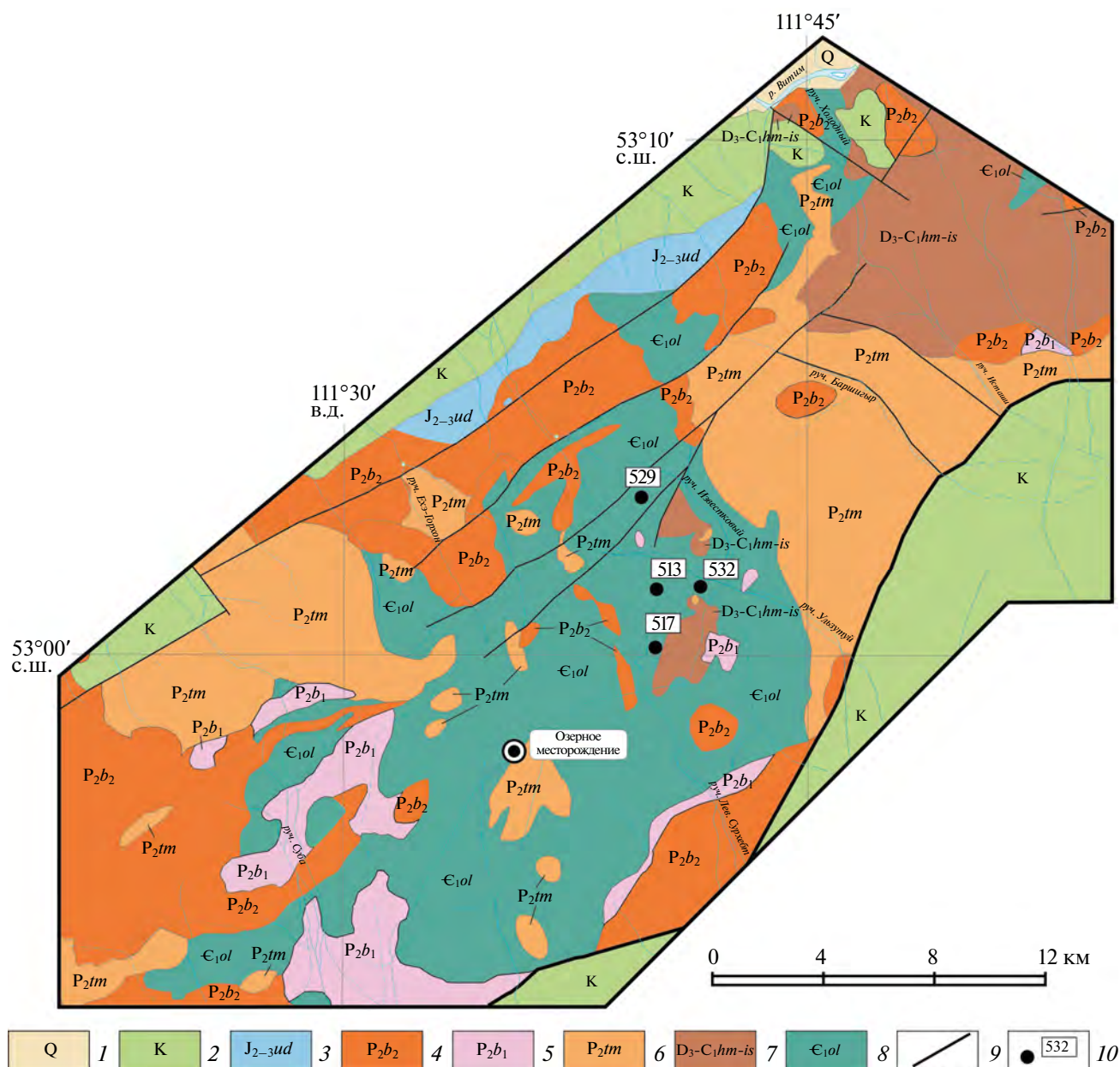


Рис. 2. Схема геологического строения фрагмента Еравнинской вулканотектонической структуры (по данным [11]).

1 – четвертичные отложения; 2 – меловые отложения впадин; 3 – юрская удинская свита; 4–5 – позднепермский бичурский комплекс: 4 – гранит-граносиениты, 5 – габброиды; 6 – позднепермская тамирская свита; 7 – девонско–каменноугольные химгильдинская и иташинская свиты, нерасчлененные; 8 – нижнекембрийская олдындинская свита; 9 – разрывные нарушения; 10 – место отбора проб из магматических пород (изотопный возраст пород, млн лет)

структуры образована преимущественно вулканами кислого состава (дациты, риодациты и риолиты). На риолитах с конгломератами в основании залегает ульзутуйская толща [16].

Кыджимитская вулканотектоническая структура

Кыджимитская вулканотектоническая структура (далее по тексту – Кыджимитская структура)

расположена в бассейне ручьев Сосновский и Хортяк (левобережье р. Кыджимит) (рис. 4).

В кыджимитском разрезе тектонически совмещены вещественные комплексы:

- вулканогенный нижнекембрийский (олдындинская свита);
- вулканогенно-терригенный девонско–нижекаменноугольный (озернинская и кыджимитская толщи).

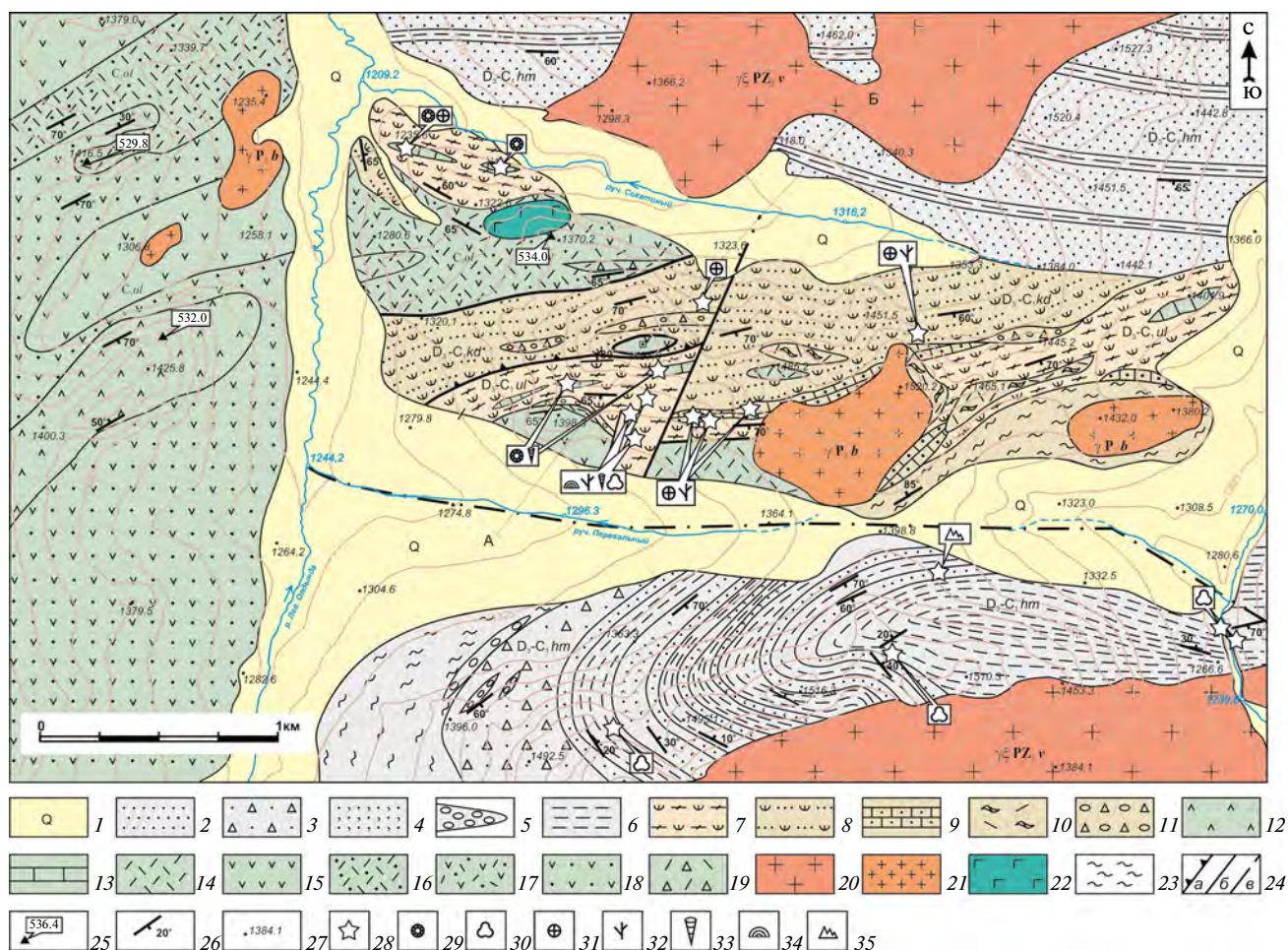


Рис. 3. Геологическая карта-схема Олдындинской вулканотектонической структуры в междуречье рек р. Левая Олдында – р. Химгильда (по данным [15, 17, 18]).

1 – четвертичные отложения; 2–6 – химгильдинская свита (D_3-C_1hm): 2 – полимиктовые песчаники, 3 – полимиктовые гравийные песчаники, прослои кварцевых гравелитов, 4 – кварцевые песчаники, 5 – линзы полимиктовых конгломератов, 6 – тонкое ритмичное переслаивание мелкозернистых песчаников, алевролитов, глинисто-кремнистых сланцев с прослоями известковистых алевролитов; 7 – переслаивание туфоалевролитов, туфопесчаников, туффитов, глинисто-карбонатных сланцев в улзутуйской толще (D_3-C_1ul); 8–11 – кыджимитская толща (D_3-C_1kd): 8 – туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями и линзами карбонатных песчаников, туфогравелитов, конглобрекций, 9 – розоватые детритовые алевролитистые известняки, 10–11 – вулканы ($D-C_1$): 10 – псефитовые кластолавы кислого состава, 11 – конгло-брекции; 12–19 – олдындинская свита (ϵ_1ol): 12 – фельзиты, 13 – линзы мраморизованных известняков с археоциатами, 14 – риолиты, 15 – андезиты, 16 – туфы кислого состава, 17 – туфы смешанного состава, 18 – туфы среднего состава, 19 – агломеративные туфы кислого состава; 20 – порфировидные крупнозернистые граниты витимканского комплекса (PZ_3v); 21 – мелкозернистые граниты, граносиениты бичурского комплекса (P_2b); 22 – габбро (PZ_1at); 23 – зона рассланцевания пород; 24 – тектонические нарушения: а – надвиг, б – достоверные разломы, в – предполагаемые разломы; 25 – место отбора проб для изотопного исследования; 26 – элементы залегания; 27 – высотные отметки (м); 28 – место находок органических остатков; 29 – раннекембрийские (ϵ_1) археоциаты; 30–35 – позднепалеозойские (PZ_2) органические остатки: 30 – мiosпоры, 31 – мшанки, 32 – водоросли, 33 – тен-такулиты, 34 – строматопороидеи, 35 – конодонты *Polygnatus* sp.

Олдындинская свита здесь сложена базальтами, андезибазальтами и андезитовыми порфиритами с прослоями дацитов, кислыми туфами и туффи-тами. Возраст пород составляет [16, 18, 24]:

– дациты – 530.8 ± 2.6 млн лет, СКВО = 0.0036 (левобережье руч. Сосновский, в.о.1485.8 м);

– андезидациты – 513.0 ± 3.8 млн лет, СКВО = 0 (правобережье руч. Хортяк).

Особенностью разреза свиты является незначи- тельное распространение известняков, слага- ющих единичные маломощные линзы.

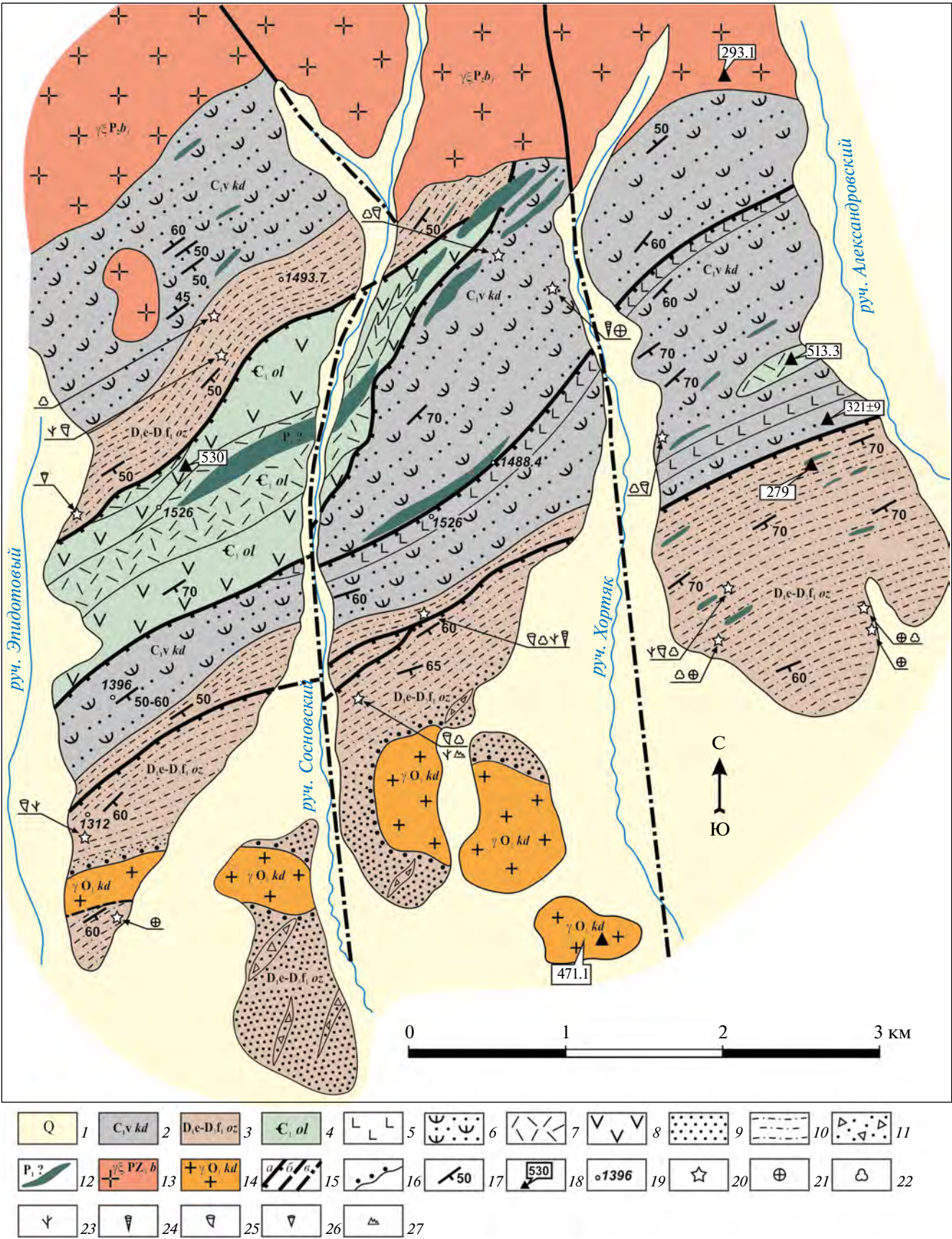


Рис. 4. Карта-схема геологического строения водораздела между ручьями руч. Эпидотовый—руч. Александровский левого берега р. Кыджимит (по данным [15, 17]).

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — кыджимитская толща (C_1vkd); 3 — озернинская толща (D_{1-2oz}); 4 — олдындинская свита (E_{1ol}); 5 — базальты; 6 — тефротурбидиты (переслаивание туфоалевролитов, туфопесчаников, туфоаргиллитов, туффитов, детритовых известняков), дациты, риолиты, базальты и андезибазальты и их туфы; 7 — дациты, риолиты; 8 — андезибазальты; 9 — песчаники с прослоями конгломератов и гравелитов; 10 — переслаивание известковистых песчаников, алевролитов с прослоями алевритистых и биогермных известняков; 11 — переслаивание кремнисто-углистых аргиллитов, алевролитов, известняков; 12 — тела габброидов, дайки долеритов, сиенито-долеритов; 13 — граниты, лейкограниты, граносиениты бичурского комплекса ($\gamma\zeta P_2b_3$); 14 — граносиениты и гранодиориты кыджимитского комплекса (γO_2kd); 15 — тектонические нарушения: а — надвиги, б — достоверные, в — предполагаемые; 16 — тектоническое налегание; 17 — элементы залегания; 18 — место отбора проб и абсолютный возраст (млн лет); 19 — высотные отметки (м); 20 — места находок органических остатков; 21 — мшанки; 22 — споры; 23 — водоросли; 24 — тентакулиты; 25 — кораллы; 26 — археоциаты; 27 — конодонты *Polygnatus* sp.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ОЛДЫНДИНСКОЙ СВИТЫ

В изученных нами Еравнинской, Олдындинской и Кыджимитской вулканотектонических структурах нижнекембрийские вулканогенные породы олдындинской свиты представлены дифференцированной серией базальт-андезит-дацит-риолитового состава с разным объемом отдельных разновидностей пород и состава вулканитов [15] (рис. 5, а, б; см. табл. 1).

Точки состава пород Еравнинской и Олдындинской структур на диаграмме $SiO_2-Na_2O+K_2O$ находятся в полях базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов (см. рис. 5, а).

Фигуративные точки Кыджимитской структуры находятся в полях трахибазальтов, трахиандезитов, трахиандезитов.

На диаграмме $Nb/Y-Zr/TiO_2$ (см. рис. 5, б) точки состава пород Еравнинской и Олдындинской структур также попадают в поля пород нормальной щелочности, при этом фигуративные точки Кыджимитской структуры находятся в полях субщелочных базальтов, щелочных базальтов, а также трахиандезитов.

Нами установлено, что все вулканогенные породы олдындинской свиты низкотитанистые, и поперек простираения структуры намечается вещественная зональность, выражающаяся в изменении петрографических свойств и увеличении суммы щелочей и калиевоности.

По характеру распределения микроэлементов вулканогенные породы нижнекембрийской олдындинской свиты относятся к островодужным образованиям с характерными минимумами в концентрации таких высокотоксичных элементов,

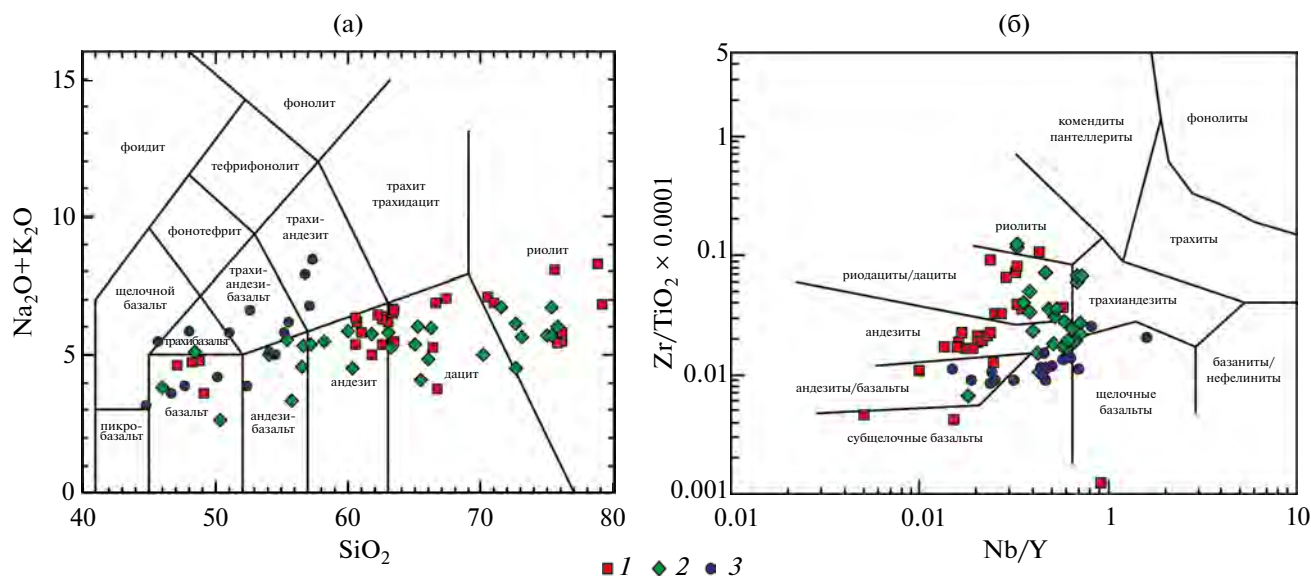


Рис. 5. Классификационные диаграммы (а) $SiO_2-Na_2O+K_2O$ и (б) $Nb/Y-Zr/TiO_2$ для вулканитов олдындинской свиты (по данным [37]).

1–3 — вулканиты вулканотектонической системы: 1 — Еравнинская, 2 — Олдындинская, 3 — Кыджимитская

Таблица 1. Содержание окислов (мас.%) и элементов (г/т) в вулканогенных породах Удино-Витимской острово-дужной системы Западного Забайкалья

Компоненты	Образец									
	4562-6	4662/5	4571/1	B-14	P-270	4656/2	4567/3	P-306-3	4567/4	4656
SiO ₂	49.20	49.20	57.00	60.5	61.00	61.8	62.20	62.60	63.50	63.50
TiO ₂	0.83	0.85	1.22	0.73	0.90	0.98	0.99	0.76	0.91	0.87
Al ₂ O ₃	20.00	16.50	20.40	15.1	14.80	15.49	15.16	15.35	15.20	15.50
Fe ₂ O ₃	4.79	1.69	1.87	5.65	3.62	4.09	2.93	2.76	2.33	4.43
FeO	4.09	7.36	5.24	6.73	4.66	3.61	4.67	2.65	5.34	3.22
MnO	0.28	0.16	0.15	0.04	0.14	0.12	0.15	0.10	0.16	0.11
MgO	5.32	7.94	2.80	1.72	1.94	2.29	1.81	2.40	1.85	1.41
CaO	4.00	8.00	0.87	0.24	4.40	3.82	2.65	5.10	1.82	3.81
Na ₂ O	4.58	3.45	7.52	3.67	2.70	4.05	5.36	2.50	5.81	4.21
K ₂ O	1.58	0.17	1.04	1.73	3.10	0.98	1.09	2.90	0.83	1.26
P ₂ O ₅	0.07	0.09	0.18	0.13	0.14	0.17	0.16	0.20	0.16	0.14
LOI	5.57	3.97	2.21	3.14	1.66	1.73	1.35	2.10	1.99	1.68
Total	<i>100.31</i>	<i>99.38</i>	<i>100.50</i>	<i>99.38</i>	<i>99.10</i>	<i>99.11</i>	<i>98.53</i>	<i>99.41</i>	<i>99.90</i>	<i>100.14</i>
Na ₂ O/K ₂ O	2.89	20.29	7.23	2.1	0.87	4.13	4.91	0.86	7	3.34
Ti	5597	3958	8319	4376	5396	5742	5578	4556	6395	6896
Rb	34	2.224	31.153	22	46.77	33	12.472	121.25	11.4	35.146
Ba	561	257.2	376.539	1550	1022.83	267	334.596	631.06	343	401.716
Sr	523	676.3	271.097	553.49	257.3	315	231.092	184,24	243	311.679
Nb	2.65	1.933	9.239	10	6.5	7.1	5.745	11.46	7.6	8.102
Zr	65	35.99	218.807	180	167.68	192	124.645	243.65	205	186,399
Y	16	12.63	41.711	13	32.3	33	23.499	42.08	32	39.876
La	10.0	4.47	15.906	10.59	18.63	21.0	9.607	23.75	15	19.585
Ce	21.0	10.52	39.775	28.65	42.85	43.0	23.159	56.28	38	45.432
Pr	2.63	1.42	5.488	4.51	5.48	5.7	3.039	7.27	4.77	5.896
Nd	11.5	6.23	24.311	20.91	23.44	25	13.504	30.96	21	25.996
Sm	2.73	1.62	6.249	5.84	5.4	5.9	3.347	7.23	5.1	6.11
Eu	0.91	0.59	1.668	1.93	1.31	1.33	0.760	1.71	0.87	1.636
Gd	3.01	1.92	6.643	8.74	5.63	4.32	3.661	7.36	5.1	6.366
Tb	0.52	0.27	1.082	1.55	0.96	0.82	0.587	1.22	0.96	0.967
Dy	3.20	1.74	7.778	6.76	6.16	6.6	4.265	7.88	6.2	7.068
Ho	0.70	0.36	1.557	1.39	1.33	1.41	0.868	1.72	1.41	1.392
Er	2.00	1.04	4.722	3.69	3.8	4.01	2.813	4.96	4.10	4.224
Tm	0.29	0.145	0.634	0.54	0.6	0.61	0.382	0.78	0.61	0.535
Yb	1.90	0.978	4.472	3.4	3.88	4.14	2.765	4.94	4.13	4.09
Lu	0.30	0.139	0.625	0.44	0.59	0.62	0.392	0.76	0.65	0.544
Hf	2.03	0.717	6.081	0.6	4.83	5.4	3.745	6.51	5.7	5.081
Ta	0.17	0.098	0.345	0.96	0.42	0.44	0.233	0.73	0.47	0.212
Th	1.44	0.364	3.698	0.86	3.94	4.15	2.184	6.45	4.13	3.674
U	0.41	0.132	0.901	0.21	1.02	0.92	0.686	1.84	0.88	0.868
ΣREE+Y	<i>76.69</i>	<i>44.07</i>	<i>162.62</i>	<i>111.94</i>	<i>152.36</i>	<i>157.46</i>	<i>92.64</i>	<i>198.9</i>	<i>139.9</i>	<i>169.71</i>
La/Yb _(N)	3.56	3.09	2.4	2.1	3.24	3.43	2.34	3.25	2.45	3.23
Eu/Eu*	0.24	0.26	0.2	0.21	0.18	0.19	0.16	0.18	0.13	0.2

Табл. 1. Продолжение

Компоненты	Образец									
	4595/1	P-269-2	4597	P-275-7	КО-48	266-1	260-1	0714	307/1	261-1
SiO ₂	66.40	67.42	78.80	79.16	54.10	55.70	57.10	60.30	70.20	71.50
TiO ₂	0.88	0.56	0.07	0.09	0.93	0.70	0.86	1.46	0.55	0.47
Al ₂ O ₃	13.40	13.74	11.10	10.85	15.90	12.50	16.50	14.40	13.00	12.07
Fe ₂ O ₃	2.73	3.34	0.61	0.94	1.18	3.27	3.82	2.26	1.74	3.03
FeO	5.11	3.45	0.51	0.17	6.37	6.51	3.22	6.76	1.92	0.33
MnO	0.03	0.03	0.01	0.03	0.11	0.17	0.01	0.24	0.04	0.05
MgO	2.69	1.31	0.03	0.48	5.29	2.70	0.45	3.10	0.52	0.45
CaO	0.40	0.55	0.08	0.25	9.45	7.10	1.37	2.36	3.28	1.37
Na ₂ O	3.00	0.73	0.48	0.76	2.88	2.40	3.20	3.50	2.12	3.20
K ₂ O	2.30	6.33	7.80	6.07	2.11	0.92	3.50	1.00	2.90	3.50
P ₂ O ₅	0.20	0.09	0.03	0.02	0.14	0.17	0.10	0.16	0.12	0.10
LOI	3.28	1.70	0.86	0.70	1.41	6.98	2.24	4.63	3.97	2.24
Total	<i>100.42</i>	<i>99.30</i>	<i>100.35</i>	<i>99.52</i>	<i>99.87</i>	<i>99.10</i>	<i>99.13</i>	<i>100.17</i>	<i>100.36</i>	<i>99.13</i>
Na ₂ O/K ₂ O	1.3	0.11	0.06	0.13	1.4	2.6	0.91	3.5	0.7	0.91
Ti	6015	3357	676	540	6969	4197	5156	10074	3643	2818
Rb	43	101.55	133	100.59	113	37.79	72.63	23	85	106.99
Ba	222	2716.51	1065	553.11	482	176.12	366.61	290	481	356.56
Sr	31	39.44	19	25.93	225	148.49	173.2	183	118	67.17
Nb	12.6	6.85	9.4	8.36	16	16.12	23.45	12	22	12.51
Zr	322	201.55	48	64.83	159	151.36	230.14	162	197	235.20
Y	22	19.65	31	25.96	28	22.65	33.24	23	41	32.51
La	21	9.24	22	23.53	36	19.86	32.7	40	39	29.20
Ce	44	19.74	47	50.85	71	41.13	70.27	64	82	63.87
Pr	5.4	2.29	5.5	5.91	8.2	4.75	8.39	6.6	9.4	7.65
Nd	22	8.94	22	22.42	32	18.77	33.69	34	36	30.28
Sm	4.44	2.02	5.2	5.08	6.2	3.98	7.09	7	7.4	6.49
Eu	0.68	0.54	1.11	1.04	1.21	0.93	1.68	1.03	1.09	1.18
Gd	4.00	2.32	5.1	4.54	5.4	4.14	6.69	6.3	7.1	6.12
Tb	0.73	0.46	0.95	0.74	0.79	0.69	1.06	1.1	1.10	0.99
Dy	4.34	3.36	5.7	4.79	5.7	4.42	6.55	6.3	7.8	6.32
Ho	0.97	0.76	1.24	1.01	1.13	0.93	1.38	1.3	1.61	1.36
Er	3.01	2.28	3.68	2.86	3.37	2.69	3.81	4.1	4.69	3.82
Tm	0.45	0.36	0.52	0.44	0.47	0.43	0.58	0.67	0.70	0.60
Yb	3.03	2.48	3.45	2.79	3.26	2.81	3.67	6	4.65	3.87
Lu	0.48	0.39	0.52	0.41	0.49	0.43	0.55	0.7	0.71	0.58
Hf	8.3	5.06	2.60	2.62	4.32	3.90	6.04	6.8	6.1	6.54
Ta	0.72	0.59	0.68	0.64	1.18	1.23	1.66	1.48	1.83	1.01
Th	9.8	7.10	5.9	5.25	12.4	7.67	7.80	10.2	15	8.55
U	2.06	1.43	1.88	1.40	3.55	2.33	2.34	2.94	3.93	1.94
ΣREE+Y	<i>136.53</i>	<i>74.83</i>	<i>154.97</i>	<i>152.37</i>	<i>203.22</i>	<i>128.71</i>	<i>211.35</i>	<i>202.1</i>	<i>239.25</i>	<i>194.84</i>
La/Yb _(N)	4.68	2.52	4.31	5.69	7.46	4.78	6.02	4.51	5.67	5.09
Eu/Eu*	0.12	0.19	0.16	0.16	0.16	0.17	0.18	0.12	0.11	0.14

Табл. 1. Окончание

Компоненты	Образец									
	265-1a	265-16	9078	9097	P-318-1	K-21	K-16	K-22	K-28	K-28a
SiO ₂	73.05	75.79	48.00	50.20	51.00	55.50	54.80	47.10	57.20	55.70
TiO ₂	0.16	0.12	1.21	0.72	1.05	1.15	1.00	1.34	1.09	1.00
Al ₂ O ₃	13.92	11.80	17.40	13.90	16.20	19.05	14.70	22.30	17.00	14.70
Fe ₂ O ₃	0.98	1.95	3.72	2.03	4.73	3.37	2.62	1.61	5.02	2.31
FeO	1.02	<0.1	5.37	8.98	6.27	4.17	5.84	5.04	2.64	6.00
MnO	0.05	0.52	0.14	0.24	0.15	0.11	0.18	0.17	0.12	0.15
MgO	0.80	0.20	5.79	7.50	4.50	2.29	5.18	4.49	2.79	4.43
CaO	1.24	1.28	7.31	9.44	7.00	5.37	8.23	10.17	3.73	8.76
Na ₂ O	2.79	4.42	3.40	2.66	3.00	5.01	3.03	3.21	4.81	2.54
K ₂ O	2.85	1.61	2.47	1.56	2.80	1.16	2.33	0.73	3.39	1.70
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.27	0.14	0.25	0.30	0.21	0.20	0.32	0.21
LOI	2.56	1.53	5.14	2.08	2.42	2.44	1.79	3.60	1.65	2.33
Total	99.45	99.24	100.22	99.45	99.27	99.92	99.91	99.96	99.76	99.83
Na ₂ O/K ₂ O	0.97	2.74	1.4	1.7	1.1	4.3	1.3	4.4	1.41	1.49
Ti	956	719	7154	4316	6295	6894	5995	8033	6535	5995
Rb	101.68	59.69	64	53	169.48	42	44.10	33.84	89.79	59.76
Ba	514.92	476.81	840	81	234.63	239	883.52	115.29	1355.45	485.98
Sr	102.52	147.30	717	134	223.16	395	544.80	782.13	764.10	556.65
Nb	11.52	9.58	3	7	11.10	9	9.56	4.64	13.96	9.98
Zr	200.36	142.18	136	81	158.09	119	140.51	129.12	195.77	144.14
Y	35.19	28.91	20	10	24.12	20	23.98	21.15	28.25	26.23
La	35.77	32.77	19	4.2	15.00	20	17.79	10.48	30.93	19.59
Ce	75.65	66.42	39	7.9	31.35	37.5	35.04	24.95	57.78	41.06
Pr	8.71	7.50	4.9	—	3.84	3.85	4.20	3.39	6.63	4.89
Nd	33.43	28.74	21.5	3.25	15.87	17.5	16.44	15.11	24.24	19.11
Sm	6.83	5.68	5.0	0.96	3.86	3.9	3.83	3.98	5.14	4.32
Eu	1.25	1.28	1.6	0.30	1.11	1	1.09	1.31	1.02	1.30
Gd	6.22	5.23	5.1	0.84	4.18	5	3.91	3.90	4.86	4.35
Tb	0.99	0.82	0.82	0.31	0.71	0.67	0.62	0.59	0.72	0.69
Dy	6.34	5.13	4.35	1.8	4.54	3.8	3.77	3.62	4.44	4.24
Ho	1.35	1.10	0.84	0.47	0.98	0.86	0.80	0.74	0.93	0.88
Er	3.92	3.18	2.4	1.38	2.72	2.1	2.29	2.07	2.69	2.54
Tm	0.61	0.51	—	—	0.42	0	0.35	0.30	0.40	0.39
Yb	4.06	3.33	2.05	1.56	2.73	1.94	2.22	1.82	2.48	2.36
Lu	0.62	0.50	0.31	0.30	0.41	0.3	0.34	0.27	0.40	0.37
Hf	5.66	4.21	—	—	4.08	4.40	3.55	2.87	4.74	3.49
Ta	0.99	0.84	—	—	0.80	0.81	0.67	0.31	0.78	0.68
Th	10.84	9.05	—	—	5.91	6.0	5.27	0.65	8.30	5.23
U	3.03	2.68	—	—	1.95	1.70	1.33	0.26	2.27	1.67
ΣREE+Y	220.94	191.1	126.87	33.27	111.84	118.42	116.67	93.68	170.91	132.32
La/Yb _(N)	5.95	6.65	6.3	1.8	3.7	6.96	5.42	3.89	8.43	5.61
Eu/Eu*	0.14	0.18	0.24	0.25	0.21	0.17	0.21	0.25	0.15	0.23

Примечание. “—” — Содержание окислов и элементов не определялось.

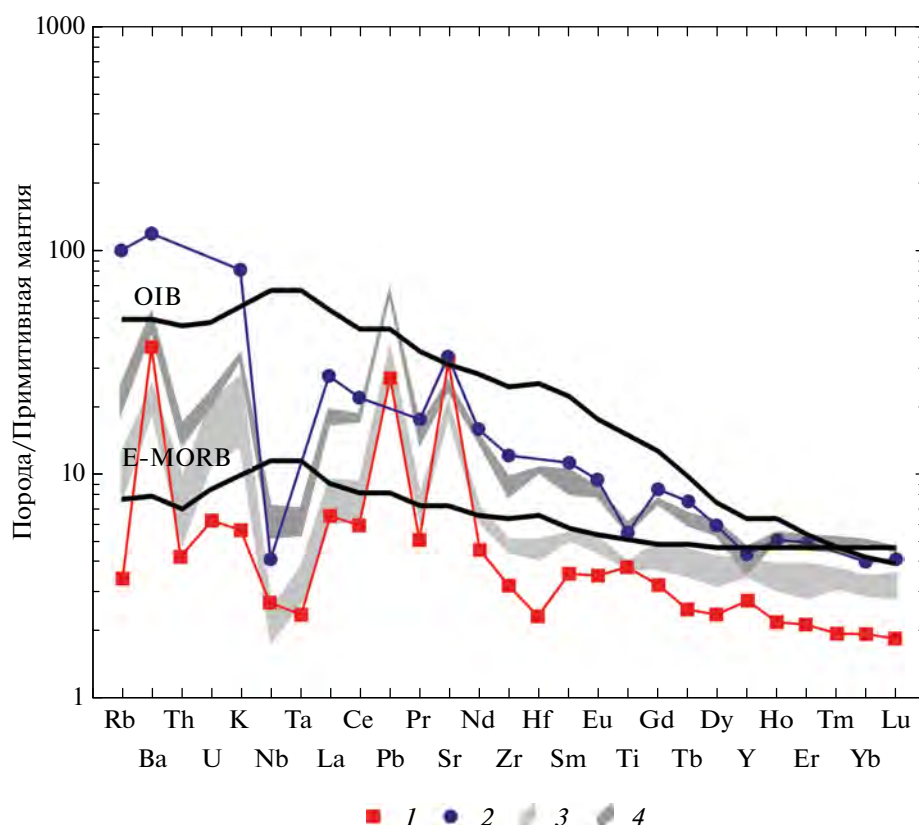


Рис. 6. График распределения содержаний микроэлементов в базальтах, нормированных к примитивной мантии (по данным [36]).

Распределение E-MORB и OIB (по данным [35]).

1–2 – вулканотектоническая структура: 1 – Еравнинская, 2 – Кыджимитская; 3–4 – зона Курило-Камчатской островной дуги: 3 – фронтальная (по [12]), 4 – тыловая (по [28])

как Ta и Nb и максимумами содержания флюидомобильных элементов, таких как Ba, Sr, Pb (рис. 6).

Содержание микроэлементов в породах Кыджимитской структуры значительно выше, чем в породах Еравнинской структуры. Распределение микроэлементов в базальтах Еравнинской структуры почти совпадает с полем распределения микроэлементов в базальтах фронтальной зоны Курило-Камчатской островной дуги, тогда как диапазон распределения микроэлементов Кыджимитской структуры совпадает с полем тыловой зоны Курило-Камчатской островной дуги [12, 28].

При анализе распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, мы обратили внимание на то, что в базальтах Еравнинской структуры отмечается истощение тяжелых РЗЭ, в то время как для лав Кыджимитской структуры отмечен рост концентраций всех РЗЭ (рис. 7).

Распределение РЗЭ в базальтах Еравнинской структуры совпадает с полем распределения РЗЭ

в базальтах фронтальной зоны Курило-Камчатской островной дуги, а также с распределением РЗЭ характерных для E-MORB.

Распределение РЗЭ в базальтах Кыджимитской структуры совпадает с полем тыловой зоны Курило-Камчатской островной дуги и тяготеет к спектру распределения РЗЭ, типичных для OIB.

На классификационной диаграмме Nb/Y–Zr/Y точки составов базальтов и андезибазальтов раннекембрийской олдындинской свиты сосредоточены в поле островодужных базальтов [31] (рис. 8, а).

На дискриминационной диаграмме Th/Yb–Nb/Yb фигуративные точки базальтов олдындинской свиты лежат в поле континентальных дуг [33] (см. рис. 8, б).

На дискриминационных диаграммах Hf–Th–Nb и Hf–Th–Ta точки составов основных пород Еравнинской, Олдындинской и Кыджимитской вулканотектонических структур располагаются в поле островодужных базальтов (рис. 9, а, б).

Проведенный геохимический анализ полученных данных указывает на формирование

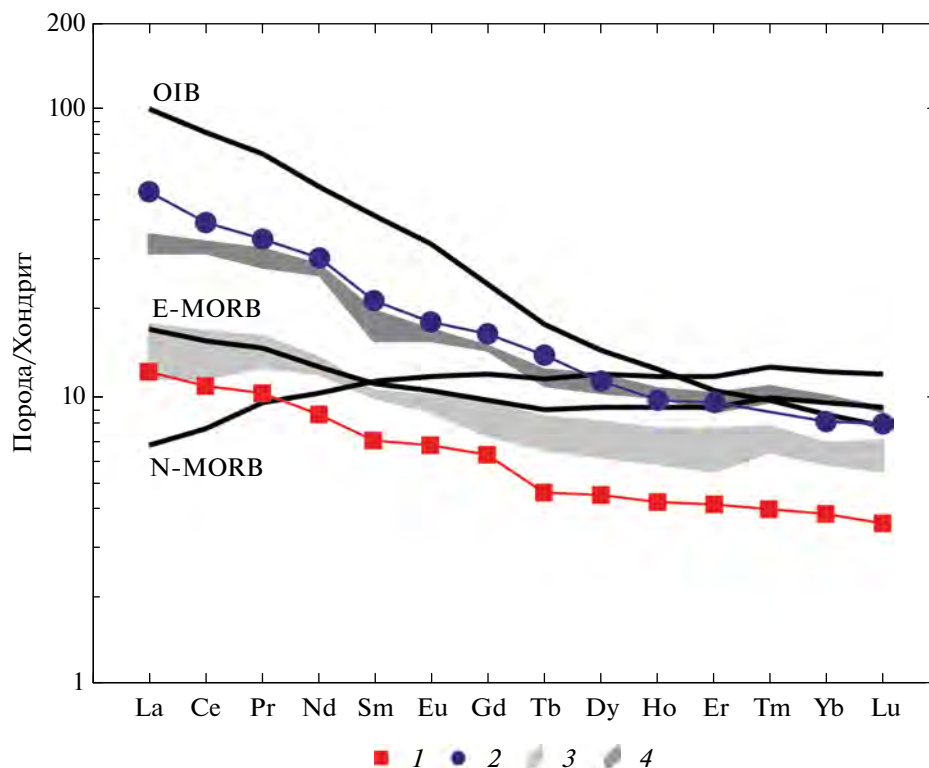


Рис. 7. Спектры распределения нормированных к хондриту содержаний редкоземельных элементов в базальтах (по данным [36]).

1–2 – вулканотектоническая структура: 1 – Еравнинская, 2 – Кыджимитская; 3–4 – зона Курило-Камчатской островной дуги: 3 – фронтальная (по [12]), 4 – тыловая (по [28])

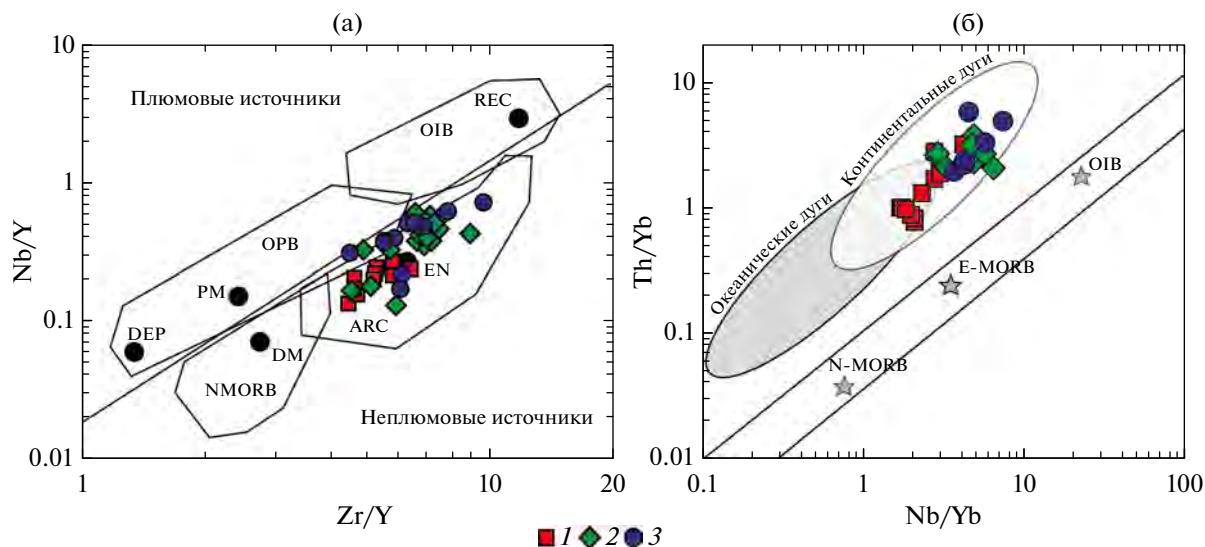


Рис. 8. Классификационная диаграмма (а) Nb/Y–Zr/Y (по [31]) и (б) дискриминационная диаграмма Th/Yb–Nb/Yb (по [33]) для базальтов нижнекембрийской олдындинской свиты.

Обозначено: ARC – островодужные базальты; N–MORB – нормальные базальты океанического хребта; OIB – базальты океанических островов; PM – примитивная мантия; DM – неглубокая обедненная мантия; DEP – глубоко истощенная мантия; EN – обогащенный компонент; REC – переработанный компонент; EMORB – обогащенные базальты океанического хребта.

1–3 – вулканы вулканотектонической системы: 1 – Еравнинская, 2 – Олдындинская, 3 – Кыджимитская

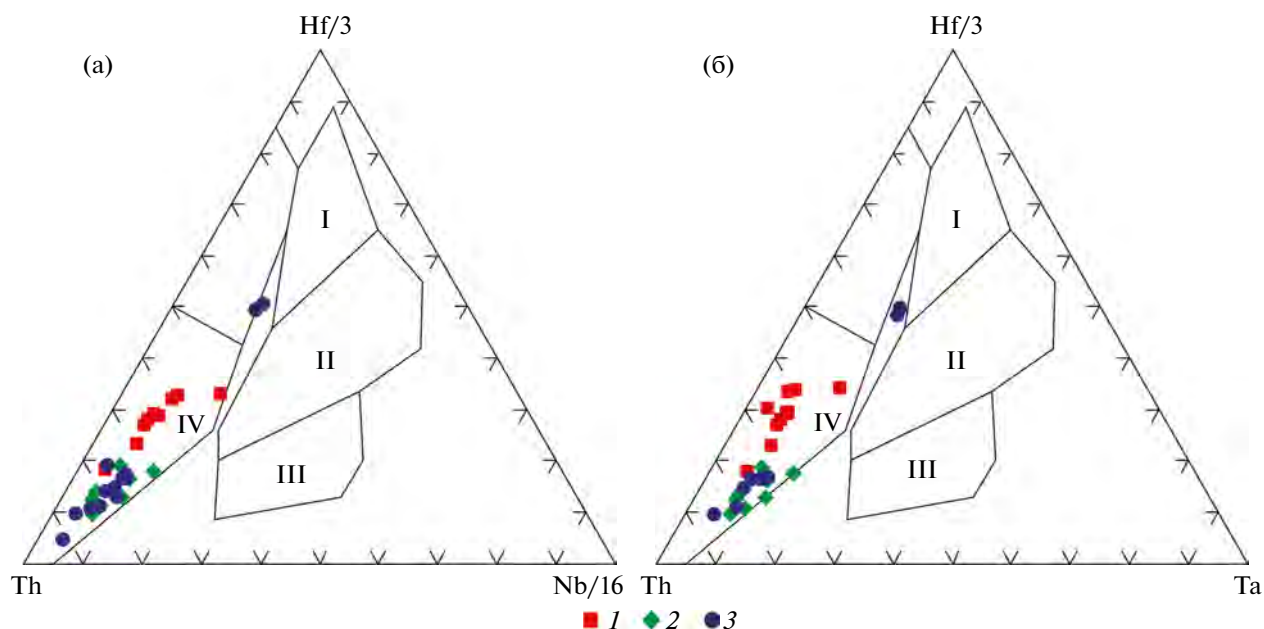


Рис. 9. Дискриминационные Hf–Th–Nb и Hf–Th–Ta диаграммы для базальтов.

Распределение N-MORB, E-MORB, OIB и островодужных базальтов (по [38]).

I – N-MORB; II – E-MORB; III – OIB; IV – островодужные базальты.

1–3 – вулканы вулканотектонических структур: 1 – Еравнинская, 2 – Олдындинская, 3 – Кыджимитская

вулканитов олдындинской свиты в надсубдукционных (островодужных) условиях.

Для генетического обоснования выявленной вещественной зональности нижекембрийского вулканизма Удино-Витимской структуры мы сравнили ее строение с Курило-Камчатской островной дугой и другими структурами территорий, прилегающих к территории Забайкалья.

В пределах Курило-Камчатской островной дуги поперечная зональность вулканизма (вкост дуги) обоснована и детально охарактеризована по степени дифференцированности вулканов, химическому и минеральному составу составляющих их лав и составу включений, привнесенных лавами [1, 2, 4].

С использованием этих характеристик профиль поперечной зональности нижекембрийского вулканизма олдындинской свиты был проведен поперек ее простирания с юго-востока на северо-запад, т.е. от фронтальной зоны Еравнинской структуры через промежуточную зону Олдындинской структуры к тыловой зоне Кыджимитской структуры (рис. 10).

Зональность по степени дифференцированности вулканов. Состав нижекембрийских вулканитов Удино-Витимской островодужной системы значительно варьирует от базальтов (47–51% SiO₂) до риолитов (70–75% SiO₂). Нами был определен состав пород:

- 30–35% – андезиты (наиболее распространенные породы);
- 20% – дациты;
- 25% – риолиты;
- 10% – базальты;
- 15% – андезибазальты.

Наиболее распространены сильнодифференцированные базальт (андезибазальт)-андезит-дацит-риолитовые ассоциации пород.

В Еравнинской структуре лавы фронтальной зоны юго-восточной части Удино-Витимской островной дуги дифференцированы значительно, чем в ее тыловой части, что, по кремнеземистости, выражается в большей частоте встречаемости каждого типа пород.

В Кыджимитской структуре в тыловой зоне северо-западной части Удино-Витимской островной дуги преобладают слабо- (базальт-андезибазальтовой) и умеренно-дифференцированные (базальт-андезибазальт-андезитовой) ассоциации пород. Сильно-дифференцированная (базальт (андезибазальт)-андезит-дацит) ассоциация пород в тыловой зоне дуги встречается крайне редко.

Таким образом, в распределении ассоциаций вулканитов по кремнекислотности устанавливается поперечная зональность, выраженная в более широком проявлении глубоко

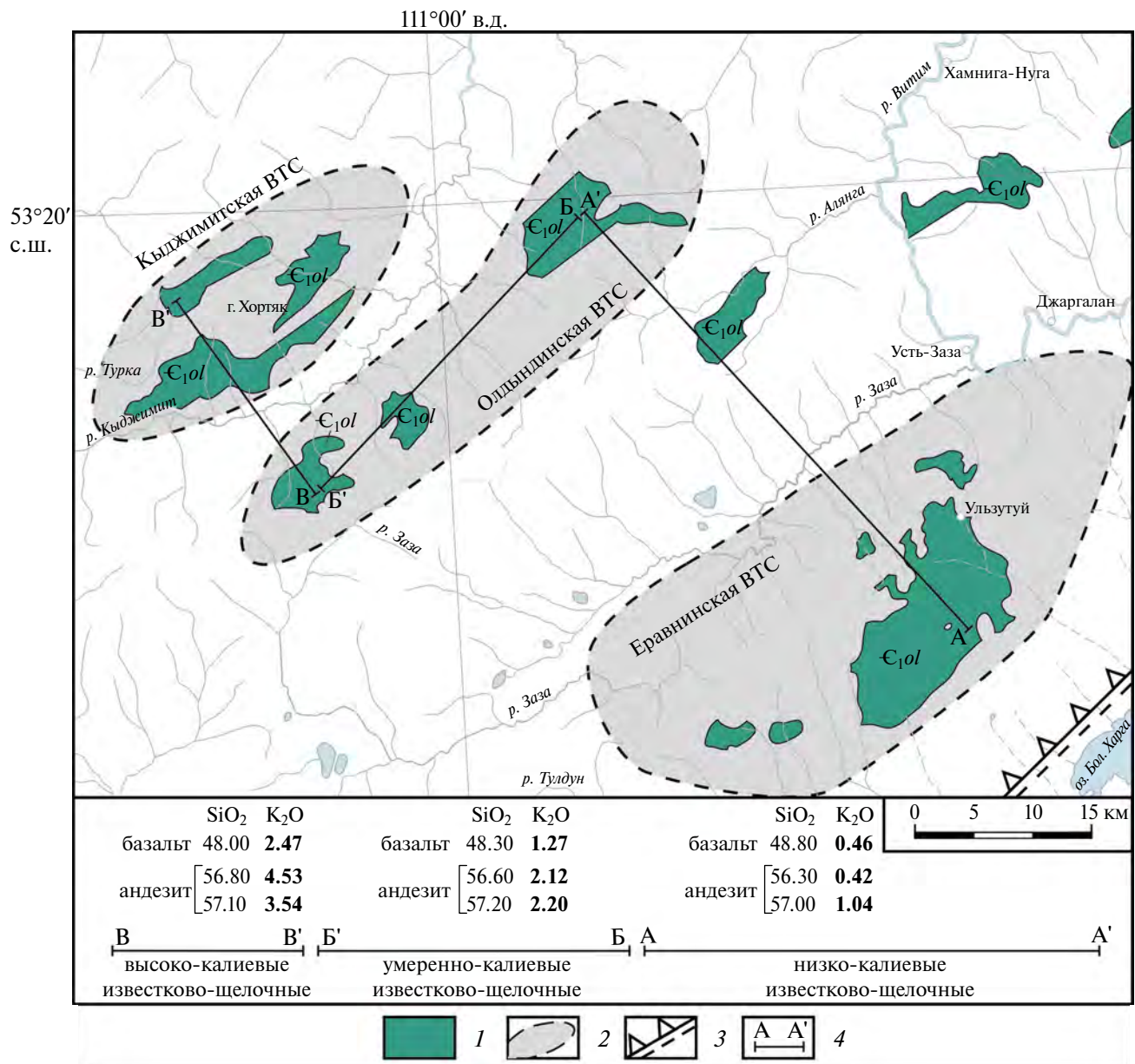


Рис. 10. Схема поперечной зональности Удино-Витимской островодужной системы.
Обозначено: ВТС – вулканотектоническая структура.
Показано (линии) зоны Удино-Витимской островной дуги:
А–А' – фронтальная (низко-калиевые породы);
Б–Б' – промежуточная (умеренно-калиевые породы);
В–В' – тыловая (высоко-калиевые породы).
1 – олдындинская свита, 2 – вулканотектонические структуры, 3 – предполагаемая зона субдукции, 4 – профиль поперечной зональности

дифференцированных ассоциаций пород во фронтальной зоне Удино-Витимской островной дуги.

Минералогическая зональность. Содержание вкрапленников в вулканитах колеблется от 5–10% до 20–30%, однако преобладают умереннопорфировые разности с 15–20% вкрапленников.

Основные различия в минеральных ассоциациях и в составе минералов лав проявляются в следующем:

– в базальтах фронтальной зоны отмечается пироксен-плаггиоклазовый парагенезис минералов вкрапленников;

— в базальтах тыловой зоны наблюдается пироксен-амфибол-плагиоклазовый парагенезис;
— для андезитов и андезидацитов фронтальной зоны характерен пироксен-плагиоклазовый парагенезис, а для аналогичных лав тыловой зоны — плагиоклаз-амфибол-биотитовый.

Плагиоклазы лав фронтальной зоны с более высокими концентрациями Fe, чем плагиоклазы лав тыловой зоны, в одних и тех же разновидностях пород.

Геохимическая зональность. В близких по кремнеземистости лавах Удино-Витимской островодужной системы наблюдаются существенные вариации щелочности и железистости. По общему содержанию щелочей среди изученных вулканических пород выделяются лавы нормального и субщелочного рядов [34].

Вулканические породы нормального щелочного ряда распространены во фронтальной и промежуточной зонах дуги. Вулканические породы субщелочного ряда определены только в тыловой зоне.

По содержанию K_2O нами установлено:

— во фронтальной зоне Удино-Витимской островной дуги распространены лавы низкокалиевой (преобладают) и умереннокалиевой серий;
— в промежуточной зоне находятся лавы умеренно- и высококалиевой серий;
— в тыловой зоне находятся лавы высоко- и весьма высококалиевой серий.

Мы рассматриваем полученный химический состав пород в качестве доказательства наличия в регионе поперечной зональности. В сравнении с более мафическими разностями в кислых дацит-риолитовых сериях поперечная зональность по сумме щелочей проявлена слабо.

От фронта к тылу Удино-Витимской островной дуги во всех типах вулканитов по кремнекислотности четко возрастают средние концентрации не только калия, но и таких некогерентных и редких элементов, как Rb, Sr, U, Th, La, Ce (вместе со всей суммой легких лантоноидов), Nb, Zr, Hf, а также величины отношений Rb/Sr, La/Yb, Sr/Ce, Th/U, Zr/Y, La/Nb, $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)$.

Таким образом, поперечная вещественная зональность раннекембрийского вулканизма олдындинской свиты в немалой степени сопоставляется с подобной геохимической зональностью современной Курило-Камчатской островной дуги (рис. 11, а).

Используя метод расчета по [32], мы определили глубину и угол погружения Удино-Витимской островной дуги (см. рис. 11, б).

Проведенное нами определение глубины залегания зон субдукции показало, что области плавления субдуцирующей Западно-Забайкальской океанической плиты во фронтальной части Удино-Витимской островодужной системы, в которой находится Еравнинская вулканотектоническая структура, погружены на глубину 100 км. В тыловой части Удино-Витимской островодужной системы очаги плавления океанической плиты резко погружены под окраину Сибирского континента в районе Олдындинской вулканотектонической структуры до глубины 180 км и до глубины 250 км в районе Кыджимитской вулканотектонической структуры.

Наличие крупной гравитационной ступени северо-восточного простирания косвенно подтверждает предполагаемое положение зоны субдукции Удино-Витимской островодужной системы в районе Еравнинских озер в Западном Забайкалье.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По проведенным нами исследованиям образцов пород получены новые результаты по характеристике вулканитов, слагающих основной объем олдындинской свиты. В изученных Еравнинской, Олдындинской и Кыджимитской вулканотектонических структурах Удино-Витимской островодужной системы олдындинская свита входит в состав нижнепалеозойского комплекса и во многом определяет геодинамику каледонского этапа ее развития.

В результате петролого-геохимического изучения вулканогенных пород установлено, что они представлены дифференцированной серией базальт-андезит-дацит-риолитового состава с разным объемом отдельных разновидностей пород и их составов в разных вулканотектонических структурах.

В Еравнинской и Олдындинской структурах преобладают базальты, андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты нормальной щелочности, а в Кыджимитской структуре — субщелочные базальты, щелочные базальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты. Все вулканогенные породы олдындинской свиты низкотитанистые и высокоглиноземистые. Их петрографический состав и суммы щелочей, а также калиевоcть изменяются поперек простирания структур.

Содержание микроэлементов в породах Кыджимитской структуры значительно выше, чем

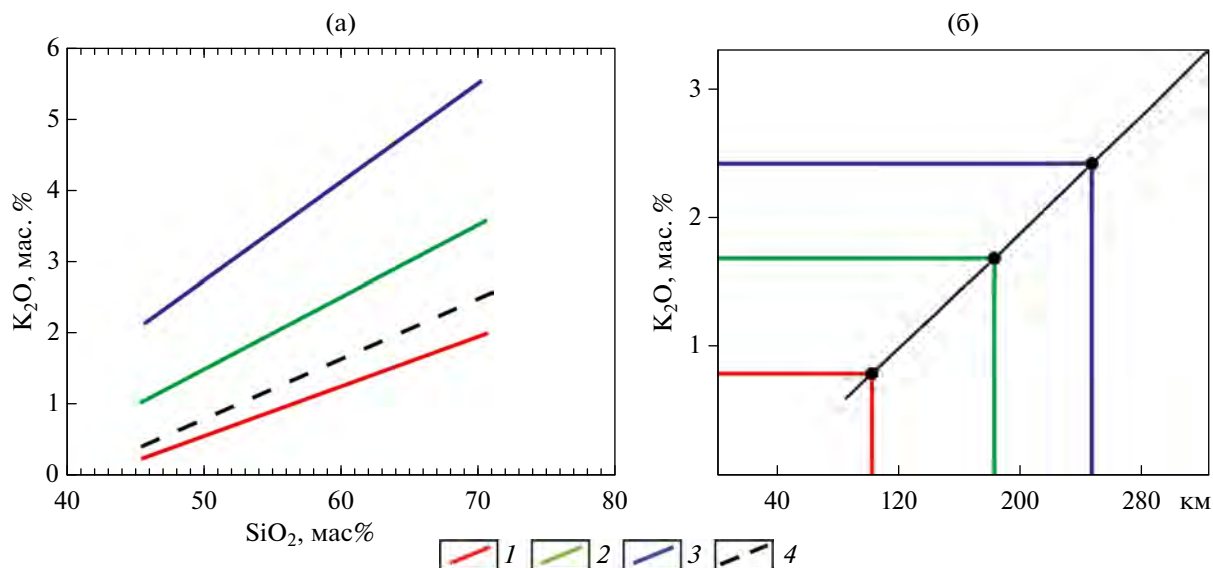


Рис. 11. Вариационная диаграмма (а) средних содержаний K_2O относительно SiO_2 в раннекембрийских вулканитах (по данным [32]) и (б) график корреляции содержаний K_2O при $SiO_2=55\%$ в вулканитах вулканотектонических структур с глубиной залегания зоны субдукции (по данным [32]).

1–3 – вулканотектонические структуры: 1 – Еравнинская, 2 – Олдындинская, 3 – Кыджимитская; 4 – лавы вулканов Курило-Камчатской островной дуги (по [28])

в породах Еравнинской структуры, их распределение в базальтах Еравнинской и Кыджимитской структур отвечает разным зонам островной дуги – фронтальной зоне в Еравнинской и тыловой зоне в Кыджимитской структурах. На дискриминационных диаграммах Nb/Y–Zr/Y, Hf–Th–Nb и Hf–Th–Ta точки составов пород Еравнинской, Олдындинской и Кыджимитской вулканотектонических структур располагаются в поле островодужных базальтов. Полученные геохимические данные свидетельствуют о том, что формирование вулканитов олдындинской свиты происходило в надсубдукционных (островодужных) условиях.

По степени дифференцированности вулканитов, химическому и минеральному составу проведено обоснование поперечной структурной зональности нижнекембрийского вулканизма олдындинской свиты Удино-Витимской островодужной системы. Профиль поперечной зональности проведен вкрест простирания структур с юго-востока на северо-запад – от фронтальной зоны Еравнинской структуры через промежуточную зону Олдындинской структуры к тыловой зоне Кыджимитской структуры.

В распределении ассоциаций вулканитов по кремне-кислотности поперечная зональность выражается в более широком проявлении глубоко дифференцированных ассоциаций пород

во фронтальной зоне Удино-Витимской островной дуги. Минералогическая зональность проявляется в различиях минеральных ассоциаций в составе минералов лав:

- пироксен-плагиоклазовый парагенезис минералов вкрапленников (в базальтах фронтальной зоны);
- пироксен-амфибол-плагиоклазовый парагенезис (в базальтах тыловой зоны);
- пироксен-плагиоклазовый парагенезис (в андезитах и андезидацитах фронтальной зоны);
- плагиоклаз-амфибол-биотитовый парагенезис (в тыловой зоне).

Геохимическая зональность наблюдается по существенным вариациям щелочности и железистости близких по кремнеземистости лав.

Вулканические породы нормального щелочного ряда распространены во фронтальной и промежуточной зонах Удино-Витимской островной дуги. Вулканические породы субщелочного ряда определены только в ее тыловой зоне. В зонах Удино-Витимской островной дуги распространены лавы следующих серий:

- низкокалиевая (преобладает) и умереннокалиевая (во фронтальной зоне);
- умеренно- и высоко-калиевая (в промежуточной зоне);
- высоко- и весьма высоко-калиевая (в тыловой зоне).

От фронтальной к тыловой части островной дуги во всех типах вулканитов возрастают средние концентрации не только калия, но и таких некогерентных и редких элементов:

– Rb, Sr, U, Th, La, Ce (вместе со всей суммой легких лантоноидов);

– Nb, Zr, Hf;

– Rb/Sr, La/Yb, Sr/Ce, Th/U, Zr/Y, La/Nb, $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ – величины отношений.

Установлено, что поперечная структурная зональность нижнекембрийской Удино-Витимской островной дуги сопоставима с подобной геохимической зональностью современной Курило-Камчатской островной дуги.

Проведенные исследования позволили определить глубину залегания зоны субдукции Удино-Витимской островодужной системы, которая погружена на 100 км во фронтальной части дуги в районе Еравнинской вулканотектонической структуры. В тыловой части Удино-Витимской островодужной системы очаги плавления океанической плиты были резко погружены под окраину Сибирского палео-континента в районе Олдындинской вулканотектонической структуры до глубины 180 км. В районе Кыджимитской вулканотектонической структуры очаги плавления океанической плиты были погружены под окраину Сибирского палео-континента до глубины 250 км.

ВЫВОДЫ

В результате проведенных геокартировочных и петрогеохимических исследований авторы пришли к следующим выводам.

1. Установлено, что для большинства изученных вулканитов нижнекембрийской олдындинской свиты характерны свойства, проявляющиеся в типичных вулканитах островных дуг:

– высокий уровень накопления РЗЭ,
– высокая степень дифференциации легкой части спектра,

– обогащенность крупноионными литофильными элементами, наличие Nb-минимума.

2. Выявлена поперечная вещественная зональность кембрийских вулканитов с юго-востока на северо-запад (в современных координатах) вкрест простирания Удино-Витимской островодужной системы Западного Забайкалья, которая прослеживается по степени дифференцированности вулканов, а также по минеральному и химическому составу пород, соответствует зональности, проявленной в типичных островных дугах.

Таким образом, формирование кембрийского вулканизма Удино-Витимской структуры проявилось в островодужных условиях.

3. Рассчитана глубина залегания, составляющая от 100 до 250 км в зоне субдукции, которая находится в районе Еравнинских озер в Западном Забайкалье и косвенно подтверждается крупной гравитационной ступенью северо-восточного простирания.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность рецензенту А. А. Третьякову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимным рецензентам за полезные комментарии, которые позволили улучшить статью, и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского Научного Фонда № 22-27-20141.

СЛЕДОВАНИЕ НОРМАМ НАУЧНОЙ ЭТИКИ

Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. – Под ред. Ю.М. Пушаровского – М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Антонов А.Ю. Геохимия и петрология мезо–кайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. – Новосибирск: Гео, 2008. 250 с.
3. Беличенко В.Г., Комаров Ю.В., Мусин Ю.Б., Хренов П.М., Чернов Ю.А. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья. – М.: АН СССР, 1962. 168 с.
4. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. – М.: Наука, 1988. 248 с.
5. Васильев И.Л. Геология Еравнинского рудного поля. – Под ред. С. А. Гурулева – Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.
6. Ветлужских Л.И. Трилобиты и биостратиграфия кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области. – Автореф. дис. ... к.г.-м.н. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. 17 с.
7. Гордиенко И.В., Миронов А.Г. Геодинамическая и металлогенетическая эволюция Забайкалья в позднем рифее–палеозое // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 46–57.

8. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. № 5. С. 589–614.
9. Гордиенко И.В., Нефедьев М.А. Курбинский-Ераснинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2015. № 2. С. 114–124.
10. Гордиенко И.В. Неопротерозой-палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. — Под ред. В.В. Ярмолюка — Новосибирск: СО РАН, 2023. 345 с.
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. — 2-ое изд. — Серия Баргузино-Витимская. — Лист N-49-XXVIII (Гунда). — Объяснительная записка. — Отв. ред. И.Н. Тихомиров — СПб: ВСЕГЕИ, 2016. 208 с.
12. Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б. Поперечная геохимическая зональность на примере Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2012. № 5. С. 25–40.
13. Дистанов Э.Г., Ковалев Д.Р., Тарасова Р.С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 1972. Т. 14. № 2. С. 3–22.
14. Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга-задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифе-раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 209–226.
15. Ланцева В.С. Вулканизм Удино-Витимской зоны каледонид Западного Забайкалья (состав, возраст, геодинамические условия формирования). — Автореф. дис. ... к.г.-м.н. — Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2014. 19 с.
16. Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С. Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 38–46.
17. Минина О.Р. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция). — Автореф. дис. ... д.г.-м.н. — Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2014. 36 с.
18. Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. Т. 50. № 3. С. 63–84.
19. Минина О.Р., Гордиенко И.В., Дамдинов Б.Б., Ташлыков В.С., Гонегер Т.А., Скрипников М.С., Ланцева В.С., Хубанов В.Б., Кислов Е.В. Новые данные о возрасте рудовмещающих отложений Озерного полиметаллического месторождения // Литология и полезные ископаемые. 2023. № 3. С. 1–16.
20. Минина О.Р., Ланцева В.С., Соболев И.Д., Викентьев И.В. Состав, возраст и обстановки седиментации рудовмещающей еравнинской серии Удино-Витимской зоны (Западное Забайкалье) // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 1. С. 34–55.
21. Нефедьев М.А. Объемная модель и оценка перспектив Озернинского рудного узла по геофизическим данным (Западное Забайкалье). — Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2009. 184 с.
22. Постников А.А., Журавлева И.Т., Терлеев А.А. Стратиграфия кембрийских отложений Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1997. № 3. Т. 38. С. 608–619.
23. Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Ларионов А.Н., Лыхин Д.А., Некрасов Г.Е. Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья): геологические и геохронологические данные // ДАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 361–364.
24. Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
25. Скрипников М.С., Ветлужских Л.И. Новые находки археоцита из олдындинской свиты (Западное Забайкалье) // Вестн. Пермского университета. Сер. Геол. 2021. Т. 20. № 1. С. 1–10.
26. Скрипников М.С. Археоциты, крибрициты, С-, Sr-изотопные характеристики и био-стратиграфия известняков нижнекембрийской олдындинской свиты (Западное Забайкалье). — Автореф. дис. ... к.г.-м.н. — Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2023. 21 с.
27. Тарасова Р.С., Близнюк М.В., Бабкин И.Н. О формационном типе и генезисе Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения. — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. — М.: Наука, 1972. вып. 143.
28. Чащин А.А., Мартынов Ю.А. Петрология пород вулканов Горелый и Мутновский (Южная Камчатка). — Под ред. В.Г. Сахно — Владивосток: Дальнаука, 2011. 270 с.
29. Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. — Палеозой. — М.: Недра, 1975. 184 с.
30. Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–138.
31. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 491–504. Doi:10.1016/j.lithos.2004.09.014
32. Dickinson W., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific // Science. 1967. Vol. 157. No. 3790. P. 801–803.

33. *Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. Vol. 100. P. 14–48. Doi:10.1016/j.lithos.2007.06.016
34. *Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Miner. Petrol.* 1976. Vol. 58. No. 1. P. 63–81.
35. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 1989. Vol. 42. P. 313–345.
36. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution. – Ed. by A. Hallam, (Blackwell, Oxford, GB. 1985), 312 pp.
37. *Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.* 1977. Vol. 20. P. 325–343.
38. *Wood D.A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.

The Transverse Structural Zoning of the Lower Cambrian Uda–Vitim Island-Arc System (Western Transbaikalia, Russia)

V. S. Lantseva^{a, *}, I. V. Gordienko^a, O. R. Minina^a

^a*Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch RAS, bld. 6a, Sakhyanova str., 670047 Ulan-Ude, Russia*

**e-mail: valery_fox@list.ru*

The new petrochemical data on the Lower Cambrian volcanites of the Oldynda Formation of the Uda-Vitim island-arc system are presented. The high level of REE content, the high degree of spectrum light part differentiation, enrichment in large-ion lithophile elements, and Nb-minimum presence in the studied volcanites were analyzed, confirming their island-arc origin. Transverse structural zoning of volcanites in the cross-strike of the Uda-Vitim island-arc system was determined. For the first time the structural zoning has been traced by the degree of volcano differentiation, as well as by the mineral and chemical rock composition. The depths of the mineral subduction zone have been calculated. It is assumed that this zone is located in the area of the Eravna lakes within the Eravna structure, what is confirmed by a large gravity stage of northeastern strike.

Keywords: Uda-Vitim island-arc system, Western Transbaikalia region, transverse structural zoning, volcanism, differentiated series, petrogeochemistry, the Lower Cambrian, subduction, basalts, andesites, dacites, rhyolites

СТРУКТУРА И ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КАБАК-ТАЙГИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

© 2025 г. В. Д. Зиндобрый¹, М. М. Буслов^{1, *}, А. В. Котляров¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
д. 3, просп. Академика Коптюга, 630090 Новосибирск, Россия

*e-mail: buslov@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 13.11.2024 г.

После доработки 27.02.2025 г.

Принята в печать 27.03.2025 г.

Кабак-Тайгинский офиолитовый комплекс представлен серпентинитовым меланжем, включающим тектонические блоки габбро-пироксенит-гипербазитов и габбро-диабазов, прорванных дайками лейкоплагиогранитов. Меланж расположен в основании аккреционного комплекса, сложенного тектоническими пластинами базальтов и ритмично-слоистых терригенно-кремнистых пород, измененных в зеленосланцевой фации метаморфизма. Выявлено, что габбро-диабазы относятся к низкотитанистым толеитам, лейкоплагиограниты являются кальциевыми и относятся к гранитам М-типа, а базальты — к умеренно-щелочным высокотитанистым вулканитам. Микроэлементный состав габбро-диабазов и базальтов, а также особенности состава хромшпенелидов из ультраосновных пород указывают на их формирование в процессе спрединга в тылу островной дуги. Совокупность полученных новых геологических и петролого-геохимических данных по породам Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса и базальтам аккреционного комплекса позволяют объединить их в единую офиолитовую ассоциацию. Совместно с офиолитами Южной Тувы она представляет вендско-кембрийский задуговой бассейн Таннуольской островной дуги, фрагменты которого сохранились в ранне-среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне. Полученные новые данные являются важным аспектом в обосновании геодинамической природы сутурно-сдвиговой зоны, разделяющей Алтае-Саянскую складчатую область на два крупных тектонических сегмента, представленных коллизионным и аккреционным орогенами на южном обрамлении Сибирского палеоконтинента.

Ключевые слова: тектоника, геодинамика, офиолиты задугового бассейна, геохимия, базальт, габбро-диабаз, Таннуольская островная дуга, Сибирский палеоконтинент, Алтае-Саянская складчатая область

DOI: 10.31857/S0016853X25020057, EDN: EGVOAX

ВВЕДЕНИЕ

Исследования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области с позиций тектоники плит выявило их исходные тектонические обстановки формирования в открытом океане, примитивной островной дуге и задуговом бассейне [9, 10, 15, 26].

Предполагается, что разнотипные офиолиты Западной части Тихого океана характеризуют эволюцию Палеоазиатского океана. Палеоазиатский океан возник 900 млн лет назад, и его максимальное раскрытие состоялось в интервале 640–550 млн лет назад в венде–кембрии, к которому было приурочено формирование офиолитовых массивов Алтае-Саянской складчатой области, сохранившихся в Борусском поясе Западного

Саяна, в Горном Алтае (Чаган-Узунский массив, Теректинский пояс), а также фрагментарно распространенных в пределах Тувы, западных склонов Кузнецкого Алатау и на Салаире [15, 26, 46, 47].

Офиолиты задугового бассейна были выявлены в Туве [11, 14, 15, 26, 48]. Зоны офиолитов — Западно-Тувинская (на западе), Южно-Тувинская (на юге) и Каахемская (на юго-востоке) — локализовались в трех структурно разобщенных районах, формируя протяженные линейные тектонические блоки среди среднекембрийско–силурийских осадков Хемчикско-Сыстыгхемского прогиба (рис. 1).

В этих зонах офиолиты формируют серпентинитовые меланжи, которые чередуются с тектоническими пластинами углеродисто-

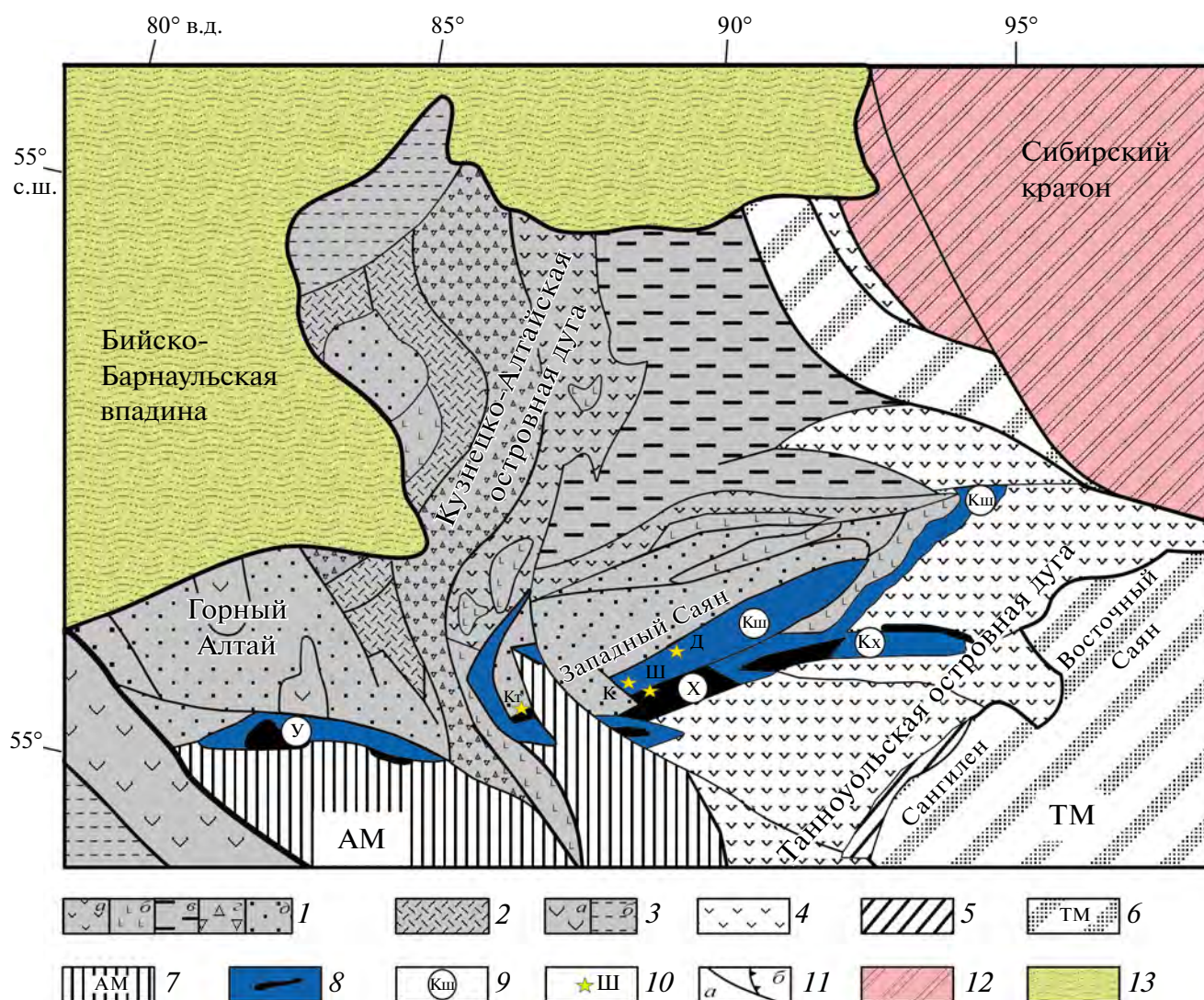


Рис. 1. Карта-схема структурного положения неопротерозойско-палеозойских геодинамических комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона (по данным [39], с изменениями и дополнениями).

Положение (прямоугольник) восточной части Горного Алтая – см. рис. 2.

Офиолитовые массивы: Кп – Копсекский; Кт – Кабак-Тайгинский; Ш – Шатский.

Офиолитовые зоны: Кх – Каахемская, Кш – Куртушибинская, У – Уймонская, Х – Хемчикская.

1–3 – аккреционный ороген (PR_3-O_1): 1 – Кузнецко-Алтайская островная дуга (PR_3-O_1): а – развитая с вулканитами известково-щелочной серии, б – примитивная с офиолитами бонинит-толеитовой серии; в – вулканогенно-осадочные комплексы задугового бассейна, г – аккреционные комплексы с фрагментами океанических офиолитов, д – турбидиты преддугового прогиба (Ст), 2 – Салаирская островная дуга (PZ_1) с вулканитами известково-щелочной серии, 3 – Горно-Алтайская активная окраина ($D-C_1$): а – вулканоплутанические образования, б – турбидиты преддугового прогиба (D_3-C_1); 4–7 – коллизионный ороген (PR_3-O_1): 4 – развитая Таннуольская (Тувинно-Монгольская) островная дуга (PR_3-O_1) с вулканитами известково-щелочной серии, 5 – Агардагские офиолиты, 6 – Тувинно-Монгольский докембрийский микроконтинент Гондванской группы, 7 – турбидиты Алтае-Монгольского террейна (PZ_1); 8–10 – Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутуро-сдвиговая зона ($PZ_{1.2}$): 8 – аккреционные комплексы с фрагментами офиолитов задугового бассейна (PR_3-Cm), 9 – офиолитовые зоны, 10 – офиолитовые массивы; 11 – разрывные нарушения (PZ_3): а – сдвиги, б – надвиги; 12 – Сибирский кратон; 13 – Бийско-Барнаульская впадина (КЗ)

карбонатно-кремнисто-терригенных пород и ритмично-слоистых терригенно-кремнистых пород с линзами олистостром, включающих обломки базальтов, кремней, в разной степени измененных ультрабазитов, габброидов и известняков.

Внутри меланжей встречаются хорошо сохранившиеся фрагменты разреза океанической коры (см. рис. 1):

- тектонизированные гипербазиты;
- расслоенный ультрамафитовый комплекс;

- габброиды;
- серии параллельных даек;
- эффузивы.

Широкое развитие серий параллельных даек свидетельствует о существовании спрединговых процессов, сформировавших офиолитовые ассоциации. Венд–кембрийский офиолитовый магматизм проходил в обстановке растяжения в задуговом бассейне в ассоциации с близкой по возрасту Таннуольской островной дугой, фрагменты которой представлены в Восточной Туве и простираются на юг, в Монголию [26] (см. рис. 1).

Кабак-Тайгинский офиолитовый массив расположен на Горном Алтае в западной части Алтае-Саянской складчатой области вблизи офиолитовых массивов Южно-Тувинской зоны (см. рис. 1, рис. 2).

Кабак-Тайгинский массив, аналогично офиолитовым массивам Улаганской зоны восточной части Горного Алтая и Чарышко-Теректинской (или Уймонской) зоны центральной части Горного Алтая, рассматривался как серпентинитовый меланж с блоками габбро-пироксенит-гипербазитов и габбро-диабазов [10, 39, 40].

Однако нами предполагается, что эти структуры приурочены к единой ранне-среднепалеозойской Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне. Она хорошо изучена в Уймонской зоне, где представлена ранне-среднепалеозойским аккреционным комплексом с участием серпентинитовых меланжей, тектонических пластин базальтов океанической коры и ритмично-слоистых терригенно-кремнистых пород, метаморфизованных в зеленосланцевой и голубосланцевой фациях [4].

Кабак-Тайгинский офиолитовый комплекс и офиолитовые пояса Тувы разделены позднепалеозойской Шапшальской сдвиговой зоной [3] (см. рис. 1, см. рис. 2).

Тематические и геолого-съёмочные исследования показали, что Кабак-Тайгинский офиолитовый комплекс совместно с метаморфизованными до эпидот-амфиболитовой фации предположительно венд–палеозойскими вулканогенно-осадочными и осадочными породами участвует в строении покровно-надвиговой структуры [2, 3].

Комплекс представлен серпентинитовым меланжем, в структуру которого входят различные по размерам тектонические пластины и блоки габбро-пироксенитов, габбро-диабазов и базальтов. Длина некоторых пластин достигает десятков километров при ширине до нескольких сотен

метров. Детальных работ по выделению различных фрагментов офиолитовой триады, а также петролого-геохимических и геохронологических исследований Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса не проводилось, что, прежде всего, было связано с его трудной доступностью.

В Южно-Тувинском поясе, расположенном в районе Шапшальского хребта, на основе детальных петролого-геохимических и геологических работ было установлено, что выделяемые в нем Хемчикская и Каахемская зоны представлены офиолитами задугового спрединга с хорошо выраженным комплексом параллельных даек [13, 18, 20, 21, 37, 59, 61] (см. рис. 1).

На основе геологических данных и результата датирования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом роговой обманки из габбро Шатского массива Хемчикской зоны (578.1 ± 5.6 млн лет) возраст офиолитов Хемчикской и Каахемской зон рассматривается как позднекембрийско–кембрийский [18].

Целью настоящего исследования является уточнение структурного положения и геодинамической природы Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса на основе новых геологических и петролого-геохимических данных.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Предполагается, что Кабак-Тайгинский офиолитовый комплекс является фрагментом Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны и расположен вблизи офиолитовых поясов Тувы [3, 4] (см. рис. 2).

Сутурно-сдвиговая зона сегментарно протягивается на расстоянии >1000 км, она разделяет Алтае-Саянскую складчатую область на два крупных тектонических элемента, представленных коллизионным и аккреционным орогенами, сформированными на южном обрамлении Сибирского палеоконтинента [10, 39, 40, 49] (см. рис. 1).

Венд–палеозойские комплексы аккреционного орогена состоят из венд–кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско–раннедевонской пассивной окраины и Горно-Алтайской девонско–раннекарбоновой активной окраины. В аккреционном клине Кузнецко-Алтайской островной дуги наряду с турбидитами глубоководного желоба широко представлены фрагменты позднекембрийской примитивной островной дуги с толеит-бонинитовым типом магматизма и океанической коры, состоящей из офиолитов открытых

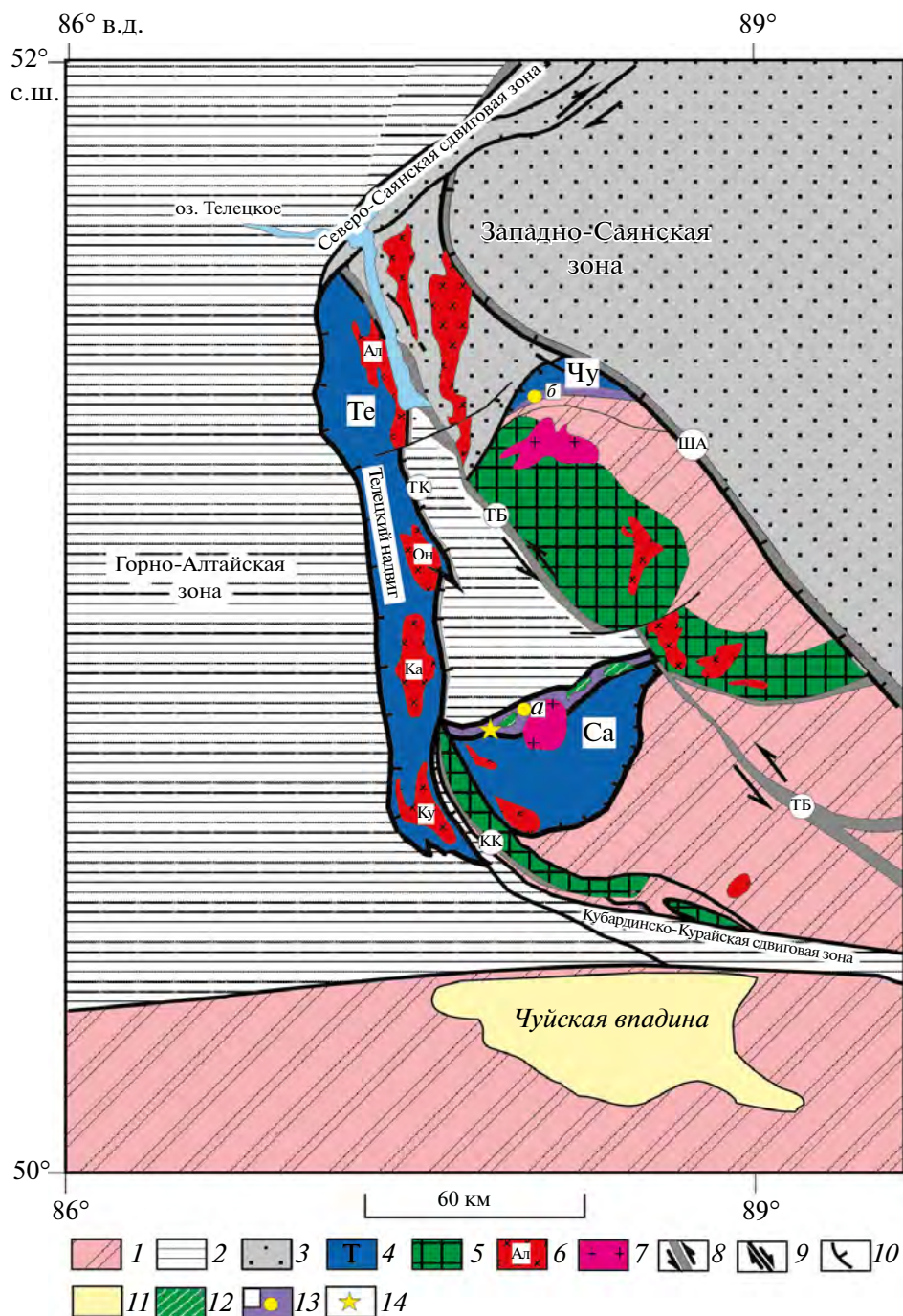


Рис. 2. Структурная схема восточной части Горного Алтая (по данным [43], с изменениями и дополнениями). Аккреционные комплексы Горного Алтая (восточная часть): Те – Телецкий, Са – Саратанский, Чу – Чульчинский. Гранитоидные массивы: Ал – Алтынтаусский, Он – Онышский, Ка – Каракудюрский, КК – Кубадринско-Курайский.

Сдвиговые зоны: ША – Шапшальская, ТБ – Телецко-Башкауская, ТК – Телецко-Курайская, КК – Кубадринско-Курайская.

Обозначены (буквы курсивом на белом фоне) серпентиниты базит-гипербазитового комплекса: *a* – Кабак-Тайгинский, *b* – Карагольский.

1 – турбидиты Алтае-Монгольского террейна (PZ₁); 2–3 – зоны: 2 – Горно-Алтайская, 3 – Западно-Саянская; 4 – среднепалеозойские аккреционные комплексы восточной части Горного Алтая; 5 – метаморфические пояса (S₂–D₁); 6 – гранитоидные массивы (S–D₁); 7 – гранитные массивы (T₁); 8 – сдвиговые зоны (D₃–C₁); 9 – надвиги (D₃–C₁); 10 – сдвиги (P–T); 11 – четвертичные отложения в Чуйской впадине (Q); 12–13 – базит-гипербазитовый комплекс: 12 – габброиды, 13 – серпентиниты; 14 – точки отбора проб

океанов и палеоокеанических поднятий [15, 26, 39, 40, 43] (см. рис. 1).

Коллизионный ороген (Казахстанско–Байкальский палеоконтинент) сформировался в венде–кембрии в результате субдукции плиты Палеоазиатского океана, содержащей докембрийские микроконтиненты (Муйский, Баргузинский, Тувино–Монгольский, Актау–Джунгарский, Кокчетавский и др.) Гондванской группы, субдукцированные под Казахстанско–Тувино–Монгольскую островодужную систему.

На южном обрамлении Сибирского континента данная островодужная система представлена Таннуольской дугой. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов с островной дугой привели к консолидации земной коры и формированию фундамента Казахстанско–Байкальского палеоконтинента [3, 10, 39, 40].

Ранне-среднепалеозойская Чарышско–Теректинско–Улаганско–Саянская сутурно-сдвиговая зона расположена в тыловой части коллизионного орогена, представленного венд–кембрийской Таннуольской островной дугой и докембрийским Тувино–Монгольским микроконтинентом [3, 4, 37, 38, 42, 44]. В строение этой сутурно-сдвиговой зоны входят:

- фрагменты вендско–раннеордовикской океанической коры;
- ордовикские голубые сланцы;
- кембрийско–ордовикские турбидиты;
- ордовикско–силурийские коллизионные граниты;
- средне-поздепалеозойские метаморфические породы зон смятий.

Венд–палеозойские складчатые области южно-го обрамления Сибирского кратона нарушены поперечными и продольными поздепалеозойскими сдвигами и сдвиго-надвигами [3, 5, 39, 40] (см. рис. 1 и рис. 2).

Они нарушили и переориентировали протяженные (длиной до многих сотен километров) линейные геодинамические комплексы аккреционного орогена и Чарышско–Теректинско–Улаганско–Саянской сутурно-сдвиговой зоны [43].

Выявлено, что для Чарышско–Теректинского (Уймонская зона) и Саянского (Хемчикская, Каахемская и Куртушибинская зоны) сегментов характерно аккреционное строение, состоящее из чередования серпентинитовых меланжей с блоками габбро-пироксенит-гипербазитов и габбро-диабазов, тектонических пластин базальтов и ритмично-слоистых терригенно-кремнистых

пород, их метаморфических аналогов в зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и голубосланцевой фациях метаморфизма средне-поздепалеозойского возраста [3, 4, 18, 21, 40, 60].

Офиолиты в Хемчикской и Каахемской зонах Южно-Тувинского пояса включают гарцбургитовый, верлит-клинопироксенит-габбровый, габбровый и габбро-диабазовый комплексы. Они формируют погружающиеся на юг аллохтоны, где встречаются в форме тектонических пластин и блоков в серпентинитовом меланже.

В составе некоторых серпентинитовых меланжей принимают участие блоки и тектонические пластины базальтов и габбро-диабазов с N-MORB и E-MORB, реже – OIB геохимическими характеристиками [4, 15, 18, 21, 34, 58, 59, 61].

Возраст офиолитов трактуется как позднедокембрийский, возраст голубых сланцев Куртушибинской зоны определен как позднеордовикско–силурийский [5]. Это предполагает, что субдукция океанической коры происходила в среднем палеозое в юго-восточном направлении под Таннуольскую островную дугу, сформированную в венде–кембрии [13, 39, 40].

Улаганский сегмент восточной части Горного Алтая и офиолитовые зоны Южной Тувы расположены между Чарышско–Теректинским и Саянскими сегментами сутурно-сдвиговой зоны. Улаганский сегмент представлен метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях вулканогенно-осадочными породами Телецкого, Саратанского и Чульчинского комплексов и зонами серпентинитового меланжа, содержащего блоки габбро-диабазов и габбро-пироксенит-ультрабазитов [3].

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КАБАК-ТАЙГИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА

Структурное положение Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса рассматривается как офиолитовый меланж в основании Артлашско-Башкаусского тектонического покрова [2] (рис. 3).

В составе покрова выделены две крупные пластины [2]:

- Артлашская (верхняя);
- Башкаусская (нижняя).

В строении Артлашской пластины участвуют песчано-сланцевые толщи артлашской и кумурлинской свит кембрия, регионально метаморфизованные в зеленосланцевой фации

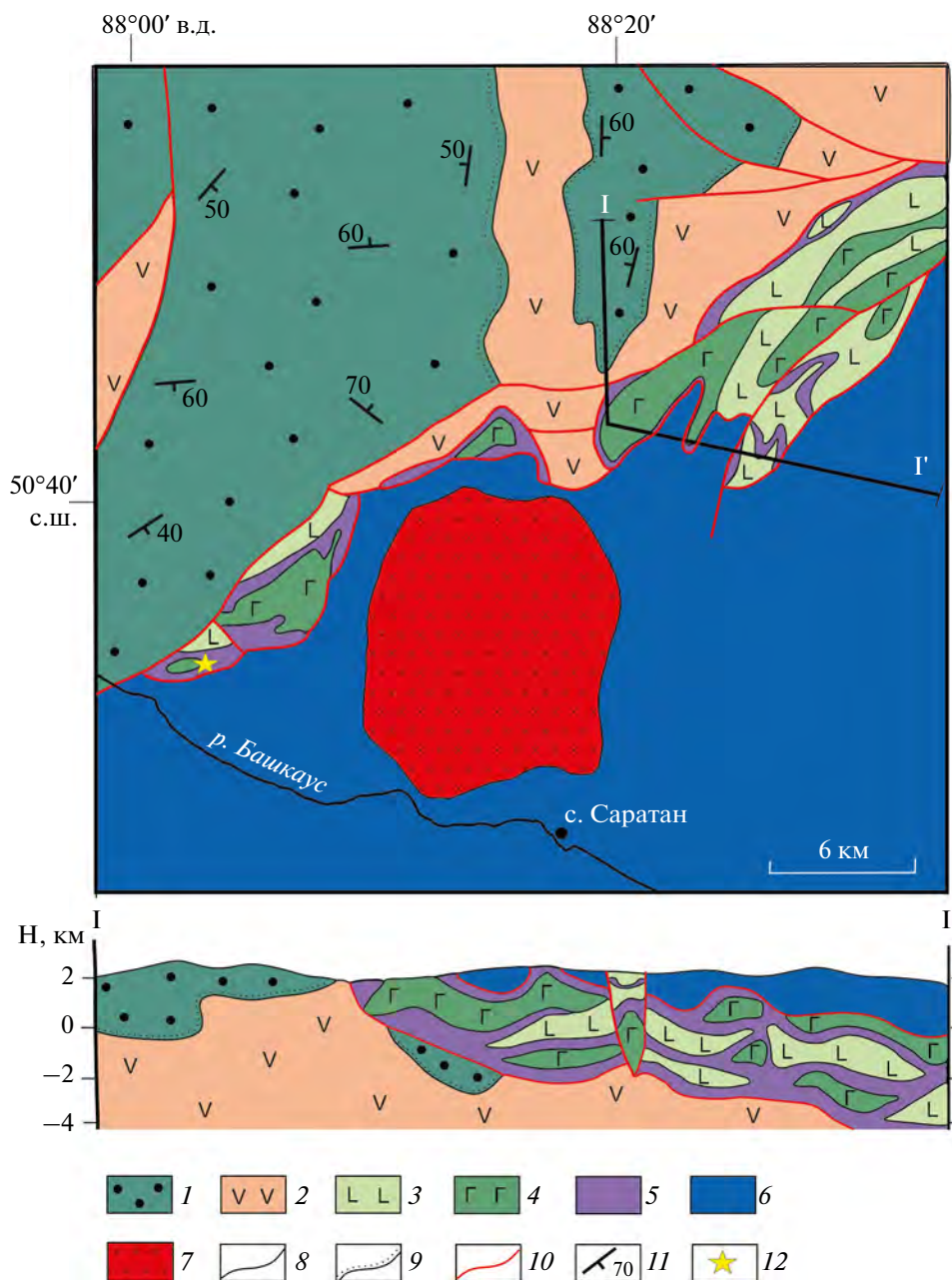


Рис. 3. Схема геологического строения серпентинитового меланжа Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса в среднем течении р. Башкаус (по данным [2], с дополнениями).

1 – карбонатно-терригенные отложения пассивной окраины (O–S); 2 – вулканогенно-осадочные отложения Уймено-Лебедской зоны (V–Cm); 3–5 – серпентинитовый меланж (V–Cm): 3 – базальты, 4 – габброиды, 5 – серпентиниты; 6 – нерасчлененные образования саратанского аккреционного комплекса; 7 – Атуркольский гранитоидный массив (P₂–T₁); 8 – границы тектонических блоков, пластин габбро и базальтов в серпентинитовом меланже; 9 – границы несогласного стратиграфического залегания; 10 – сдвиги и сдвиго-надвиги (D₃–C₁); 11 – элементы залегания слоистости; 12 – точки отбора проб

с сохранением первичного состава и слоистости [7, 8].

Свиты представляют собой единый комплекс с четко выраженным ритмично-слоистым переслаиванием терригенных осадков. Нижележащая артлашская свита сложена зелеными

и зеленовато-серыми метаморфизованными песчаниками и алевролитами, филлитизированными глинистыми сланцами и отдельными прослоями гравелитов [7, 8].

Песчаники и гравелиты имеют, в основном, полевошпат-кварцевый состав, реже представлены

полимиктовыми разностями с обломками кремнистых пород, эффузивов кислого и среднего состава. Цемент песчаников и гравелитов кремнисто-хлоритовый и серицит-хлорит-кварцевый. Граница между артлашской и кумурлинской свитами проводится по появлению в разрезе характерных прослоев фиолетовых глинистых сланцев и алевролитов, реже вишневых песчаников, которые составляют до 10 % кумурлинской толщи [7, 8]. Наиболее заметны полимиктовые и туфогенные разности песчаников, а также прослой грубых песчаников и гравелитов того же состава, что и в артлашской свите.

Мощность артлашской свиты достигает 1 800 м. Мощность кумурлинской свиты составляет 1 300 м. Песчано-сланцевая толща Артлашской пластины смята в крупные изоклинальные складки субширотного простирания, осложненные более мелкой складчатостью. Элементы складчатой структуры Артлашской пластины срезают под острым углом поверхность разлома на контакте с образованиями нижележащей Башкаусской тектонической пластины. Эта пластина сложена метаморфическими сланцами по вулканогенным и осадочным породам (выделяемыми, соответственно, в саратанскую и башкаусскую свиты).

Мета-осадочные породы представлены, в основном, ритмично-слоистыми алевролито-кремнистыми образованиями, в меньшей мере песчаниками. Мета-вулканы формируют протяженные (до нескольких километров) тела мощностью до 300 м. Они представлены порфириодами и шаровыми лавами. Эти тела обычно имеют крутые углы наклона и смяты совместно с вмещающими породами в крупные изоклинальные складки с юго-восточным погружением осевых плоскостей.

Башкаусская пластина погружается под Артлашскую и совместно с ней полого перекрывает Кабак-Тайгинский офиолитовый комплекс, который также полого перекрывает сложные по составу венд-кембрийские вулканогенно-осадочные и ордовикские осадочные породы, выделяемые в составе Улаганской впадины (см. рис. 3).

Рассматриваемые образования в среднем течении р. Башкаус детально изучены при проведении геолого-съёмочных работ [7, 8, 29]. Предположительно вендские вулканогенно-осадочные образования выделены под названием карагольской свиты и по вещественным признакам и структурному положению отнесены в состав Уйменско-Лебедской зоны Кузнецко-Алтайской островной дуги (см. рис. 1).

Наиболее представительный их разрез вскрыт к северу от с. Саратан, где вулканогенно-осадочная толща слагает крупную узкую антиклинальную складку северо-восточного простирания (см. рис. 3).

Нижняя часть толщи мощностью 600 м образована чередующимися вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами, андезитовыми порфиритами и их туфами, светло-серыми полосчатыми кремнистыми породами и зелеными алевролитами [7, 8].

Верхняя часть толщи мощностью ~50 м представлена лавовым потоком дацитового ряда, туфами, алевролитами и прослоями серых известняков. На отложения карагольской свиты с резким угловым несогласием и конгломератами в основании налегает мощная (>2 км) нижнекембрийская песчано-алевролитовая толща [8].

Базальные конгломераты мощностью ~400 м представлены обломками габброидов, диабазов, дацитов, черных углеродистых сланцев, порфироидов, кварцитов и кварцито-яшм.

Выше них расположена пачка кварцевых крупнозернистых песчаников мощностью 600 м, сменяющаяся пачкой переслаивающихся зеленых алевролитов и песчаников. Завершают разрез толщи лиловато-серые алевролиты с прослоями зеленых алевролитов и лилово-кремовых песчаников мощностью до 500 м.

Предположительно, ордовикские отложения мощностью до первых километров с угловым несогласием и базальными конгломератами перекрывают венд-кембрийские образования. Они представлены частично красноцветными, часто грубообломочными разностями терригенных пород. Галька базальных конгломератов состоит из кварцитов, силицилитов, средних и основных эффузивов, песчаников и алевролитов [7].

Нами охарактеризовано структурное положение Кабак-Тайгинского офиолитового массива в его крайней восточной части, в 6 км на юго-восток от с. Улаган, на правом берегу р. Башкаус. Здесь данный массив представлен серпентинитовым меланжем с блоком габбро-диабазов, прорванных дайками и жилами лейкоплагиогранитов (рис. 4).

Офиолиты залегают в основании Башкаусской тектонической пластины, образующей широкую полосу до 50 км к юго-востоку [2] (см. рис. 2, см. рис. 3).

Тектоническая пластина рассматривается нами как фрагмент аккреционного комплекса, представленного тектоническим чередованием

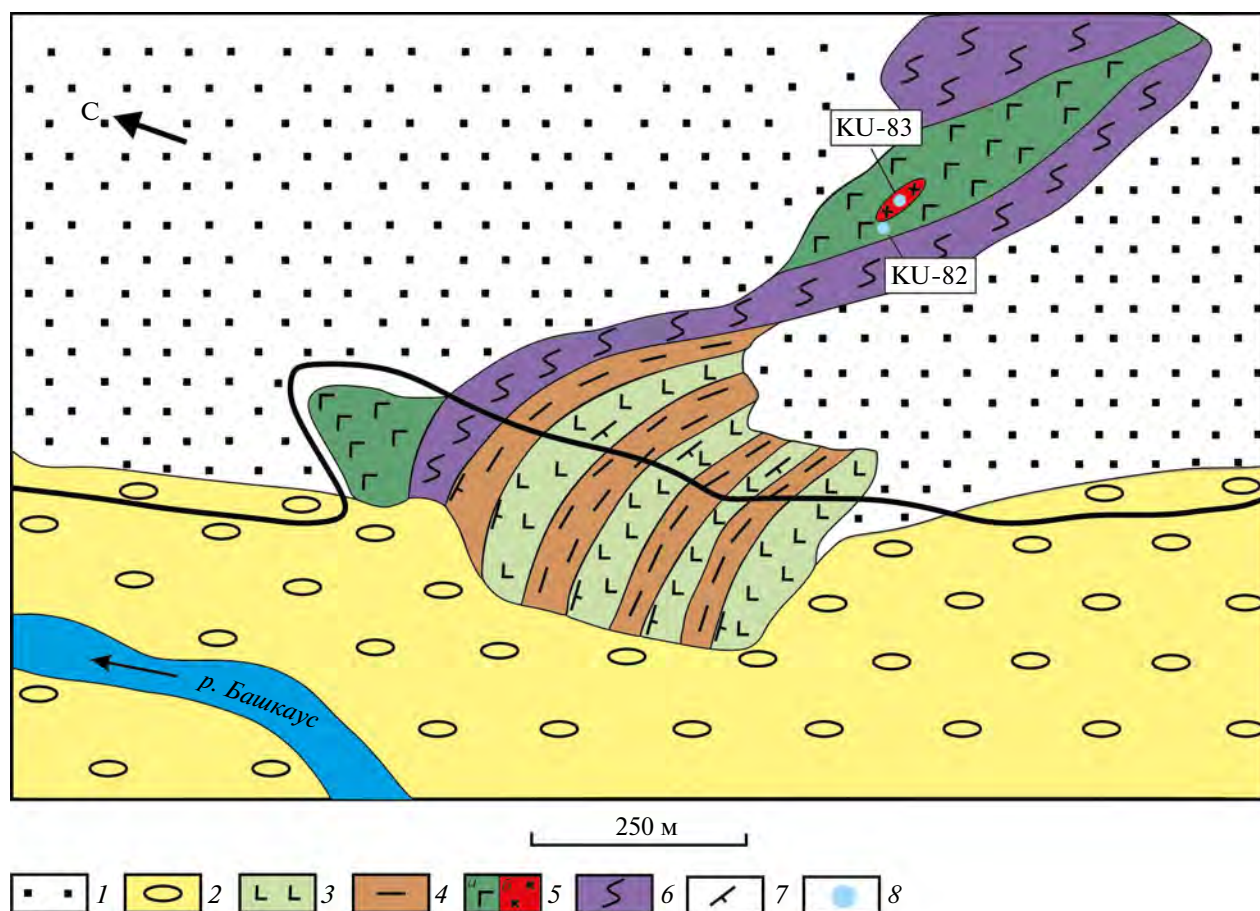


Рис. 4. Схема структурного положения Кабак-Тайгинских офиолитов в аккреционном комплексе.

Пробы для U–Pb датирования цирконов: № KU-82 – габбро-диабаз; № KU-83 – лейкоплагиогранит.

1 – задернованные участки; 2 – речная терраса; 3 – базальты; 4 – мета-терригенные породы; 5 – габбро-диабазы с дайкой лейкоплагиогранитов; 6 – серпентиниты; 7 – элементы залегания сланцеватости; 8 – точки отбора проб

терригенно-кремнистых пород (турбидитов) и базальтов, измененных в зеленосланцевой фации и, предположительно, в голубосланцевой фации метаморфизма. В метатурбидитах сохранилась градационная ритмичность – от песчаников до кремнистых пород (мощность слоев составляет от нескольких миллиметров до первых десятков сантиметров). Среди ритмично-слоистых пород часто встречаются мощные (до многих метров) линзы среднезернистых вулканомиктовых песчаников. Метабазальты часто имеют подушечную отдельность и ассоциируют с кремнистыми породами.

Контакты между метаосадочными и метавулканогенными породами разломные и представлены зонами рассланцевания, мощность которых достигает первых метров. Зоны выполнены хлорит-кварц-кальцит-серецитовыми сланцами по терригенным породам и хлорит-эпидот-кальцит-биотитовыми сланцами по вулканитам.

В структуре тектонических пластин наблюдается мелкая изоклиальная складчатость с размахом крыльев складок до ~1 м, которая особенно четко проявлена в слоистых терригенных породах. Осевые плоскости складок субпараллельны плоскостям разломов, ограничивающих тектонические пластины. Тектонические пластины метабазальтов и метатурбидитов чередуются в разрезе, их мощность достигает сотни метров. Тектонические пластины и зоны серпентинитового меланжа деформированы в концентрические складки с размахом крыльев до нескольких сотен метров (см. рис. 3).

Габбро-диабазы сильно рассланцованы и метаморфизованы в зеленосланцевой фации, в них наблюдается чередование (мощностью до первых метров) габбро и диабазов со слабовыраженными зонами закалок. Лейкоплагиограниты формируют дайки и жилы мощностью до 20 см (см. рис. 4).

В борту правого берега р. Башкаус серпентинитовый меланж и тектонические пластины

базальтов и турбидитов погружаются на юго-восток под углами 60° – 70° . Видимая мощность блока габбро-диабазов составляет ~100 м, серпентинитов — до 50 м, мощность меланжа составляет ~350 м (рис. 5).

МЕТОДЫ

Определение содержания оксидов основных породообразующих элементов, а также содержания редкоземельных и рассеянных элементов, изучение минерального состава хромшпинелидов проводилось в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН) (г. Новосибирск, Россия) по стандартным методикам рентгеноспектрального анализа и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Хромшпинелиды из ультрабазитов Кабак-Тайгинского массива анализировались электронно-зондовым методом на электронном микроскопе с микроанализатором JEOL-JXA-8100 SuperProbe (Япония). Результаты исследований приведены в табл. 1–3.

Петрографическая характеристика пород

Габбро-диабазы состоят из плагиоклаза и роговой обманки, которые находятся в почти равном соотношении. Породы сильно изменены с развитием клиноцоизита, биотита и хлорита по роговой обманке. Структуры пород офиитовые с резким идиоморфизмом лейст-кристаллов плагиоклаза относительно других минералов. Базальты также сильно изменены. Среди них иногда встречаются разновидности с афировой и долеритовой структурой. Афировые базальты состоят из кристаллов амфибола, плагиоклаза, эпидота и хлорита.

Долериты представлены идиоморфными кристаллами плагиоклаза (до 50–60%) и пироксена, практически полностью замещенного амфиболом (до 40–50%). Между кристаллами расположены ксеноморфные зерна хлорита, реже — плагиоклаза, амфибола и биотита. Плагиоклаз представлен удлиненными кристаллами (длина до 0.1 мм). Пироксен образует удлиненные кристаллы (длина до 0.5 мм) или ксеноморфные зерна. Серпентиниты сложены спутанно-волоконистым серпентином и хромитом. В породе присутствует небольшое количество (до 3–4%) серицита и многочисленные кальцитовые жилы.

Лейкоплагиогранит состоит из кристаллов кварца (~45%), хлоритизированного и серицити-

зированного кислого плагиоклаза (~40%), калиевого полевого шпата (~15%) и мусковита (<1%). Кварц является идиоморфным по отношению к полевым шпатам. Структура пород гранитовая, текстура массивная.

Геохимический анализ и геодинамические обстановки формирования пород

Рассмотренные породы Кабак-Тайгинских офиолитов приурочены к базальтовым полям (SiO_2 ~ 42.96–52.13 масс. %) на диаграмме ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) — SiO_2 (рис. 6).

Габбро-диабазы показывают нормальную щелочность ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ~ 2.36–4.09 масс. %) и находятся, преимущественно, в поле данных по задуговому бассейну Вудларк (юго-запад Тихого океана), большая часть базальтовых лав обладает повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ~ 2.86–5.05 масс. %).

Согласно распределению суммы щелочей, железа и магния базальтовые лавы и габбро-диабазы Кабак-Тайгинских офиолитов образуют единую группу в толеитовой области, перекрытую полем данных по задуговому бассейну Вудларк и ассоциирующую с дайками офиолитов Южной Тувы (рис. 7).

Изученные габбро-диабазы, несмотря на то, что они иногда обладают полнокристаллической габброидной структурой, не попадают в поле расчлененных базит-ультрабазитовых комплексов, располагаясь на диаграмме среди эффузивных и дайковых пород, представляя, таким образом, что наиболее вероятно, дайковый спрединговый комплекс Кабак-Тайгинских офиолитов (см. рис. 7).

Большинство точек базальтовых лав и габбро-диабазов Кабак-Тайгинских офиолитов на диаграмме TiO_2 — FeO^*/MgO приурочены к полю данных по базальтам задугового бассейна Вудларк, согласуясь с трендом базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 8, а).

Составы габбро-диабазов и базальтовых лав Кабак-Тайгинских офиолитов располагаются на диаграмме TiO_2 — K_2O в областях пород (BABB+E-MORB), N-MORB и OIB, они полностью перекрыты полем данных по бассейну Вудларк (табл. 1, табл. 2; см. рис. 8, б).

Габбро-диабазы из Кабак-Тайгинских офиолитов по соотношению Y и Zr находятся в поле N-MORB (рис. 9, а).

Также они располагаются в поле N-MORB на диаграмме Nb/Y — Zr/Y, при этом базальтовые лавы находятся в полях Wo и внутримпигитных базальтов (см. рис. 9, б).

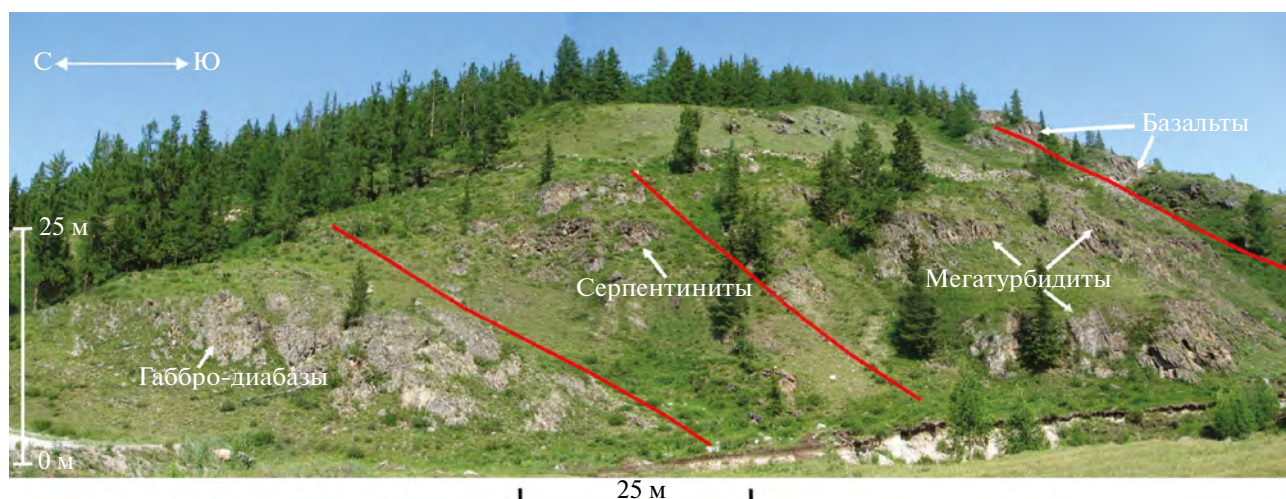


Рис. 5. Полевое фото Кабак-Тайгинских офиолитов и аккреционного комплекса в левом борту р. Башкаус. Показаны (линии красным) разрывные нарушения.

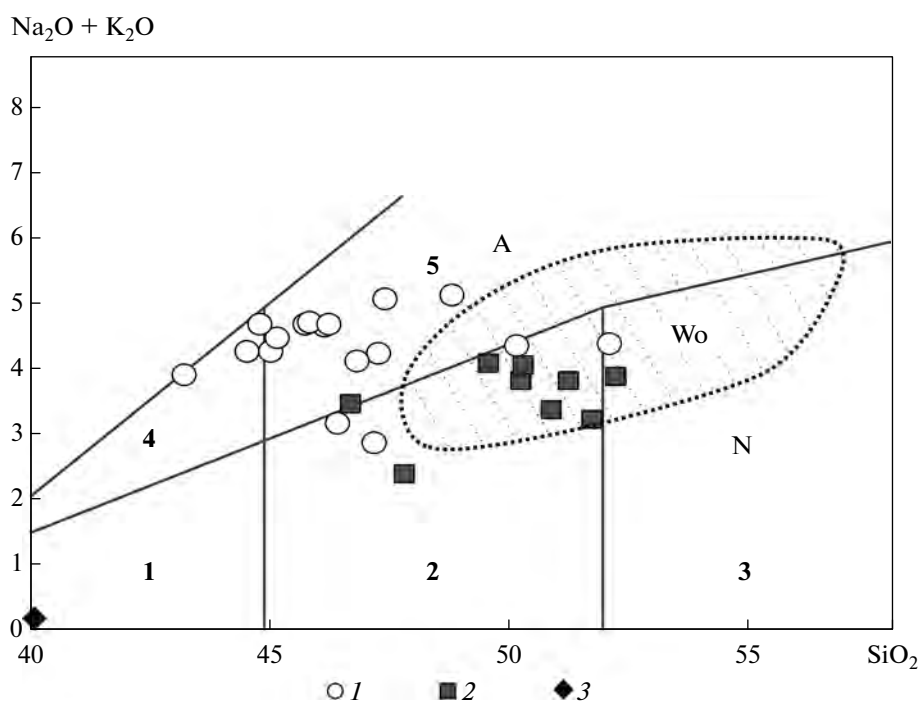


Рис. 6. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (масс. %) для базальтов и габбро-диабазов Кабак-Тайгинских офиолитов Горного Алтая (по [11, 24, 31, 48]).

Показано: Wo – базальты и расплавные включения в оливинах базальтов задугового бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана).

Породы: А – щелочные; N – нормальной щелочности.

Поля пород: 1 – ультраосновные пикробазальты, 2 – основные пикробазальты и базальты, 3 – андезибазальты, 4 – умеренно-щелочные пикробазальты, 5 – умеренно-щелочные базальты.

1 – базальтовые лавы; 2 – габбро-диабазы; 3 – серпентинит

На диаграммах $\text{Nb}_N - \text{Th}_N$ и $\text{Ta}/\text{Yb} - \text{Th}/\text{Yb}$ габбро-диабазы попадают в поле базальтов задуговых бассейнов, а точки составов базальтов расположены в областях океанических базальтов MORB и OIB типа (рис. 10).

По характеру распределения редкоземельных элементов базальтовые лавы Кабак-Тайгинских офиолитов полностью совпадают с полученными данными по основным породам задугового бассейна Вудларк. Габбро-диабазы, содержащие

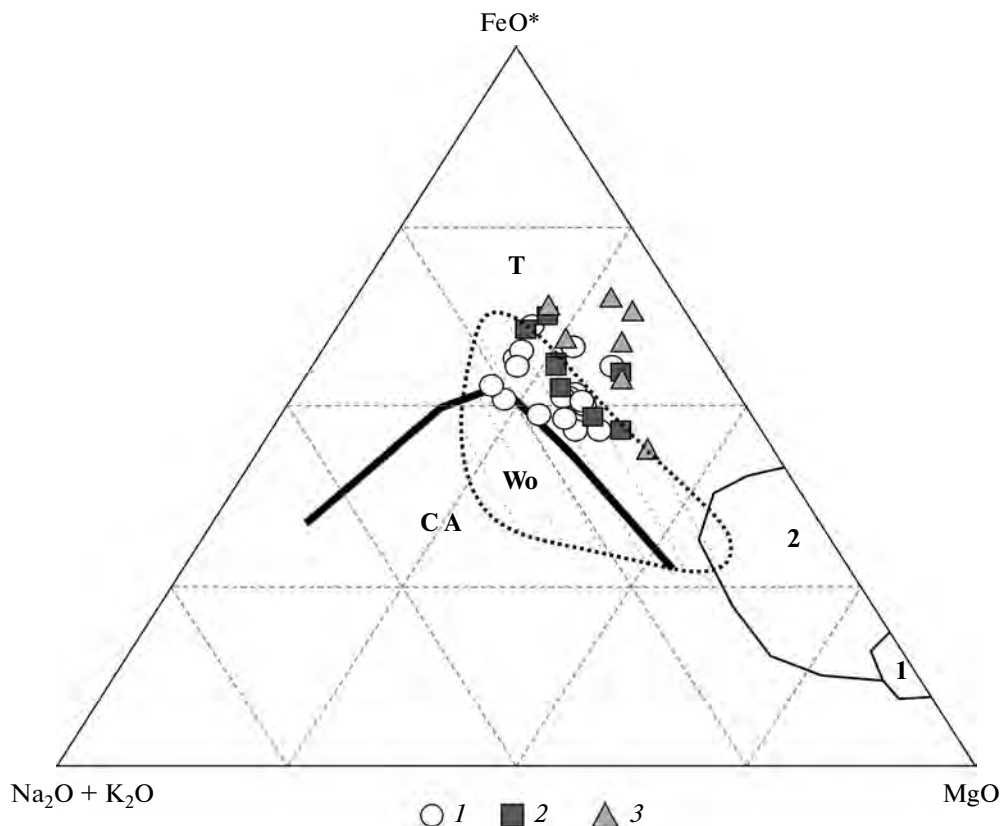


Рис. 7. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{FeO}^* - \text{MgO}$ (масс. %) для базальтов и габбро-диабазов Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса Горного Алтая (по [11, 24, 48, 51]).

FeO^* — общее содержание оксидов железа (масс. %) в пересчете на FeO .

Показано: Wo — базальты и расплавные включения в оливинах базальтов задугового бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана).

Породы: CA — известково-щелочные; T — толеитовые.

Поля пород: 1 — тектонизированные «метаморфические» гипербазиты; 2 — основные и ультраосновные породы расслоенного комплекса.

1 — базальтовые лавы; 2 — габбро-диабазы; 3 — дайки из офиолитов Карашатского массива (Южная Тува)

меньше легких лантаноидов, располагаются одновременно в полях базальтов задуговых бассейнов и базальтов типа N-MORB (рис. 11).

Данные о макроэлементном составе образца № KU-83 лейкоплагиогранита указывают на то, что по соотношению $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{CaO}$ лейкоплагиогранит является кальциевым (индекс ASI = 1.02) (см. табл. 1).

Содержание редкоземельных и рассеянных элементов находится на низком уровне, при этом спектр РЗЭ, нормированный на хондрит [64], не имеет выраженного положительного или отрицательного наклона, однако на спайдер-диаграмме выражено слабое фракционирование элементов и не проявлен Nb-минимум (рис. 12).

Кроме того, концентрации Rb (32 г/т) и Th (4 г/т) крайне низкие, что позволяет отнести данный лейкоплагиогранит к М-типу.

Проведенное нами сравнение лейкоплагиогранита Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса с плагиогранитами офиолитов различных геодинамических обстановок показало, что мультиэлементный спектр его пород, нормированный на аналогичные породы океанических хребтов, по характеру распределения элементов близок к плагиогранитам офиолитов активной континентальной окраины Чили [57] (рис. 13, а).

На диаграмме $\text{Ta/Yb} - \text{Th/Yb}$ исследуемый лейкоплагиогранит также попадает в поле плагиогранитов из офиолитов активных континентальных окраин [57] (см. рис. 13, б).

Поскольку граниты М-типа могут образовываться как в зонах срединно-океанических хребтов, так и в островных дугах и обстановках задугового растяжения, по их микроэлементному составу достаточно проблематично однозначно определить геодинамическую обстановку их

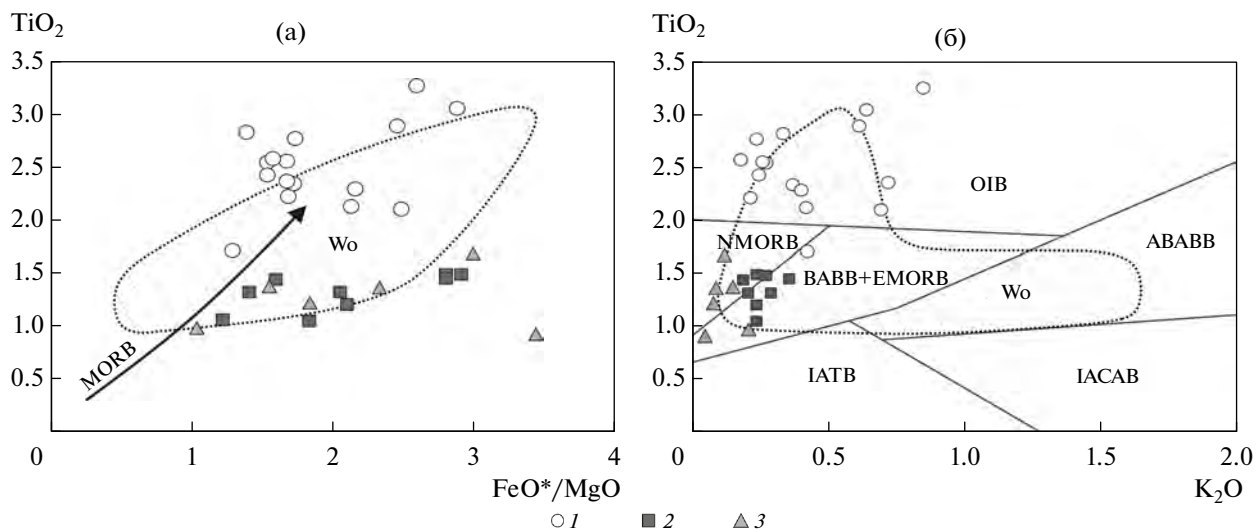


Рис. 8. Соотношение макроэлементов для базальтов и габбро-диабазов Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса Горного Алтая (по [10, 11, 17, 24, 48]).

(а) – диаграмма TiO_2 – FeO^*/MgO (масс. %);

(б) – диаграмма TiO_2 – K_2O (масс. %).

FeO^* – общее содержание оксидов железа (масс. %) в пересчете на FeO .

Показано: Wo – базальты и расплавные включения в оливинах базальтов задугового бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана); MORB – тренд базальтов срединно-океанических хребтов.

Поля пород: нормальные (N-MORB) и обогащенные (E-MORB) базальты срединно-океанических хребтов; базальты океанических островов (OIB); нормальные (BABV) и аномальные (ABABV) базальты задуговых бассейнов; островодужные толеитовые (IATB) и известково-щелочные (IACAB) базальты.

1 – базальтовые лавы; 2 – габбро-диабазы; 3 – дайки из офиолитов Карашатского массива (Южная Тува)

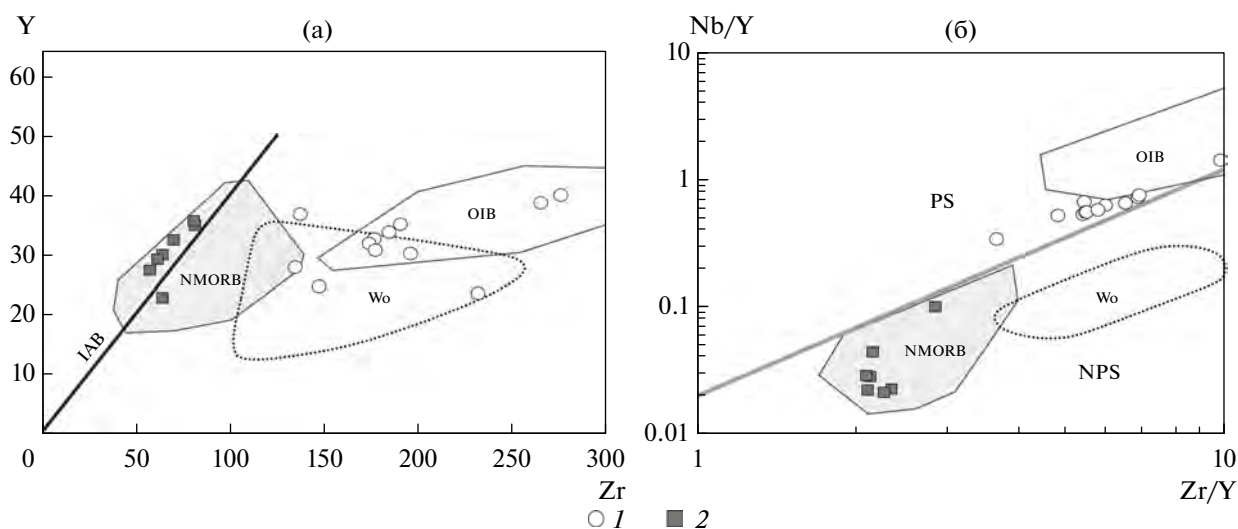


Рис. 9. Соотношения микроэлементов для базальтов и габбро-диабазов Кабак-Тайгинских офиолитов Горного Алтая (по [11, 24, 45, 48]).

(а) – диаграмма Y – Zr (г/т);

(б) – диаграмма Nb/Y – Zr/Y.

Показано: Wo – базальты и расплавные включения в оливинах базальтов задугового бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана).

Поля пород: нормальные (N-MORB) базальты срединно-океанических хребтов, базальты океанических островов (OIB).

Область пород с плюмовым источником (PS) и без плюмового источника (NPS).

1 – базальтовые лавы; 2 – габбро-диабазы

Таблица 1. Химический состав габбро-диабазов и лейкоплагиогранита Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса

Компонент	22-28	12-у-3	KU-82*	23-28	14-01	15-121	23-27	16-104	16-105	KU-83*
SiO ₂ **	46.36	47.76	49.59	50.09	50.28	50.72	50.78	51.47	52.13	77.24
TiO ₂	1.06	1.44	1.32	1.20	1.05	1.32	1.49	1.45	1.49	0.32
Al ₂ O ₃	16.67	14.36	13.92	14.53	14.97	14.41	14.14	14.22	14.09	8.69
Fe ₂ O ₃	11.63	12.75	12.76	13.40	12.53	13.05	15.11	14.65	14.01	2.08
MnO	0.13	0.18	0.28	0.28	0.27	0.31	0.32	0.30	0.30	0.08
MgO	8.57	7.17	8.12	5.72	6.14	5.70	4.84	4.70	4.33	1.26
CaO	8.93	11.07	7.72	9.37	8.79	8.68	8.77	8.40	7.74	2.49
Na ₂ O	1.96	2.17	3.80	3.54	3.79	3.56	3.10	2.83	3.59	2.43
K ₂ O	1.47	0.19	0.29	0.24	0.24	0.21	0.24	0.36	0.27	1.35
P ₂ O ₅	0.08	0.12	0.10	0.10	0.09	0.12	0.10	0.11	0.11	0.07
BaO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
SO ₃	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03
V ₂ O ₅	0.03	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.07	0.07	0.07	0.01
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
NiO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
п.п.п.	2.30	2.43	2.07	1.04	1.71	0.77	0.82	0.91	1.60	4.00
<i>Сумма</i>	<i>99.31</i>	<i>99.81</i>	<i>100.06</i>	<i>99.64</i>	<i>99.95</i>	<i>99.01</i>	<i>99.83</i>	<i>99.50</i>	<i>99.78</i>	<i>100.09</i>
Rb***	48.61	0.54	2.78	3.05	2.54	—	1.93	4.91	2.86	31.98
Cs	1.70	0.10	0.10	0.16	0.27	—	0.11	0.41	0.27	0.76
Ba	127.12	33.10	64.99	94.47	102.55	—	98.17	142.33	108.90	90.80
Nb	2.27	0.82	0.85	0.85	0.60	—	1.43	0.79	0.77	2.60
Ta	0.14	0.08	0.05	0.05	0.05	—	0.17	0.05	0.05	0.22
La	3.37	3.94	2.47	2.78	3.03	—	3.25	3.54	4.04	1.87
Ce	9.29	11.09	8.18	8.65	8.90	—	10.00	10.90	11.60	4.41
Pr	1.48	2.21	1.44	1.48	1.34	—	1.64	1.77	1.84	0.62
Sr	255.23	1005.40	130.71	260.54	307.70	—	233.87	249.96	227.80	57.62
Nd	7.53	11.75	8.06	7.83	7.40	—	8.74	9.97	9.71	2.70
Hf	1.75	2.52	2.02	1.90	1.71	—	2.14	2.43	2.34	2.21
Zr	64.80	68.14	64.41	61.73	57.83	—	70.24	81.98	80.94	84.02
Sm	2.61	4.08	2.78	2.68	2.49	—	3.13	3.42	3.40	0.86
Eu	0.90	2.16	0.86	0.96	1.04	—	1.01	1.21	1.15	0.31
Gd	3.29	6.41	3.99	3.65	3.48	—	4.06	4.39	4.69	1.17
Tb	0.61	1.28	0.74	0.69	0.66	—	0.77	0.84	0.84	0.21
Yb	2.26	5.07	3.14	3.05	2.80	—	3.50	3.73	3.66	0.95
Lu	0.33	0.76	0.46	0.45	0.42	—	0.51	0.57	0.54	0.15
Dy	3.85	8.47	5.05	4.70	4.34	—	5.36	5.68	5.78	1.36
Ho	0.82	1.85	1.13	1.04	0.95	—	1.23	1.27	1.33	0.30
Er	2.29	5.13	3.29	3.10	2.79	—	3.52	3.78	3.79	0.95
Tm	0.35	0.82	0.48	0.46	0.44	—	0.53	0.57	0.56	0.15
Y	22.90	46.33	30.11	29.36	27.45	—	32.49	35.06	35.75	9.16
Th	0.41	0.39	0.15	0.35	0.25	—	0.35	0.39	0.41	4.00
U	0.16	0.21	0.09	0.14	0.16	—	0.14	0.20	0.21	0.76

Примечание. * – Пробы на изотопное U/Pb датирование цирконов (LA-ICP-MS),

** – содержание оксидов петрогенных элементов (масс. %), *** – содержание редких и рассеянных элементов (г/т).

Таблица 2. Химические составы базальтов Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса

Компонент	22-27	23-46	23-44	23-42	23-43	16-107	16-93.2	15-113	23-45	12-у-2	16-109	9-122	22-26	9-116	15-116	15-115	16-95.1
SiO ₂ *	42.96	44.56	44.64	44.96	45.06	45.49	45.52	45.72	46.26	46.56	46.77	47.28	47.32	47.44	48.37	50.16	51.77
TiO ₂	3.05	2.58	2.76	2.54	2.56	2.82	2.28	3.26	2.42	2.12	2.36	1.71	2.89	2.22	2.34	3.77	2.10
Al ₂ O ₃	15.01	16.02	17.61	15.85	16.07	18.92	13.35	12.98	15.36	14.69	17.86	15.65	14.25	13.09	15.46	14.70	11.96
Fe ₂ O ₃	14.98	13.60	13.78	13.44	13.51	11.89	10.20	13.29	12.20	13.97	13.39	12.55	13.98	14.88	11.87	13.61	9.76
MnO	0.20	0.14	0.13	0.14	0.16	0.13	0.17	0.19	0.14	0.18	0.19	0.18	0.17	0.24	0.13	0.23	0.15
MgO	4.67	7.76	7.15	7.84	7.25	7.66	4.26	4.60	7.12	5.89	7.17	8.73	5.11	7.91	6.20	4.64	3.52
CaO	10.32	5.57	4.37	6.61	6.53	2.50	12.20	9.46	7.06	10.80	3.28	6.45	7.93	10.29	6.18	3.34	10.86
Na ₂ O	3.24	4.08	4.41	3.97	4.18	4.33	4.25	3.74	4.42	2.74	3.38	3.80	4.42	2.64	4.68	4.21	3.66
K ₂ O	0.64	0.18	0.24	0.27	0.26	0.34	0.40	0.85	0.25	0.42	0.72	0.43	0.62	0.22	0.37	0.13	0.70
P ₂ O ₅	0.42	0.28	0.34	0.28	0.30	0.42	0.28	0.51	0.28	0.27	0.33	0.21	0.44	0.26	0.27	0.52	0.25
BaO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
SO ₃	0.08	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.21	0.05	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	0.11	0.03
V ₂ O ₅	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.00	0.05	0.00	0.05	0.06	0.04
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
п.п.п.	3.73	5.13	4.11	3.83	3.76	4.54	6.45	4.14	4.38	2.54	4.29	2.95	2.50	1.24	3.08	4.45	4.48
Сумма	99.40	99.99	99.65	99.85	99.75	99.19	99.49	99.08	100.02	100.32	99.89	99.95	99.75	100.45	99.11	99.99	99.33
Rb**	12.76	4.89	2.92	5.34	4.76	8.29	—	—	5.06	—	16.58	7.30	15.26	2.07	—	—	12.63
Cs	1.24	0.38	0.16	0.33	0.27	0.53	—	—	0.38	—	1.08	0.68	1.19	0.23	—	—	0.92
Ba	135.47	63.39	38.01	40.79	37.44	47.39	—	—	41.90	—	103.68	54.83	80.61	40.84	—	—	112.91
Nb	30.31	19.74	18.55	17.47	17.64	33.39	—	—	17.61	—	23.64	14.45	27.91	12.53	—	—	15.48
Ta	1.40	1.22	1.13	1.13	1.09	1.87	—	—	1.13	—	1.37	0.90	1.79	0.84	—	—	1.00
La	15.08	13.23	14.64	14.31	14.33	22.10	—	—	13.99	—	17.08	11.44	23.03	9.80	—	—	11.73
Ce	39.55	36.16	35.85	34.60	34.42	49.32	—	—	35.21	—	40.57	26.60	53.48	24.31	—	—	29.22
Pr	5.54	5.05	4.94	4.81	4.65	6.31	—	—	4.80	—	5.36	3.84	7.10	3.72	—	—	3.99
Sr	395.89	158.91	188.16	211.03	199.05	127.65	—	—	242.82	—	253.66	361.33	173.12	153.00	—	—	370.20
Nd	25.60	23.02	21.99	21.68	21.38	26.19	—	—	21.79	—	23.91	16.87	31.35	16.63	—	—	18.00
Hf	6.52	4.80	4.65	4.42	4.39	5.63	—	—	4.42	—	4.60	3.74	6.26	4.02	—	—	3.65
Zr	276.05	196.26	185.24	177.17	174.27	232.15	—	—	177.39	—	191.06	135.23	265.60	137.41	—	—	147.88
Sm	7.14	5.92	5.58	5.57	5.32	5.64	—	—	5.51	—	5.97	3.84	7.76	4.32	—	—	4.41
Eu	1.90	1.29	1.40	1.88	1.67	1.58	—	—	1.56	—	2.09	1.27	2.54	1.42	—	—	1.35
Gd	7.80	6.21	6.07	6.32	5.84	5.34	—	—	5.90	—	6.42	4.79	8.01	6.36	—	—	5.09
Tb	1.26	0.98	0.98	0.98	0.90	0.76	—	—	0.94	—	1.02	0.81	1.25	1.08	—	—	0.78
Yb	3.54	2.49	2.80	2.74	2.60	2.39	—	—	2.64	—	3.17	2.70	3.20	3.80	—	—	2.25
Lu	0.53	0.36	0.39	0.39	0.39	0.37	—	—	0.39	—	0.47	0.40	0.46	0.55	—	—	0.34
Dy	7.29	5.78	6.06	5.87	5.65	4.24	—	—	5.59	—	6.11	4.90	7.17	6.20	—	—	4.75
Ho	1.50	1.18	1.18	1.18	1.13	0.87	—	—	1.13	—	1.33	0.99	1.45	1.32	—	—	0.90
Er	3.95	3.05	3.29	3.19	3.05	2.43	—	—	3.00	—	3.53	2.67	3.74	3.83	—	—	2.54
Tm	0.56	0.41	0.46	0.46	0.41	0.38	—	—	0.41	—	0.53	0.43	0.51	0.61	—	—	0.36
Y	40.08	30.25	33.83	32.77	31.94	23.63	—	—	30.82	—	35.28	28.00	38.74	37.00	—	—	24.84
Th	2.24	1.55	1.40	1.40	1.40	2.54	—	—	1.40	—	1.72	1.23	2.18	0.93	—	—	1.20
U	1.08	0.42	0.38	0.38	0.38	1.38	—	—	0.33	—	0.53	0.33	0.86	0.44	—	—	0.38

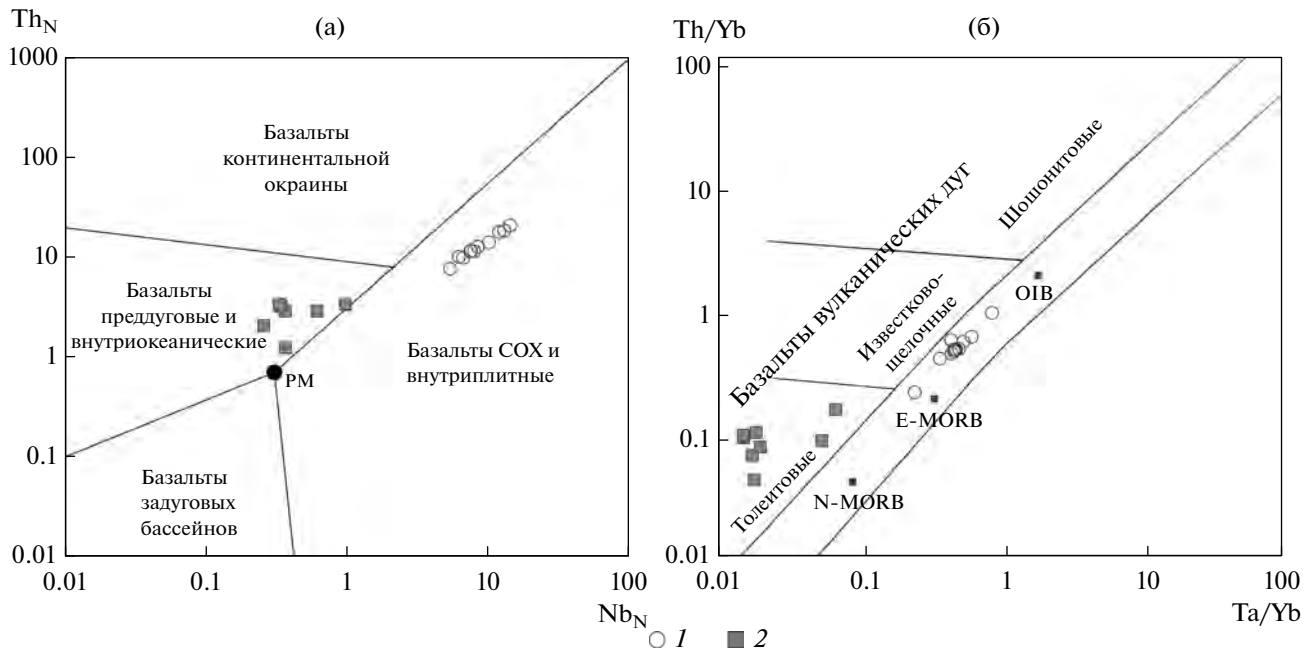


Рис. 10. Геохимические особенности базальтов и габбро-диабазов Кабак-Тайгинского комплекса.

(а) – диаграмма $Nb_N - Th_N$ (по [62]); (б) – диаграмма $Ta/Yb - Th/Yb$ (по [56]).

1 – базальтовые лавы; 2 – габбро-диабазы

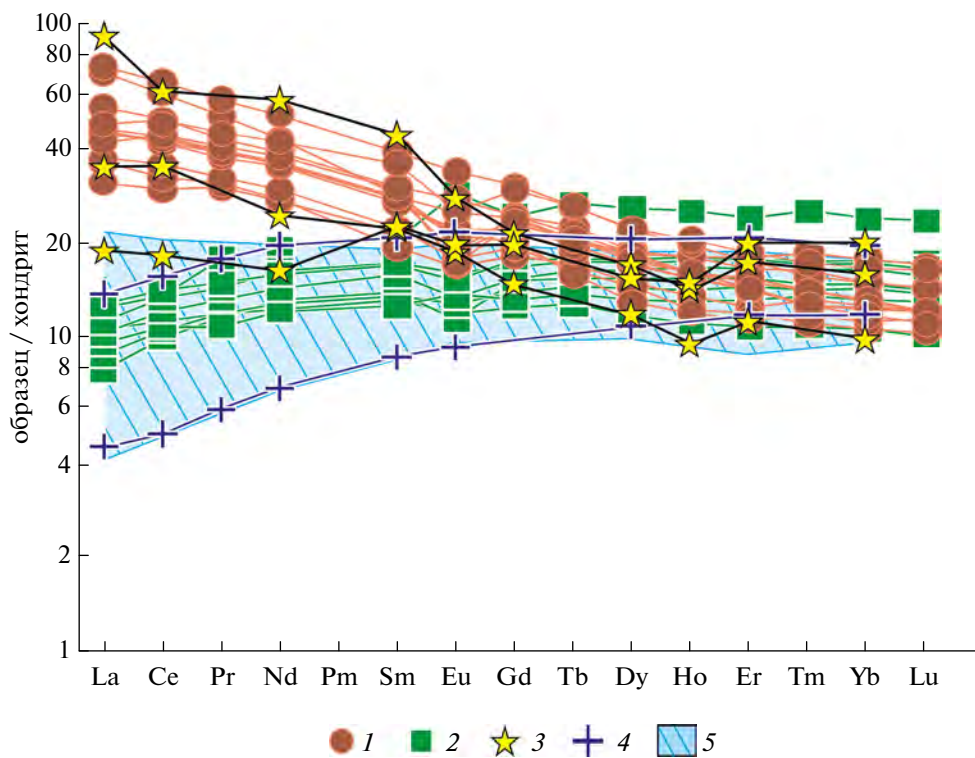


Рис. 11. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов в базальтах и габбро-диабазе Кабак-Тайгинских офиолитов Горного Алтая (по данным [11, 24, 30, 48, 64]).

1 – базальтовые лавы; 2 – габбро-диабазы; 3 – базальты и расплавные включения в оливинах базальтов задугового бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана); 4–5 – базальты: 4 – срединно-океанических хребтов (N-MORB), 5 – задуговых бассейнов

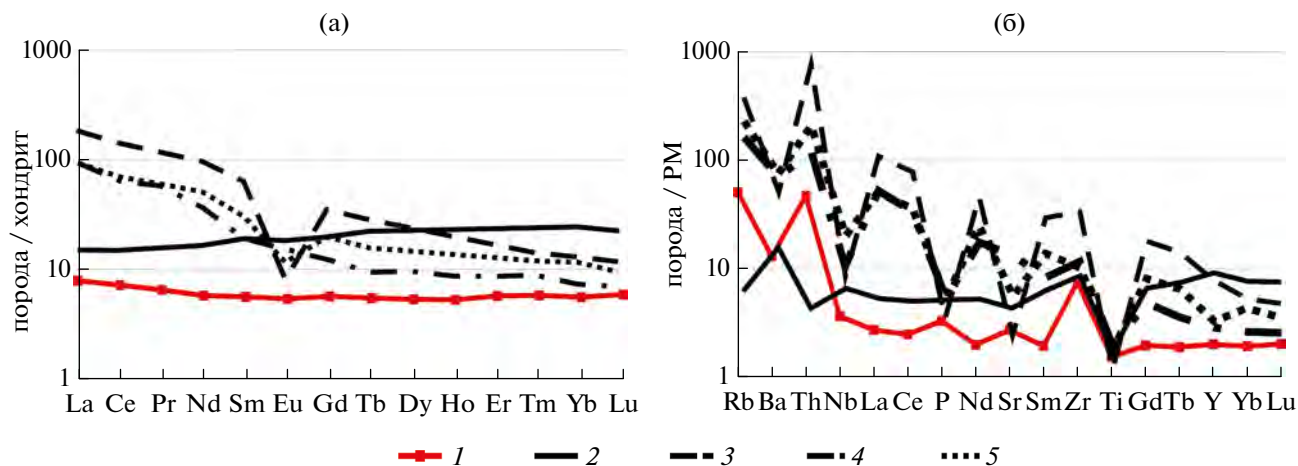


Рис. 12. Графики распределения редкоземельных элементов (РЗЭ).

(а)–(б) – кривые распределения РЗЭ, нормированные по хондриту (по [64]);

(б) – мультиэлементные диаграммы РЗЭ для лейкоплагиогранита Кабак-Тайгинского комплекса, рассчитанные по примитивной мантии [64].

Спектры гранитов М-, А-, I- и S-типов построены по данным [23, 28].

I – лейкоплагиогранит (обр. КУ-83); 2–5 – граниты: 2 – М-тип, 3 – А-тип, 4 – I-тип, 5 – S-тип

формирования. Это также подтверждается распределением фигуративных точек составов гранитоидов на геохимических диаграммах, для которых достоверно известна обстановка их формирования (см. рис. 13, б).

Однако то, что дайка лейкоплагиогранитов прорывает габбро-диабазы, и схожесть химического состава этих пород подтверждают их формирование в единой обстановке задугового спрединга, в которой лейкоплагиограниты зафиксировали завершающий этап формирования океанической коры.

Установлено, что большая часть кристаллов хромшпинелидов из серпентинитов Кабак-Тайгинского комплекса замещена магнетитом. Анализ составов минералов показал наличие заметной аномально низкомагнезиальной ($Mg\# = 16\text{--}12\%$) группы, что подтверждает значительную степень преобразования хромшпинелидов (табл. 3, рис. 14).

На диаграмме $Cr\# - Mg\#$ хромшпинелиды из серпентинитов Кабак-Тайгинского массива разделяются на две группы в соответствии с процентным соотношением магнезиальности (см. табл. 3):

- 1-ая группа – $56\text{--}28\%$;
- 2-ая группа – $16\text{--}12\%$.

В 1-ой группе минералы по значениям $Mg\#$ совпадают с данными по хромитам из ультраосновных пород Агардагского массива Южной Тувы и частично располагаются в поле хромшпинелидов из перидотитов фундамента островных дуг и глубоководных желобов (см. рис. 14).

Во 2-ой группе наличие минералов связано с вторичными изменениями.

Полученные данные по составам хромшпинелидов (диаграммы $TiO_2-Al_2O_3$ и $Al-Cr-Fe^3$) указывают на их формирование в офиолитах надсубдукционных зон в результате спрединга в задуговых бассейнах [51] (рис. 15).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Структурно-вещественная корреляция офиолитов разных сегментов Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны являются важным аспектом в обосновании ее геодинамической природы и значимости в тектоническом районировании Алтае-Саянской складчатой области.

Нами подтверждено, что Кабак-Тайгинский офиолитовый массив в борту правого берега р. Башкаус представлен серпентинитовым меланжем и расположен в основании тектонического покрова, который, как впервые показано, представлен аккреционным комплексом, сложенным тектоническими пластинами метабазальтов и метатерригенно-кремнистых пород. Тектонически выше расположены сложно-дислоцированные песчано-сланцевые образования Артлашской тектонической пластины, которые относятся к Алтае-Монгольскому террейну коллизионного орогена (см. рис. 1).

Нами проведен сравнительный анализ полученных данных по Кабак-Тайгинскому офиолитовому комплексу с данными по офиолитам Южной

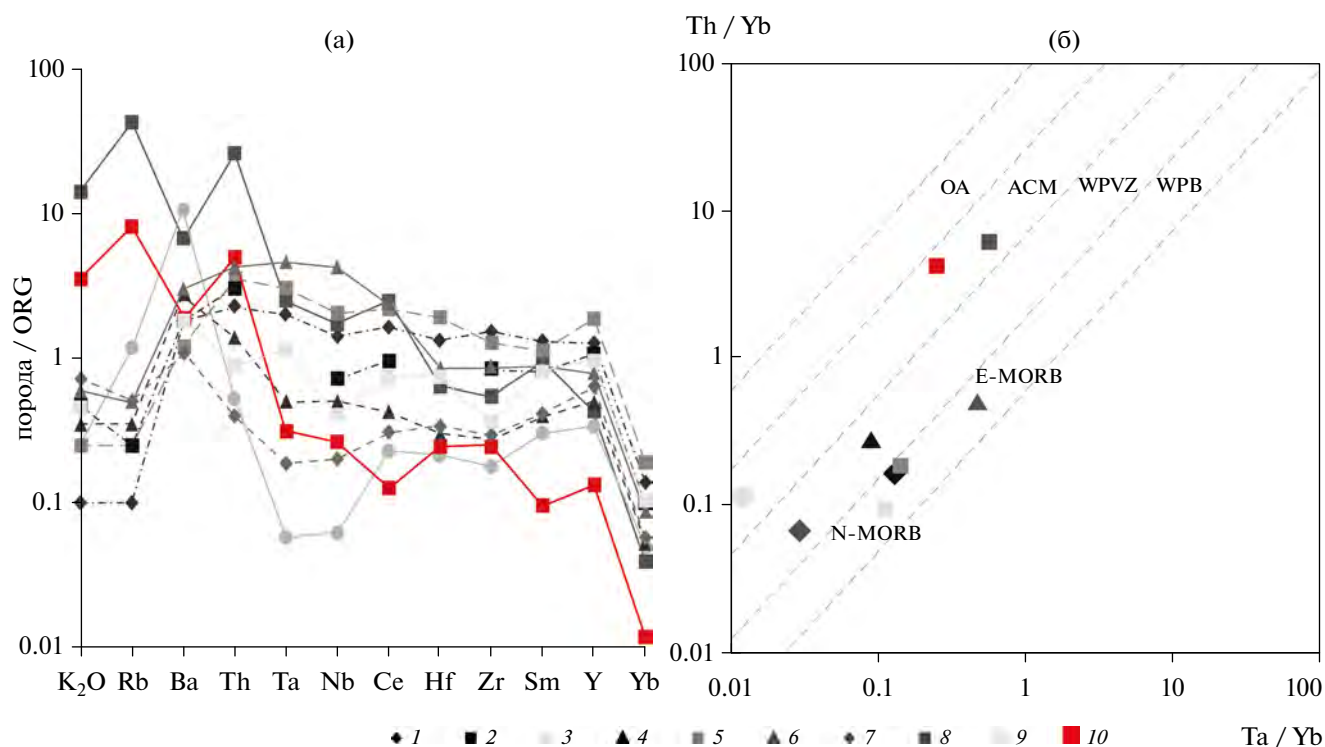


Рис. 13. Диаграммы РЗЭ для гранитов из офиолитов Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса и плагиогранитов из офиолитов различных геодинамических обстановок (по [19, 35, 53, 57]).

(а) – нормированные по гранитам океанических хребтов (ORG) мульти-элементные спектры для лейкоплагиогранита Кабак-Тайгинского комплекса и спектры тоналитов офиолитов (по [57]);

(б) – диаграмма Ta/Yb–Th/Yb для лейкоплагиогранита Кабак-Тайгинского комплекса и тоналитов офиолитов (по [63]). Обозначено: ACM – активные континентальные окраины; OA – океанические дуги; N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; E-MORB – “обогащенные” базальты срединно-океанических хребтов; WPVZ – внутриплитные вулканические зоны; WPB – внутриплитные базальты.

1–2 – плагиограниты из офиолитов зоны растяжения задуговых бассейнов: 1 – блока Смэрвилль, 2 – Бей-оф-Айлендс (о. Ньюфаундленд); 3–4 – плагиограниты из надсубдукционных офиолитов, сформированных в преддуговой обстановке: 3 – Семаил (Оман), 4 – горный массив Троодос (о. Кипр); 5–6 – плагиограниты из офиолитов срединно-океанических хребтов: 5 – Тосканы, 6 – Срединно-Атлантического хребта вблизи 45° с.ш.; 7–8 – плагиограниты: 7 – Оманской островной дуги, 8 – Чилийской активной континентальной окраины; 9 – плагиогранит Шатского массива Западной Тувы; 10 – лейкоплагиогранит Кабак-Тайгинского массива

Туву, в которых установлены характеристики задуговых бассейнов, а также с офиолитами современного задугового бассейна Вудларк, расположенного в юго-восточной Азии [13, 15, 27].

Исследования современных задуговых бассейнов свидетельствуют о том, что в этих структурах существуют два основных типа магматических серий. К первому типу относятся базальты, сопоставимые с нормальными и истощенными базальтами срединно-океанических хребтов типа N-MORB и E-MORB, отличающиеся по содержанию воды, крупноионных литофильных (LILE) и легких редкоземельных (LREE) элементов [48]. Формирование базальтов второго типа, базальтов задуговых бассейнов (BABV), может быть связано с влиянием субдукционных процессов на источник расплавов типа N-MORB.

Было установлено, что в пределах задуговых бассейнов кроме типичных BABV присутствуют и обогащенные базальты срединно-океанических хребтов типа (E-MORB) или базальты океанических островов (OIB), имеющие еще более высокий уровень накопления LILE и LREE [11, 24, 48, 54]. Аномально обогащенные базальты этого типа (ABABV) проявлены либо в районах задуговых бассейнов, испытывающих влияние нижнемантийных плюмов (например, Северо-Фиджийский бассейн и северная часть бассейна Лау), либо на ранних стадиях раскрытия окраинных морей там, где происходит проникновение рифтовых структур в континентальную кору.

Полученные нами результаты изучения химического состава габбро-диабазов из офиолитов Кабак-Тайгинского комплекса указывают на их

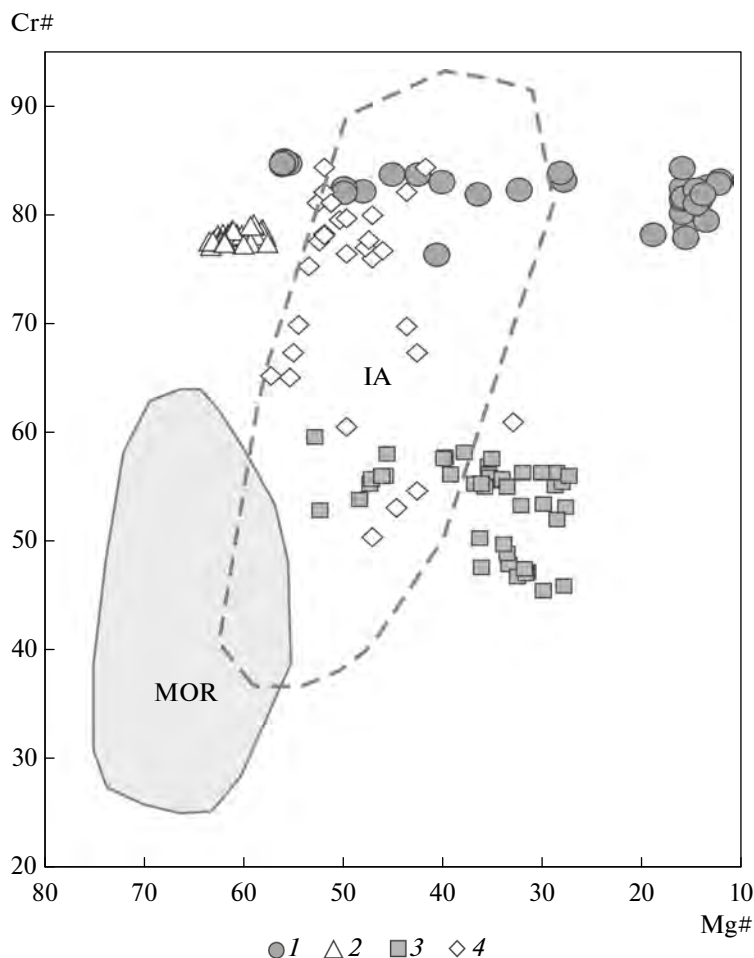


Рис. 14. Составы хромшпинелидов из серпентинитов Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса (по [6, 22, 24, 25]).

Поля составов хромшпинелидов: из ультрабазитов Срединно-Атлантического хребта (MOR); из перидотитов фундамента островных дуг и глубоководных желобов (IA).

1 – хромшпинелиды из серпентинитов Кабак-Тайгинского комплекса; 2–4 – хромшпинелиды из ультрабазитов массивов: 2 – Улорского, 3 – Карашатского, 4 – Агардагского

принадлежность к низкотитанистым габброидам толеитовой магматической серии. Метабазальты аккреционного комплекса являются высокотитанистыми умеренно-щелочными. По приведенным геохимическим характеристикам они относятся к базальтам нескольких геодинамических групп: BABV, ABABV, E-MORB, N-MORB и OIB, что характерно для магматизма современных задуговых бассейнов [11, 24, 48].

Для корреляции офиолитов Кабак-Тайгинского комплекса с офиолитами Южной Тувы нами был проведен сравнительный анализ химического состава габбро-диабазов из дайковых комплексов обоих районов. На территории Южной Тувы подобные габбро-диабазы встречаются на Карашатском участке, они сформировались в обстановке растяжения задугового бассейна

Таннуольской островной дуги [5, 12–15, 27, 31, 32, 58–61].

Габброиды Кабак-Тайгинского комплекса обладают близкими петрохимическими характеристиками, что предполагает их образование в аналогичной геодинамической обстановке.

По высоким значениям хромистости (преимущественно 82–85%) хромшпинелиды из серпентинитов Кабак-Тайгинского комплекса близки к хромитам без силикатных включений Улорского массива (Южная Тува), они резко отличаются от минералов с силикатными расплавленными включениями из Карашатского массива (Южная Тува).

Учитывая это, по значениям хромистости аксессуарных хромшпинелидов можно оценить степень частичного плавления серпентинитов Кабак-Тайгинского комплекса. Для выяснения

Таблица 3. Представительный анализ (масс. %) хромшпинелидов из серпентинитов Кабак-Тайгинского комплекса

№ п.п.	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма	Mg#	Cr#
1	0.04	56.00	0.27	10.07	29.80	1.10	2.87	0.01	1.02	101.18	15.58	78.86
2	0.02	57.31	0.26	9.00	28.76	1.06	2.61	0.04	1.95	101.02	14.72	81.02
3	0.02	56.93	0.32	9.53	28.92	1.02	2.88	0.02	1.60	101.26	15.94	80.02
4	0.03	55.10	0.27	9.59	28.81	1.12	2.35	0.02	2.23	99.51	13.53	79.39
5	0.04	58.09	0.23	8.68	28.74	1.09	2.69	0.02	1.40	100.99	14.94	81.78
6	0.03	60.04	0.31	8.23	26.01	1.10	5.26	0.05	0.31	101.33	27.79	83.03
7	0.04	60.38	0.27	8.75	24.82	0.84	6.26	0.01	0.23	101.61	32.30	82.23
8	0.03	57.78	0.31	8.92	29.07	1.07	2.90	0.03	1.30	101.46	15.91	81.29
9	0.04	55.58	0.26	8.02	31.47	1.21	2.87	0.03	0.83	100.32	15.84	82.31
10	0.02	62.39	0.25	8.15	21.05	0.31	8.99	0.04	0.21	101.41	45.00	83.71
11	0.03	55.61	0.27	10.49	29.11	1.07	3.49	0.00	1.11	101.20	18.86	78.05
12	0.02	57.55	0.30	8.77	29.08	1.08	2.82	0.03	1.53	101.22	15.65	81.49
13	0.04	60.43	0.26	7.82	25.48	1.00	5.29	0.02	0.29	100.64	28.04	83.83
14	0.04	59.95	0.32	8.98	23.65	0.97	7.06	0.04	0.20	101.24	36.44	81.75
15	0.14	62.73	0.12	7.61	18.18	0.24	11.19	0.06	0.12	100.38	55.43	84.68
16	0.12	62.81	0.08	7.56	18.34	0.27	11.31	0.06	0.10	100.68	55.91	84.78
17	0.13	62.74	0.09	7.71	18.21	0.23	11.36	0.06	0.09	100.64	56.02	84.52
18	0.03	60.41	0.26	8.34	22.36	0.84	7.71	0.05	0.23	100.29	39.97	82.92
19	0.01	57.81	0.32	8.20	29.10	1.11	2.39	0.01	1.69	100.66	13.50	82.54
20	0.01	54.80	0.26	10.51	28.88	1.04	2.75	0.03	1.98	100.29	15.46	77.77
21	0.00	58.46	0.29	8.51	28.53	1.07	2.63	0.01	0.99	100.49	14.51	82.17
22	0.04	57.76	0.31	8.92	28.50	1.08	2.52	0.01	1.82	100.96	14.18	81.29
23	0.03	56.38	0.29	8.88	29.30	1.08	2.55	0.02	1.94	100.46	14.45	80.98
24	0.00	57.28	0.32	11.93	22.68	0.80	8.03	0.01	0.30	101.37	40.48	76.31
25	0.04	57.15	0.25	7.83	30.79	1.27	2.14	0.03	1.88	101.40	12.15	83.04
26	0.01	57.38	0.26	7.99	30.27	1.26	2.17	0.01	1.67	101.03	12.28	82.82
27	0.02	61.96	0.24	8.12	21.65	0.79	8.30	0.03	0.23	101.34	42.38	83.66
28	0.02	61.38	0.34	9.00	20.09	0.62	9.55	0.05	0.19	101.27	47.92	82.06
29	0.02	61.84	0.27	8.87	19.67	0.27	10.07	0.03	0.20	101.25	49.89	82.38
30	0.03	61.48	0.29	9.10	19.61	0.41	10.02	0.02	0.18	101.14	49.78	81.92
31	0.04	56.77	0.29	8.47	29.67	1.20	2.45	0.03	1.68	100.61	13.84	81.81
32	0.02	59.41	0.29	7.50	28.25	1.11	2.84	0.02	1.08	100.52	15.81	84.16
33	0.11	62.80	0.09	7.48	18.02	0.24	11.23	0.07	0.12	100.17	55.82	84.91
34	0.14	62.37	0.11	7.52	18.02	0.27	11.18	0.05	0.11	99.77	55.73	84.76
35	0.13	62.75	0.11	7.63	18.26	0.27	11.34	0.05	0.09	100.60	55.96	84.66

Примечание. Cr# = Cr*100/(Cr+Al). Mg# = Mg*100/(Mg+Fe²⁺).

степени их деплетированности было использовано отношение Cr/Al в хромшпинелидах, увеличивающееся по мере роста частичного плавления [16, 24, 50, 52].

Проведенное исследование показало, что в большинстве случаев были определены высокие значения хромистости изученных хромшпинелидов: в диапазоне ~82–85%, что отвечает максимальной

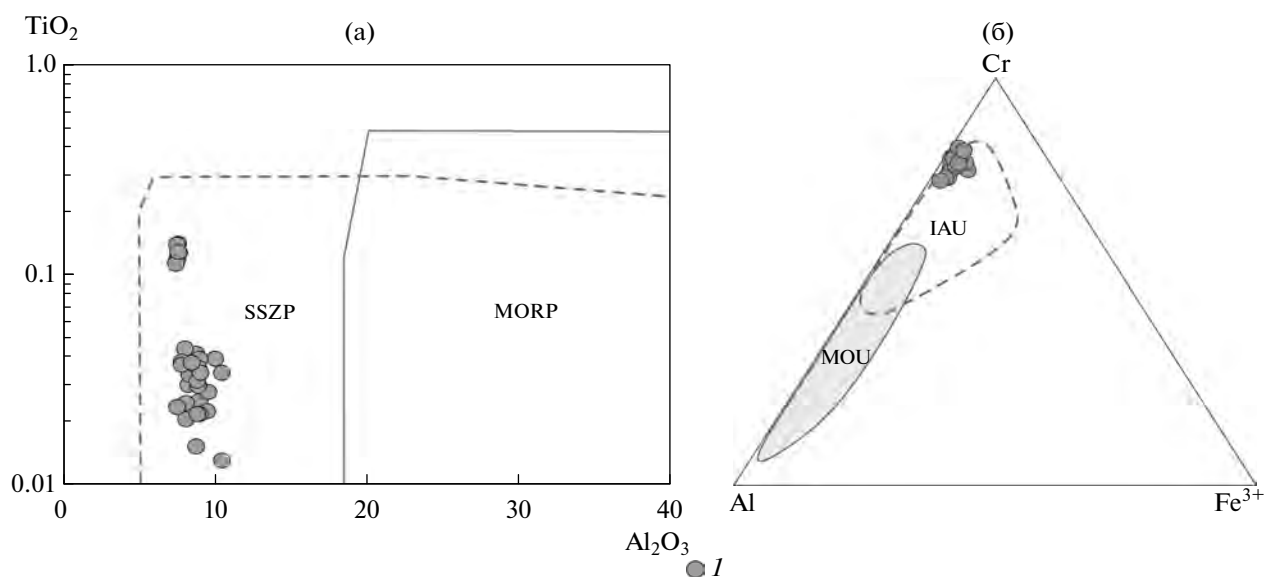


Рис. 15. Диаграммы TiO_2 – Al_2O_3 (а) и Al – Cr – Fe^{3+} (б) хромшпинелидов из серпентинитов Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса (по [55]).

Показаны (кружочки) составы хромшпинелидов из серпентинитов Кабак-Тайгинского комплекса.

Обозначено: SSZP – хромшпинелиды из ультрабазитов надсубдукционных зон;

MORP – хромшпинелиды из ультрабазитов срединно-океанических хребтов;

MOU – хромшпинелиды из ультрабазитов океанических областей;

IAU – хромшпинелиды из ультрабазитов островных дуг.

степени деплетированности $>25\%$. Такие особенности характерны для гипербазитов из ряда современных зон субдукции (желоб Тонга и Марианский) с высокой степенью частичного плавления – свыше 25% , с образованием предельно деплетированных гипербазитов [33].

Таким образом, проведенный сравнительный анализ данных по магматизму современных [11, 24–26, 48] и древних [18, 20, 21, 58–61] океанических структур показал, что при формировании офиолитов Кабак-Тайгинского комплекса активное участие принимали расплавы с плюмовым компонентом, а также низкокальциевые океанические магмы. Подобное сочетание обогащенных и истощенных магматических систем отмечено для горы Франклин в задуговом бассейне Вудларк [11, 24, 48].

Полученные геохимические данные свидетельствуют о сходстве процессов формирования магматических комплексов древних офиолитов Кабак-Тайгинского комплекса и современного задугового бассейна Вудларк с участием плюмовых магматических систем [11, 24–26, 48].

Бассейн Вудларк расположен в юго-западной части Тихого океана, к юго-востоку от островного государства Папуа–Новая Гвинея, в сложной геодинамической обстановке взаимодействия Индо-Австралийской и Тихоокеанской тектонических плит (рис. 16).

Бассейн формируется в тыловой части островной дуги Марамуни, над зоной субдукции Поклингтон-Ауре Индо-Австралийской плиты [36, 38]. Он имеет сложную геологическую историю формирования на протяжении 20 млн лет с момента первоначального открытия бассейна, но большая часть спрединга произошла за последние 5 млн лет [36, 38, 48].

В западном окончании бассейна Вудларк располагается вулканическая гора Добу с аномально обогащенным магматизмом типа OIB+ABABB. Восточнее, в пределах спрединговой океанической части бассейна Вудларк, находится гора Франклин, для которой характерно развитие обогащенного магматизма типа E-MORB, но присутствуют также относительно низкокальциевые разности, близкие к N-MORB [48].

Таким образом, анализ полученных новых геологических и петролого-геохимических данных, а также имеющиеся опубликованные материалы подтверждают, что офиолиты Кабак-Тайгинского массива вместе с офиолитами Южной Тувы являются частью позднекембрийско–кембрийского задугового бассейна, фрагменты которого приурочены к ранне-среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской структурно-сдвиговой зоне.

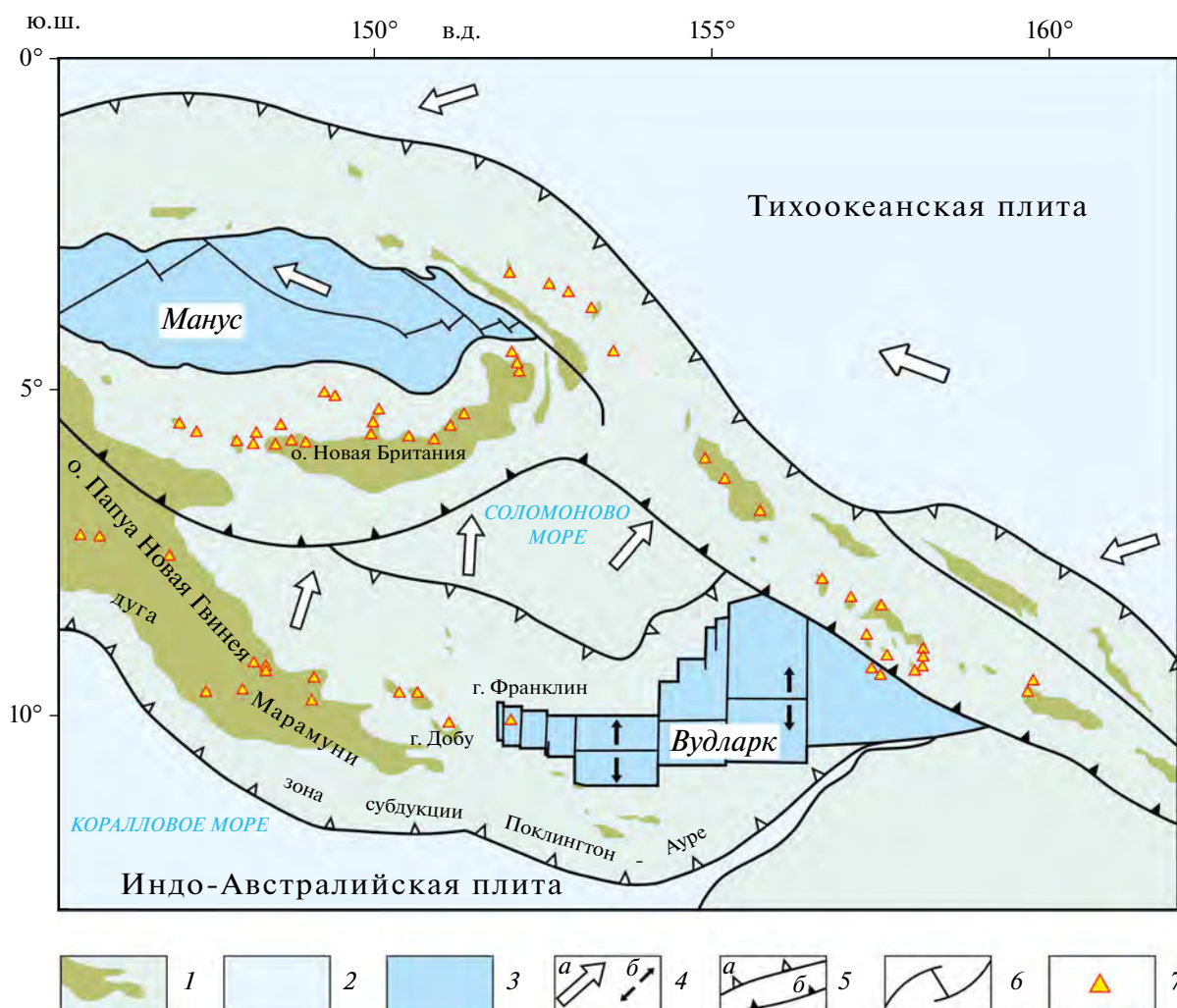


Рис. 16. Тектоническая схема части о. Новая Гвинея (юго-запад Тихого океана), расположенной в координатах 10° ю.ш.—160° в.д. (по [38, 48] с дополнениями).

1–3 — кора: 1 — континентальная, 2 — океаническая (>5 млн лет), 3 — океаническая (<5 млн лет — задуговые бассейны Вудларк и Манус); 4 — векторы движения плит в зонах: а — субдукции, б — спрединга; 5 — зоны субдукции: а — древние, б — современные; б — трансформные разломы в зонах спрединга; 7 — активные вулканы

ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования структурного положения и вещественного состава пород Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса авторы пришли к следующим выводам.

1. Кабак-Тайгинский офиолитовый комплекс в борту правого берега р. Башкауз представлен серпентинитовым меланжем, имеющим в своем составе блоки габбро-диабазов, прорванных дайками лейкоплагиогранитов. Меланж расположен в основании аккреционного комплекса, сложенного тектоническими пластинами метабазальтов и ритмично-слоистых метатерригенно-кремнистых пород.

2. Габбро-диабазы относятся к низкотитанистым толеитам, базальты — к умеренно-щелочным высокотитанистым вулканитам, при этом лейкоплагиограниты являются кальциевыми и относятся к гранитам М-типа. Микроэлементный состав исследованных пород, а также особенности состава хромшпинелидов из ультраосновных пород указывают на их совместное формирование в процессе спрединга в задуговом бассейне.

3. Анализ полученных новых геологических и петролого-геохимических данных по породам Кабак-Тайгинского офиолитового комплекса и базальтам аккреционного комплекса позволяют объединить их в офиолитовую ассоциацию. Совместно

с офиолитами Южной Тувы она представляет позднедокембрийско–кембрийский задуговой бассейна Таннуольской островной дуги, фрагменты которого сохранились в Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне.

4. Полученные новые данные могут быть заложены в обоснование геодинамической природы Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны, разделяющей Алтае-Саянскую складчатую область на два крупных тектонических сегмента, представленных коллизионным и аккреционным орогенами, расположенными в южном обрамлении Сибирского палеоконтинента.

Аббревиатуры и сокращения

АСМ — активные континентальные окраины;

ОА — океанические дуги;

ОРГ — граниты океанических хребтов;

WPVZ — внутриплитные вулканические зоны;

WPB — внутриплитные базальты;

BAVB — нормальные базальты задуговых бассейнов;

ABABV — аномально обогащенные базальты задуговых бассейнов;

E-MORB — обогащенные базальты срединно-океанических хребтов;

N-MORB — нормальные базальты срединно-океанических хребтов;

OIB — базальты океанических островов;

IATB — островодужные толеитовые базальты;

IACAB — известково-щелочные базальты;

SSZP — хромшпинелиды из ультрабазитов надсубдукционных зон;

MORP — хромшпинелиды из ультрабазитов срединно-океанических хребтов;

MOU — хромшпинелиды из ультрабазитов океанических областей;

IAU — хромшпинелиды из ультрабазитов островных дуг;

PS — область пород с плюмовым источником;

NPS — область пород без плюмового источника.

БЛАГОДАРНОСТИ

В обсуждении материалов статьи принимал участие д. г.-м. н., профессор Симонов Владимир Александрович (ИГМ РАН, г. Новосибирск, Россия), который был крупным специалистом в области геологического, петрологического и термобарометрического изучения современных и древних офиолитов, — он ушел из жизни 1 ноября 2024 года,

и мы, его коллеги, благодарны судьбе, подарившей нам возможность совместных исследований.

Авторы благодарны рецензенту А. А. Сорокину (Институт геологии и природопользования ДВО РАН (ИГиП), Амурская обл., г. Благовещенск) и анонимным рецензентам за полезные комментарии. Авторы признательны редактору М. Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2).

СЛЕДОВАНИЕ НОРМАМ НАУЧНОЙ ЭТИКИ

Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А.И., Кашищев Г.А., Матвеев В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. — Ред. М.И. Кузьмин — Новосибирск: Наука, 1985. 191 с.
2. Буслов М.М. Тектонические покровы Горного Алтая. — Ред. Н.А. Берзин — Новосибирск: Наука, 1992. 96 с.
3. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
4. Волкова Н.И., Скляр Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 109–119.
5. Гоникберг В.Е. Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид Юго-Восточной Тувы // Геотектоника. 1999. № 3. С. 89–103.
6. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. — Томск: ТГУ, 1989. 400 с.
7. Гутак Я.М. О времени формирования Улаганской впадины (Горный Алтай) // Советская геология. 1984. № 2. С. 77–82.
8. Дергунов А.Б. Структурные зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. — Под ред. Н. С. Зайцева — М.: Наука, 1967. 216 с.
9. Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса. — В кн.: Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). — Под ред. В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова — Новосибирск: Наука, 1977. С. 128–156.

10. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14.
11. Зоненшайн Л.П., Дриль С.И., Кузьмин М.И., Симонов В.А., Бобров В.А. Геохимические типы базальтов задуговых бассейнов Западный Вудларк, Лау и Манус // ДАН. 1995. Т. 341. № 4. С. 532–535.
12. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.
13. Котляров А.В. Петрология офиолитовых ассоциаций Южной и Восточной Тувы. Автореф. дис. ... к.г.-м.н. — ИГМ СО РАН, Новосибирск: 2010. 18 с.
14. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. — Под ред. Е.В. Склярова — М.: Пробел, 2004. 192 с.
15. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. — Под ред. Ю. Г. Леонова — М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
16. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. — В кн.: Второстепенные и акцессорные минералы. — Новосибирск: ГЕО, 2009. 190 с.
17. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484–1487.
18. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В. Офиолиты Западной Тувы — фрагмент поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // ДАН. 2011. Т. 438. № 6. С. 796–802.
19. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем вендераннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.
20. Монгуш А.А. Офиолиты Западного Саяна и Западной Тувы — автохтонные комплексы Саяно-Тувинской преддуговой зоны V–Є₁ островной дуги Палеоазиатского океана. — В сб.: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). — Мат-лы науч. совещ. — Иркутск: ИЗК СО РАН. 2017. Т. 15. С. 194–196.
21. Монгуш А.А. Геологическое положение, геохимический и Sm–Nd изотопный состав офиолитов Саяно-Тувинской преддуговой зоны // Изв. ИГУ. 2019. Т. 30. С. 56–75.
22. Паланджан С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. — Под ред. В. В. Аникина — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
23. Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Геохимия шумихинского гнейсово-амфиболитового комплекса Канской глыбы (северо-западная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 8. С. 1103–1115.
24. Симонов В.А., Дриль С.И., Кузьмин М.И. Особенности эволюции глубинных базальтовых расплавов задугового бассейна Вудларк (Тихий океан) // ДАН. 1999. Т. 368. № 3. С. 388–391.
25. Симонов В.А. Условия генезиса перидотитов Центральной Атлантики (данные по расплавленным включениям). — В сб.: Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. — Мат-лы III международной конференции. — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 193–195.
26. Симонов В.А., Котляров А.В., Куликова А.В. Условия формирования палеоокеанических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. — Под ред. Е.В. Склярова, М.М. Буслова — Новосибирск: СО РАН, 2024. 309 с.
27. Тараско Д.А., Симонов В.А. Геологическое строение и история формирования геологических комплексов Агардагской офиолитовой зоны (Южная Тува). — В сб.: Металлогения древних и современных океанов. — Мат-лы XIII научной студенч. школы. — Мисс. 2007. Т. 2. С. 195–199.
28. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 284–306.
29. Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьева Е.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). — Серия Алтае-Саянская. — Лист М-45 (Горно-Алтайск). — Объяснительная записка. — Ред. С.П. Шокальский — СПб: ВСЕГЕИ, 2011. С. 294–310.
30. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. — Ред. А. Л. Книппер — М.: Наука, 1992. 163 с.
31. Шарпенко Л.П. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. — В кн.: Петрографический кодекс России. — СПб: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
32. Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува). — Автореф. дис. ... к.г.-м.н. — ИГМ СО РАН, Новосибирск: 2006, 20 с.
33. Щербаков С.А., Савельева Г.Н. Структуры ультрабазитов Марианского желоба и разлома Оуэн // Геотектоника. 1984. № 2. С. 86–96.
34. Щербаков С.А. Офиолиты Западной Тувы и их структурная позиция // Геотектоника. 1991. № 4. С. 88–101.
35. Aldiss D.T. Granitic rocks of ophiolites. — PhD Thesis (The Open Univ., Birmingham Earth Sci. 1978), 198 p.

36. Benyshek E.K., Taylor B., Goodliffe A.M. A detailed reconstruction of the Woodlark Basin // *Geochem., Geophys., Geosyst. (G³)*. 2024. Vol. 25. No. 7. Doi.org/10.1029/2023GC011410
37. Berzin N.A. Preliminary terrane and overlap assemblage map of Altai-Sayan region, Southern Siberia. — In: *Project on Mineral Resources, Metallogensis and Tectonics of Northeast Asia*, — Ed. by W.J. Nokleberg, V.V. Naumova, M.I. Kuzmin, T.V. Bounaeva, (Prelimin. Publ., U.S. Geol. Surv., Deprtm. Interior. USA. 1999. Book1), 165 p. Doi.org/10.3133/ofr99165
38. Brandl P.A., Hannington M.D., Kratschell A., Petersen S., Baxter A.T., Stewart M.S., Galley C., Emberley J., Sander S.G. A new geological map of the marginal basins of Eastern Papua–New Guinea: Implication for crustal accretion and mineral endowment at arc-continent collision // *Lithosphere*. 2024. Vol. 2024. No. 4. Doi.org/10.2113/2024/lithosphere_2024_145
39. Buslov M.M., Shcherbanenko T.A., Kulikova A.V., Sennikov N.V. Paleotectonic reconstructions of the Central Asian folded belt in the Silurian Tuvaella and Retziella brachiopod fauna locations // *Lethaia*. 2022. Vol. 55. No. 1. P. 1–15. Doi.org/10.18261/let.55.1.7
40. Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Saphonova I.Yu., Semakov N.N. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: Tectonic pattern and model of formation // *J. Asian Earth Sci.* 2004. Vol. 23. P. 655–671. Doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00131-7
41. Cai K., Sun M., Buslov M.M., Jahn B., Xiao W., Long X., Chen H., Wan B., Chen M., Rubanova E.S., Kulikova A.V., Voytishch E.E. Crustal nature and origin of the Russian Altai: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 674. P. 182–194. Doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.026
42. Chen M., Min S., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Jiang Y., Rubanova E.S., Kulikova A.V., Voytishch E.E. The early Paleozoic tectonic evolution of the Russian Altai: Implications from geochemical and detrital zircon U–Pb and Hf isotopic studies of meta-sedimentary complexes in the Charysh–Terekta–Ulagan–Sayan suture zone // *Gondwana Research*. 2016. Vol. 34. P. 1–15. Doi.org/10.1016/j.gr.2016.02.011
43. Chen M., Sun M., Buslov M.M., Cai K., Zhao G., Zheng J., Rubanova E.S., Voytishch E.E. Neoproterozoic – Middle Paleozoic tectono-magmatic evolution of the Gorny Altai terrane, northwest of the Central Asian Orogenic Belt: Constraints from detrital zircon U–Pb and Hf-isotope studies // *Lithos*. 2015. Vol. 233. P. 223–236. Doi.org/10.1016/j.lithos.2015.03.020
44. Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Rubanova E.S., Voytishch E.E. Detrital zircon record of the early Paleozoic metasedimentary rocks in Russian Altai: Implications on their provenance and the tectonic nature of the Altai–Mongolian terrane // *Lithos*. 2014. Vol. 233. P. 209–222. Doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.023
45. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. Vol. 79. No. 3–4. P. 491–504. Doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014
46. Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // *Int. Geol. Rev.* 1995. Vol. 35. P. 335–360. Doi.org/10.1080/00206819509465407
47. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovsky V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the paleo-Asian Ocean: Implications to the break-up of Rodinia // *Gondwana Research*. 2003. Vol. 6. P. 143–159. Doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70966-7
48. Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P. Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: Implications for their petrogenesis and source rock compositions // *Marin. Geol.* 1997. No. 142. P. 57–83. Doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00041-8
49. Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Vandoorne W., Ryabinin A., Van Den Haute P., Vanhaecke F., Elburg M.A. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai–Altai-Mongolia suture zone (South Siberia): Zircon U/Pb constraints on the igneous record // *Gondwana Research*. 2011. Vol. 20. P. 465–484. Doi.org/10.1016/j.gr.2011.03.003
50. Hirose K., Kawamoto T. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 133. P. 463–473. Doi.org/10.1016/0012-821X(95)00096-U
51. Irvine T.N., Baragar W. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Can. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8. No. 5. P. 523–548. Doi.org/10.1139/e71-05
52. Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0–15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. Vol. 73. No. 3. P. 287–310. Doi.org/10.1007/BF00381447
53. Jenner G.A., Dunning G.R., Malpas J., Brown M., Brace T. Bay of Islands and Little Port complexes, revisited: Age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction-zone origin // *Can. J. Earth Sci.* 1991. Vol. 28. No. 10. P. 1635–1652. Doi.org/10.1139/e91-146
54. Johnson K.T.M., Sinton J.M. Petrology, tectonic setting, and the formation of back-arc basin basalts in the North Fiji Basin // *Geologisches Jahrbuch Reihe*. 1990. Vol. 92. P. 517–545.
55. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *J. Petrology*. 2001. Vol. 42. No. 4. P. 655–671. Doi.org/10.1093/petrology/42.4.655
56. Pearce J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. — In: *Orogenic Andesites and Related Rocks*. — Ed. by R.S. Thorpe (The Open University, Milton Keynes, UK. 1982), P. 528–548.
57. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrology*. 1984. Vol. 25. P. 956–983. Doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

58. *Pfander J.A., Jochum K.P., Kröner A., Kozakov I., Oidup C., Todt W.* Age and geochemical evolution of an early Cambrian ophiolite-island arc system in Tuva South Central Asia. — In: Generation and emplacement of ophiolites through time. — Ed. by E. Hanski, J. Vuollo, (Geol. Surv. Finland, Spec. Pap., 1998. Vol. 26), 42 p.
59. *Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kröner A., Todt W.* Coupled evolution of back-arc and island arc — like mafic crust in the Late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: Evidence from trace element and Sr—Nd—Pb isotope data // *Contrib. Mineral Petrol.* 2002. Vol. 143. P. 154—174. Doi.org/10.1007/s00410-001-0340-7
60. *Pfander J.A., Kröner A.* Tectono-magmatic evolution, age and emplacement of the Agardagh Tes-Chem ophiolite in Tuva, Central Asia: Crustal growth by island arc accretion // *Develop. Precamb. Geol.* 2004. Vol. 13. P. 207—221. Doi.org/10.1016/S0166-2635(04)13006-5
61. *Pfander J.A., Jochum K.P., Galer S.J.G., Hel-lebrand E.W.G., Jung S., Kröner A.* Geochemistry of ultramafic and mafic rocks from the northern Central Asian Orogenic Belt (Tuva, Central Asia) — constraints on lower and middle arc crust formation linked to Late Proterozoic intra-oceanic subduction // *Precambrian Research.* 2021. Vol. 356. Art. 106061. Doi.org/10.1016/j.precam-res.2020.106061
62. *Saccani E.* A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th—Nb and Ce—Dy—Yb systematics // *Geosci. Frontiers.* 2015. Vol. 6. No. 4. P. 481—501. Doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006
63. *Schandli E.S., Gorton M.P.* Applications of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments // *Econ. Geol.* 2002. Vol. 97. No. 3. P. 629—642. Doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629
64. *Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. — In: *Magmatism in the ocean basins.* — Ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. Vol. 42), P. 313—345. Doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.1

Structure and Petrological-Geochemical Characteristics of Rocks of the Kabak-Taiga Ophiolite Complex of the Altai-Sayan Folded Region (Mountain Altai)

V. D. Zindobryi^a, M. M. Buslov^{a, *}, A. V. Kotlyarov^a

^a*Sobolev Institute for Geology and Mineralogy of Siberian Branch of RAS,
bld. 3, prosp. Akad. Koptyug, 630090 Novosibirsk, Russia*

^{*}*e-mail: buslov@igm.nsc.ru*

The Kabak-Taiga ophiolite complex is represented by serpentinite melange, including blocks of gabbro-pyroxenite-ultramafic and gabbro-diabase, intruded by leucoplagiogranite dikes. The melange is located at the base of the accretionary complex composed of tectonic sheets of basalts and rhythmically layered terrigenous and siliceous rocks altered in the greenschist facies of metamorphism. It was revealed that the gabbro-diabases belong to low-titanium tholeiites, the leucoplagiogranites are calcic and belong to M-type granites, and the basalts belong to moderately alkaline high-titanium volcanics. The microelement composition of the gabbro-diabases and basalts, as well as features of the composition of chrome-spinelides from ultrabasic rocks, indicates their formation during spreading in the rear of the island arc. The set of new geological and petrological-geochemical data obtained on the rocks of the Kabak-Taiga ophiolite complex and basalts of the accretionary complex allows us to combine them into a single ophiolite association. Together with the ophiolites of Southern Tuva, they represents the Vendian-Cambrian back-arc basin of the Tannuol island arc, fragments of which have been preserved in the Early-Middle Paleozoic Charysh-Terekta-Ulagan-Sayan suture-shear zone. The new data obtained are an important aspect in substantiating the geodynamic nature of the global suture-shear zone dividing the Altai-Sayan folded region into two large tectonic segments represented by collisional and accretionary orogens on the southern framing of the Siberian paleocontinent.

Keywords: Siberian paleocontinent, Altai-Sayan fold belt, tectonics, geodynamics, ophiolites of the back-arc basin, Tannuol island arc, geochemistry, basalt, gabbro-diabase