# СОДЕРЖАНИЕ

-

\_

# Номер 1, 2021

3
23
41
66
94

\_

\_

\_

# Vol. 55, no. 1, 2021

\_

Thermomechanical Modeling of the Formation of Multi-Chamber Intrusions for Identifying the Relationship of Plutonic Metamorphism with Gabbro-Diorite Massifs of Western Sangilan, Tung, Bussia	
O. P. Polyansky, A. E. Izokh, A. N. Semenov, A. Yu. Selyatitskii, R. A. Shelepaev, V. V. Egorova	3
Seismotectonic Deformation of Active Segments of Conjugation Zone of Kolyma-Omolon Superterrane and South Anui Suture (South–East of Russia) <i>L. P. Imaeva, V. S. Imaev, A. I. Seredkina</i>	23
Blastomylonite Complexes of the Western Yenisei Ridge (Eastern Siberia, Russia): Geology, Metamorphism and Geodynamic Models <i>I. I. Likhanov, S. V. Zinoviev, P. S. Kozlov</i>	41
Giant Quasi-Ring Mantle Structure in the African-Arabian Junction: Results Derived from the Geological-Geophysical Data Integration L. V. Eppelbaum, Z. Ben-Avraham, Yu. I. Katz, S. Cloetingh, M. K. Kaban	66
Guidelines to Preparing and Submitting a Manuscript to "Геотектоника"/Geotectonics	94

УДК 551.25+552.4

# ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ МНОГОКАМЕРНЫХ ИНТРУЗИЙ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ СВЯЗИ ПЛУТОНОМЕТАМОРФИЗМА С ГАББРО-ДИОРИТОВЫМИ МАССИВАМИ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА, ТУВА, РОССИЯ

© 2021 г. О. П. Полянский<sup>1, \*</sup>, А. Э. Изох<sup>1, 2</sup>, А. Н. Семенов<sup>1</sup>, А. Ю. Селятицкий<sup>1</sup>, Р. А. Шелепаев<sup>1</sup>, В. В. Егорова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, просп. Академика Коптюга, д. 3, 630090 Новосибирск, Россия <sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, ул. Пирогова, д. 2, 630090 Новосибирск, Россия \*e-mail: pol@igm.nsc.ru Поступила в редакцию 12.05.2020 г. После доработки 14.10.2020 г. Принята к публикации 24.11.2020 г.

Впервые разработана термомеханическая модель системы разноглубинных магматических камер над мантийным тепловым источником для объяснения механизмов формирования интрузивных комплексов и метаморфических ареалов Западного Сангилена. Предлагаются модель "теплового пятна" на коллизионном этапе и модель локального магматического очага на этапе растяжения со сдвигом. Магматический процесс исследован с применением численной термомеханической модели системы "магматический очаг—транспорт магмы—становление промежуточных камер—формирование метаморфических зональных комплексов вокруг интрузий на разных глубинных уровнях". Моделирование объясняет мозаичный характер распространения зон гранулитового метаморфизма в Сангиленском блоке. Получены модельные оценки длительности интрузивных процессов. Смена тектонических режимов в истории Западного Сангилена влияет на глубину размещения габбромонцодиоритовых массивов и окружающих их метаморфических ареалов.

*Ключевые слова:* плутонометаморфизм, Сангилен, интрузия, термомеханическая модель, плавление, магматический очаг, численное моделирование, термический ареал

DOI: 10.31857/S0016853X21010094

# введение

Процессы плавления в области магмагенерации, сегрегация расплавов и их экстракция от тугоплавкого остатка, а также механизм транспорта магмы на средне- и верхнекоровые уровни активно обсуждаются с геологической, петрологической и термомеханической точек зрения. В понимании механизмов подъема силикатных расплавов и размещении интрузивных тел в континентальной коре достигнут значительный прогресс. Предполагается существование разных по механизму транспорта магма-проводящих систем:

 миграция расплавов по тектоническиослабленным, проницаемым, трещиноватым каналам [42],

- диапиризм и адвекция [55],

 термомеханическая эрозия вещества кровли и контаминация магмы [46]. В перечисленных механизмах проблема пространственного размещения решается по-разному. При трещинных интрузиях проницаемые магматические каналы возникают в результате тектонических деформаций, либо сам расплав за счет упругой сжимаемости вмещающей среды создает пути миграции [2]. При диапиризме считается, что происходит конвективное перемещение разуплотненного магматического ядра сквозь пластичную массу более плотных вмещающих пород [33]. В третьем случае предполагается, что перемещение происходит путем эрозии материала кровли камеры и контаминации вещества.

Магматические процессы в коре включают деформирование хрупко-кристаллического каркаса и интрудирование расплава. Такое сложное реологическое поведение геологической среды не поддается описанию в терминах модели ньютоновской вязкой жидкости и требует применения более реалистичных моделей [33]. Разработано и

применяется ограниченное число моделей, в которых контрастные свойства твердой и расплавленной среды учитываются для построения адекватных моделей механизма транспорта магм. Как правило, рассматриваются модели фракционного или порционного плавления, в которых авторы задают реологический порог отделения расплава от твердого каркаса (5-7%, [53]), либо коэффициент удержания расплава (1-2%, [55]), что в некоторых случаях ведет к чрезвычайно высоким или низким значениям доли расплава. Так, в моделях гранитоидного диапиризма [55] предполагается существование области 100%-го расплава в головной части гранитоидного диапира в континентальной коре на глубине 20–25 км. Для этого допускается наличие полностью расплавленного слоя в основании коры при начальной необычайно высокой температуре 1000°С и повышенном тепловом потоке 85-95 мВт/м<sup>3</sup>. Предполагается также, что при фракционном плавлении [58]:

 – расплав извлекается сразу, как только он создается;

 – бесконечная малая часть только что появившегося расплава находится в равновесии с твердым остатком;

 происходит изменение валового состава системы;  – расплав экстрагируется при низких процентах плавления (обычно принимаются первые %).

При порционном плавлении:

• доля водосодержащего гранитного расплава достигает 20-70%, из которого 80-95 об. % экстрагирует и 5-20% остается на месте в рестите [32, 54];

• расплав химически полностью уравновешивается с твердым остатком;

• сохраняется постоянный валовый состав системы;

• расплав становится мобильным при достижении определенного порога проницаемости, до этого происходит его сегрегация.

В настоящей работе на примере интузивных и метаморфических комплексов Западного Сангилена выполнено численное моделирование образования системы разноглубинных камер, возникающих над магматическим очагом, расположенным на корово-мантийной границе. Пополняемый магматический резервуар рассматривается как источник тепла, обеспечивающий формирование метаморфических зональных комплексов вокруг интрузий на разных глубинных уровнях. Магматический процесс моделируется с использованием уравнений конвективной гидродинамики, описывающих эволюцию системы:

магматический очаг  $\rightarrow$  транспорт магмы  $\rightarrow$  становление промежуточных камер.

Целью настоящей статьи является построение термомеханической модели плавления и транспорта магмы в коре Сангиленского блока и оценка роли многокамерных интрузий в процессе формирования контактовых и региональных метаморфических ареалов.

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Петрологические и геохронологические данные по метаморфическим и магматическим ассоциациям Сангиленского блока, входящего в структуру Центрально-Азиатского складчатого пояса, позволили выделить самостоятельный кембрийско-ордовикский аккреционно-коллизионный этап (510-440 млн лет) [5]. Тектоно-метаморфическая и геодинамическая история развития Сангиленского блока представляет собой смену тектонических режимов, маркируемых термальными событиями и проявлениями разновозрастных и разнотипных ультрабазит-базитовых и гранитоидных ассоциаций [5, 15, 25]. Особенностью этого этапа является проявление высокотемпературных зональных метаморфических комплексов, включая малоглубинные гранулиты [10, 24]. В это же время на Западном Сангилене проявились разнообразные ультрабазит-базито-

вые ассоциации, синхронные с метаморфическими образованиями HT/LP типа (высоких температур/низких давлений) с мощной пироксеновой зоной [8]. Возможными тектоническими моделями, объясняющими причины метаморфизма Сангиленского блока, являются коллизионная и модель мантийного источника тепла (термального пятна). В коллизионной модели суммарное увеличение теплового потока предполагается вследствие концентрации радиогенных источников тепла при утолщении коры и фрикционного разогрева, а главным механизмом теплопереноса является адвективное перемещение гранитоидного вещества. В модели термального пятна, предлагаемого для Западного Сангилена, предполагается дополнительный источник тепла из мантии в виде повышенного теплового потока [15] или магматических интрузий [10]. С учетом масштабов метаморфизма на Сангилене – размера гиперстеновой зоны до 100-700 м, общей ширины зональных комплексов до 5-10 км и наличия малоглубинных гранулитов, - мы предполагаем наличие основного/ультраосновного магматического источника, т.к. гранитоидная или диоритовая магма не может обеспечить появление мощной Hyp-Kfs зоны (сокращения минералов, по [51]).

### Минералогическая характеристика и *P*-*T* параметры метаморфических ареалов Западного Сангилена

На площади выходов кристаллического фундамента Западного Сангилена наблюдаются признаки нескольких метаморфических событий метаморфизм М1 типа Барроу и два этапа высокоградиентного метаморфизма М2 [10]. Метаморфизм этапа M2 HT/LP-типа и умеренных давлений коррелирует со временем внедрения многофазных габбро-монцодиоритовых интрузивов, дифференциация которых проходила в глубинных промежуточных камерах. Проведенные исследования позволяют в пределах кристаллического фундамента Сангилена оконтурить палеотермальный купол, ограничивающий по периферии область этапа метаморфизма М2 (рис. 1). Выделяемый по данным [10] метаморфический ареал размером  $75 \times 80$  км включает And-, Sil- и Нур-Кfs зону, т.е. наиболее высокометаморфизованные части палеотермальной аномалии. Кианитовая, ставролитовая и мусковитовая зоны отвечают внешним частям ареала и содержат реликты парагенезисов М1.

Мы приводим характеристики высокотемпературных метаморфических зональных комплексов, связанных с габбро-монцодиоритовыми массивами.

Правотарлашкинский троктолит-анортозитгаббровый массив. Контактово-метаморфический ареал, окружающий Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый массив, представляет собой зону высокотемпературного воздействия со стороны габброидов шириной не более сотни метров (рис. 2). Изучение контактов массива показало, что в его северной части наблюдается интрузивный контакт габброноритов краевой фации со сложнодислоцированными вулканогенно-осадочными образованиями Агардагской сдвиговой зоны, в южной части наблюдается интрузивный контакт с дистеновыми сланцами и гнейсами мугур-тесхемского метаморфического комплекса. На контакте с метабазитами образуются двупироксеновые роговики. Присутствие гранат-волластонитовых скарнов, пироксен-кордиеритовых и двупироксеновых роговиков без граната в контакте габброидов свидетельствует о давлении при метаморфизме не более 2-3 кбар, что согласуется с оценками условий кристаллизации базитового расплава в камере на уровне становления. Р-Т-оценки параметров контактового метаморфизма выполнены на основании парагенетического анализа [10]. Наблюдаемые ассоциации метапелитов и метабазитов нередко характеризуются практически полным отсутствием водосодержащих минералов (биотита и роговой обманки), что свидетельствует о температуре контакта более 800°С. Используя известные соотношения температур в контакте интрузив-вмещающая порода [51], можно предполагать, что температура магмы была 1200–1300°С.

Баянкольский массив. Другим примером является контактово-метаморфическая зональность мощностью 430-550 м на СЗ контакте Баянкольского массива (рис. 3), который находится на северо-восточном фланге термального ареала. На основании минерального состава пород и текстурно-структурных признаков выделены две метаморфических зоны: внешняя Ms-Sil зона (по устойчивости мусковита и появлению силлиманита вместо кианита) и внутренняя (приконтактовая) Crd-Kfs зона (по развитию кордиерита и появлению калишпата). Граница зон проходит по изограде появления кордиерита. Полученные с использованием программы Thermocalc [50] для приконтактовых крупнозернистых метапелитов Crd-Kfs зоны условия пика метаморфизма составляют (см. рис. 3) [22]:

P = 7.1 - 7.2 кбар,  $T = 875 - 885^{\circ}$ С с максимальными P - T параметрами на контакте 7.6 кбар, 908°С; в середине Crd-Kfs зоны P = 6.9 кбар,  $T = 844^{\circ}$ С.

Условия регрессивного этапа, восстановленные для приконтактовых метапелитов,  $-P = 6.4 - 6.8 \text{ кбар}, T = 841 - 868^{\circ}\text{C}.$ 

Условия метаморфизма:

- в средней части Ms-Sil зоны 7.0 кбар, 652°С;
- на периферии зональности 6.9 кбар, 638°С.

Для приконтактовых метапелитов характерно то, что наряду с новообразованными ассоциациями контактового метаморфизма M2 (Crd + Sil + Kfs) встречаются реликты ставролита и кианита предшествующего этапа метаморфизма M1, по [22].

Для метаморфических пород в провесах кровли Баянкольского массива характерно плавление и широкое развитие диатектитов (50% и более расплава). Диатектиты развиваются по регионально метаморфическим породам барровианского типа (M1), которые содержали критическую ассоциацию Gr + St + Ky. По расчетам с использованием программы Thermocalc [50] пиковые условия образования диатектитов в контакте с габброидами в центральной части массива составляют 7.6–7.8 кбар, 941–952°С, регрессивного этапа – 6.4–7.3 кбар, 850–897°С [22].

Мугурский зональный метаморфический комплекс. Наиболее представительным примером метаморфической зональности на Западном Сангилене является мугурский зональный метаморфичекомплекс, который пространственно ский приурочен к Башкымугурскому вебстерит-габбромонцодиоритовому массиву. Здесь отчетливо проявлен постепенный переход от метаморфической толщи типа Барроу этапа М1 к малоглубинным гранулитам этапа M2 с мощной зоной (до 5 км) Sil-Kfs и Hyp-Kfs мигматитов [9] (см. рис. 2). Близкий по параметрам образования фрагмент метаморфической толщи находится с западной стороны

95°56′ в.л.



Рис. 1. Схема распространения и этапы высокоградиентного метаморфизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) (по данным [8, 10, 25], с изменениями и дополнениями). На врезке показан (прямоугольник): регион исследования.

1 – метавулканиты венда – раннего кембрия Агардагской шовной зоны; 2 – область распространения барровианского (Ку-сланцевого) метаморфизма М1; 3-5- высокоградиентные метаморфические породы М2: 3 – зонально-метаморфические образования палеотермального купола M2: a - Hyp-зона,  $\delta -$  Sil-зона, e - And-зона, 4 - двупироксеновые и Sil-Kfs роговики контактового ореола Правотарлашкинского массива, 5 – метаморфические образования контактового ореола Башкымугурского массива: a - Hyp-зона,  $\delta - Sil$ -зона;  $\delta - гипербазиты; 7 - граниты; 8 - диориты и монц$ одиориты; 9 – дифференцированные габброиды; 10 – разлом; 11 – интрузивы габброидов: 1 – Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый, 2 – Башкымугурский вебстерит-габбронорит-монцодиоритовый, 3 – Баянкольский габбро-монцодиоритовый, 4 – Эрзинский габбро-монцодиоритовый

Батышкымугурского габбро-монцодиоритового массива, в низовье р. Тарлашкин-Хем. Симметрия расположения фрагментов метаморфических зональных комплексов доказывает пространственную и генетическую связь с Башкымугурским габбро-монцодиоритовым массивом.

В пределах Мугурского зонального комплекса выделены изограды исчезновения: Ky, St, Ms, And (+Kfs), появления Kfs Sil, Нур (см. рис. 2). Во внутренней зоне, ограниченной изоградой Sil, наблюдается повсеместная мигматизация, доходящая до диатектитов, распространены двупиро-



**Рис. 2.** Геологическое строение, положение изоград и температуры контактово-метаморфической зональности Башкымугурского массива (по данным [10], с использованием материалов [7, 21], с изменениями и дополнениями). *1* – четвертичные и неогеновые отложения; *2* – метабазиты и вулканогенно-осадочные породы Агардагского комплекса; *3* – сланцы и гнейсы мугур-тесхемского комплекса с нанесенными изоградами метаморфизма (символ минерала показан со стороны его появления, возле изограды приведена оценка температур в °C по геотермометрам [27, 60]); *4* – горизонты амфиболитов и метавулканитов мугур-тесхемского комплекса; *5* – граниты; *6* – диориты; *7* – габбро; *8* – гипербазиты агардагского офиолитового комплекса; *9* – камптонитовые дайки двух типов агардагского комплекса; *10* – точки определения ассоциаций и *P*–*T* параметров в восточном крыле зональности, по данным [10]

ксеновые грубозернистые роговики и Sil-Kfs гнейсы. P-T параметры контактового метаморфизма: давление 2–4 кбар, с ростом температуры от 500– 550°С на периферии ореола, около 700°С на изограде And–/Sill+, при T = 830-890°С в Нур + Kfs зоне, до 850–900°С на интрузивном контакте [9, 10] (см. рис. 2). Ширина зонального комплекса в восточном обрамлении составляет около 5 км. Оценки P-T параметров контактового метаморфизма отвечают давлению около 3 кбар и температуре до 900°С, что не согласуется с температурами кристаллизации монцодиоритов, однако хорошо соответствует температурам кристаллизации предшествующих им габброидов. Оценки P-T-параметров становления габброидов дают давление 3 кбар, температуру ликвидуса не ниже 1300°С, температура солидуса 1050°С сопоставима с температурой монцодиоритов.

## Характеристика базитовых комплексов Сангилена как возможных тепловых источников метаморфизма

В пределах Сангиленского блока проявлены разновозрастные и разнотипные ультрабазит-базитовые и базитовые ассоциации (см. рис. 1).



Рис. 3. Схема глубинной (7–8 кбар) контактово-метаморфической зональности в северо-западном обрамлении Баян-кольского массива, по [22].

1–2 – породы Баянкольского массива: 1 – монцодиориты, 2 – габброиды; 3 – гранитоиды; 4–5 – контактово-мета-морфический ореол в метапелитах моренского комплекса (волнистыми линиями показано направление сланцеватости):
 4 – Ms-Sil зона, 5 – Crd-Kfs зона; 6 – диатектиты провесов кровли; 7 – карбонаты чехла, 8 – аллювиальные отложения;
 9 – температуры контактово-метаморфической зональности, по [22]; 10 – отметки высот; 11 – элементы залегания;
 12 – граница тектонического покрова

К высокоглиноземистой низкощелочной ассоциации расслоенных массивов относится Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый комплекс. К умеренно-щелочному габбро-монцодиоритовому формационному типу относятся Баянкольский, Эрзинский и Башкымугурский многофазные интрузивы. Вероятно, монцодиоритовые тела многофазных комплексов (Башкымугурский, Баянкольский, Эрзинский) представляют собой дифференциаты родоначальной магмы.

Вещественные характеристики этих массивов и оценки температуры в магматическом очаге и при внедрении на уровне становления массивов используются в качестве начальных данных и теплофизических свойств магм (плотность, вязкость, теплопроводность) при построении термомеханической модели.

Правотарлашкинский троктолит-анортозитгаббровый массив. Расслоенный Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый массив приурочен к северо-западной границе Сангиленского блока, которая отделяет его от Агардаг-тесхемского офиолитового пояса (см. рис. 2). В его строении принимают участие породы закалочной краевой фаций (габбронориты с пойкилитовым амфиболом) и расслоенной серии (троктолиты, оливиновые габбро, оливиновые габбронориты, рудные габбро и анортозиты. Моделирование с использованием программы "КОМАГМАТ" [28] показало, что породы массива образовались в ходе кристаллизационной дифференциации из высокоглиноземистой базальтовой магмы при давлении 2-3 кбар, в температурном интервале 1300-1100°С и летучести кислорода, контролируемой QFM буфером.

Баянкольский габбро-монцодиоритовый массив. Данный массив представляет собой несколько отдельных пластовых недифференцированных тел габброидов, различающихся по меланократовости (см. рис. 3). В северо-восточной части Сангиленского блока среди метапелитов мугурской толщи наблюдаются выходы меланократовых габброидов с пойкилитовой структурой (пикритов). Содержание MgO в базитах достигает 24%, при этом наблюдаются кумулусные выделения оливина и ортопироксена. Клинопироксен, амфибол и подчиненные им плагиоклаз и биотит слагают интеркумулусный парагенезис. Приконтактовое частичное плавление характерно для интрузивных контактов монцодиоритов и оливиновых габброноритов в провесах кровли Баянкольского массива. В непосредственном контакте наблюдаются явления смешения (минглинг) кислого и базитового расплавов с образованием гибридных пород.

Для определения параметров кристаллизации базитовых расплавов, используемых в термомеханических моделях. было проведено петрологическое моделирование с помощью программы КОМАГМАТ 3.3 [28]. Рассчитаны параметры кристаллизации для биотит-роговообманкового оливинового меланогаббронорита, с пойкилитовой структурой. Максимальная температура кристаллизации оливина составляет 1530°С, минимальная температура кристаллизации породы при 80% кристалличности составляет 1160°С. Даже если предположить, что оливин является интрателлурической фазой, температура магмы в источнике не могла быть ниже 1350°С. Для мезократового оливинового габбронорита расчеты при таких же условиях кристаллизации дали следующие результаты: максимальная температура 1330°С, минимальная 1140°С. Таким образом, исходя из этих оценок, температура базитовой магмы в глубинной магматической камере на границе кора-мантия принималась в моделях 1300°С.

Оценка давления сделана по магматическому зелено-бурому амфиболу из Bt—Hbl—Ol меланогаббронорита с использованием трех калибровок мономинерального амфиболового барометра, основанного на содержании Al в амфиболе [38, 40, 56]. Полученные по разным калибровкам оценки давления очень близки, средние значения для четырех составов магматических амфиболов составляют 7.7—7.8 кбар [22].

Башкымугурский вебстерит-габбромонцодиоритовый массив. Данный массив представляет собой крупное многофазное тело, вытянутое в меридиональном направлении (5 × 17 км) (см. рис. 2). Первая фаза представлена габброидами, которые образуют тело (3 × 4 км) в северной части Башкымугурского массива. В нем фиксируются расслоенность и дифференцированность, которая выражается в появлении горизонтов и отдельных прослоев, сложенных в нижних частях массива пироксенитами и меланократовыми габброноритами, а в верхней части интрузива преобладают лейкократовые габбро и анортозиты. Породообразующими минералами габброидов являются оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз и пижонит. Второстепенные минералы – биотит (флогопит) и ортоклаз, которые имеют интеркумулусный характер. Присутствие во всех породах этого массива интеркумулусного ортоклаза характеризует их как монцогаббро. Вторая фаза представлена крупнолейстовыми порфировидными мониодиоритами, образующими штокообразное тело в западной части Башкымугурского массива. Монцодиориты сложены моноклинным и ромбическим пироксенами, крупными (до 4 см) удлиненно-таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, ксеноморфными зернами ортоклаза, мелкими (до 3 мм) чешуйками биотита. Породы третьей фазы слагают основную часть пород Башкымугурского массива и представлены равномернозернистыми биотит-амфиболовыми кварцевыми монцодиоритами. Модель фракционирования геохимически однотипного родоначального расплава [25] показала, что монцодиориты являются продуктами фракционной кристаллизации габброидной магмы.

Моделирование физико-химических условий кристаллизации расслоенного интрузива с помощью программы КОМАГМАТ 3.3 [28] при давлении 3 кбар, фугитивности кислорода, отвечающей буферу QFM, и содержании воды в расплаве не менее 0.3 мас. % показало, что температуры кристаллизации составляют 1300–1050°С. Таким образом, Башкымугурский массив представляет собой многофазный плутон, сформировавшийся в результате последовательного внедрения на уровень становления дифференциатов высокоглиноземистого, пикробазитового расплава из глубинной промежуточной камеры.

# Геохронологические данные о возрасте магматизма и метаморфизма Сангилена

В границах Сангиленского плато установлены рубежи ультрабазит-базитового магматизма и связанного с ним метаморфизма [8, 13, 14, 20, 25]. В кембрий-ордовикском временном диапазоне формируются:

Правотарлашкинский перидотит-габбровый массив 524—515 млн лет [25, 6];

 Баянкольский и Эрзинский габбро-монцодиоритовые массивы, 496–489 млн лет [8, 14]);

 Башкымугурский габбро-монцодиоритовый массив, 464–465 млн лет [13, 19, 25];

 – завершается базитовый магматизм формированием в позднем ордовике щелочно-базальтоидных даек Агардагского комплекса, 447–441 млн лет [7].

Геохронологическое исследование пойкилитового амфибола из меланократовых габбро Баянкольского массива показало, что время внедрения базитов близко к кембро-ордовикскому этапу высокоградиентного метаморфизма M2 (490 млн лет). Этим данным не противоречат датировки, выполненные U—Pb методом по монцодиоритам и гранодиоритам Баянкольского массива — 496  $\pm$  3 млн лет, а также возраст эндербитов Западного Сангилена (490 млн лет) [14]. Такая синхронность позволяет считать, что базитовые магмы, продуктом кристаллизации которых являются фазы Баянкольского массива, могли быть тепловым источником высокоградиентного метаморфизма.

Изотопным датированием U-Pb методом по цирконам и Rb–Sr по минералам для кварцевых монцодиоритов Башкымугурского массива получен возраст 464.6 ± 5.7 млн лет [13]. Для габброидов и монцодиоритов массива были получены близкие Nd–Nd изотопные характеристики:  $\varepsilon_{Nd}$ для габброноритов составляет  $\pm 4.2$ , а для кварцевых монцодиоритов ±4.17 с возрастом изохроны  $469 \pm 23$  млн лет [25]. Близкие изотопные данные указывают на формирование габброидов и монцодиоритов в процессе фракционирования геохимически однотипного родоначального расплава без заметной контаминации материалом коры. Оценка времени кристаллизации монцодиоритов, выполненная Ar-Ar-методом по биотиту  $(465 \pm 1.2 \text{ млн лет})$ , и образование пород зонально метаморфического комплекса показали, что они синхронны и генетически связаны [25]. Это позволяет относить контактово-метаморфические породы к среднеордовикскому этапу HT/LP метаморфизма.

Возраст регионального метаморфизма М1 (Gr-St-Ку сланцы) составляет 536-521 млн лет [13], что определено U-Pb методом по секущим гранитоидам. Два этапа высокоградиентного метаморфизма М2 фиксируются на момент внедрения габброидов и монцодиоритов Баянкольского и Эрзинского массивов 490 млн лет. Время второго термического события этапа М2 соответствует времени формирования Башкымугурской габбро-монцодиоритовой ассоциации с возрастом 465 млн лет. Площадной характер распространения имеют метаморфические породы этапа 490 млн лет, тогда как для этапа 465 млн лет они связаны только с Башкымугурским массивом. Таким образом, пространственная приуроченность метаморфических комплексов к местоположению базитовых массивов позволяет говорить о генетической обусловленности формирования метаморфической зональности в региональном и локальном масштабах. Участки, где установлен гранулитовый метаморфизм, приурочены к выходам габброидов, рассматриваемых как апофизы глубинных камер [8, 22].

# ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КАМЕР

#### Постановка задачи

При построении модели учитывалось, что габбро-монцодиоритовые массивы образовались с временным перерывом около 25 млн лет (490-465 млн лет), за который произошла смена типа мантийного источника [25] и изменение термотектонической обстановки с коллизионной на трансформно-сдвиговое растяжение [5]. Поэтому при молелировании нами прелложены лве молели, в которых принята разная глубина и геометрия магматического источника, состав, теплофизические свойства и толщина коры, определяющие разные режимы транспорта магмы. Первая модель теплового пятна соответствует утолщенной фертильной коре на этапе сжатия, вторая модель соответствует этапу растяжения деплетированной коры и локализации магматического очага.

Модель формирования системы магматических камер охватывает участок коры шириной 80 км и глубиной 45 или 40 км. Кора предполагается трехслойной, состоящей из нижнего (гранулитового), среднего (гранитного/диоритового) и верхнего (метапелитового) слоев (рис. 4, а). Трехслойное строение коры Сангиленского массива принято согласно плотностной модели земной коры восточной части Алтае-Саянской складчатой области, построенной на основе сейсмологических и данных о гравитационных аномалиях [4]. По этой модели средняя плотность пород верхнего слоя Сангиленской части разреза составляет 2670 кг/м<sup>3</sup>. Мощность верхнего слоя коры, состоящего из осадков и метапелитов, 15 км. Промежуточный слой представлен гранитоидами с плотностью 2780 кг/м<sup>3</sup>. Нижняя кора соответствует по составу гранулитовым образованиям со средней плотностью 2900 кг/м<sup>3</sup>.

Предполагается, что в нижней коре в результате андерплейтинга возникает пластовая камера базитовой магмы мощностью 5 км и шириной 20 км в модели теплового пятна или 7.5 км в модели локального резервуара (см. рис. 4, а). Мощность камеры выбрана аналогичной 4-х километровому силлу, подстилающему частично-расплавленный слой коры в комплексе Эль Оро (Эквадор) [52]. Нижняя граница модельной области (45 км) соответствует глубине кровли магматического очага, в соответствии с положением современной границы Мохо, определенной по гравитационным и сейсмическим данным [37]. Эта глубина совпадает с оценками положения глубинной камеры, полученной по ксенолитам в камптонитовых дайках, секущих Правотарлашкинский массив [35].



**Рис. 4.** Постановка задачи формирования многокамерной системы над активным магматическим источником в двух вариантах — модель теплового пятна (ТП) и локального магматического очага (ЛО).

(a) — геометрия расчетной области, представляющей трехслойную кору и граничные условия; температуры плавления и плотность расплава/твердого вещества (см. табл. 1); орнаментом в основания коры показан магматический резервуар размером 20 × 5 (модель ТП) или 7.5 × 5 км (модель ЛО) с постоянной температурой 1300°С.

(б) – температурные зависимости эффективной вязкости, принятые в моделях, 1 – вещества коры, описываемого реологическими свойствами влажного кварцита (по данным [43]); 2 – базитовой магмы, описываемой реологическими свойствами оливин-базальтового агрегата в присутствии воды (по данным [41]); в интервале плавления 650–950°С и 900–1200°С соответственно, доля расплава задается линейной от 0 до 1; значения эффективной вязкости рассчитаны по зависимости (1) при скорости деформации 10<sup>-8</sup> (c<sup>-1</sup>).

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

Вещество коры, вариант модели		Температур	а плавления	Плот	ность	Baaroom
		$T_{\rm sol}, {}^{\circ}{\rm C}$	$T_{\rm mel}$ , °C	$\rho_{sol}$	$\rho_{mel}$	DASKOCIB
Кора верхняя	МТП МЛО	650 750	700 800	2700 2700	2600 2600	
Кора средняя МТП МЛО		650 750	700 900	2800 2800	2700 2600	n = 2.6, A = 4e-21, H = 134e3 (no [43])
Кора нижняя	МТП МЛО	800 850	850 1050	2900 2900	2800 2700	
Базитовая магма Диоритовая магма		925 800	1200 1000	2900 2700	2400 2300	n = 3, A = 1.75e-14, H = 430e3 (по [41])

Таблица 1. Физические свойства пород и магмы, принятые в моделях.

Граничные условия соответствуют теплоизолированным, непроницаемым боковым границам, неподвижной верхней поверхности с постоянной температурой 0°С. В средней части нижней коры расположен прямоугольный магматический резервуар, заполненный в начальный момент фракционированной магмой диоритового и базитового состава. Смесь магм рассматривается как однородная двухкомпонентная жидкость в объемном отношении 40% диоритового/60% базитового компонента. В базовой модели использовались следующие параметры (табл. 1):

 – для базитовой магмы температура солидуса/ликвидуса принята 925/1200°С и плотность в интервале плавления меняется линейно от 2900 до 2400 кг/м<sup>3</sup>;

 для диоритовой магмы температура 800/ 1000°С и плотность 2700/2300 кг/м<sup>3</sup>.

Теплоемкость, теплопроводность и скрытая теплота плавления для всех слоев коры задавались, ввиду их незначительных вариаций, одинаковыми 1250 Дж/кг К, 2.5 Вт/м К и 380 КДж/кг соответственно. Начальная температура 1300°С в магматическом очаге принята в соответствии с параметрами родоначальной магмы габброноритов Баянкольского массива (см. выше). Кровля и дно резервуара являются проницаемыми для перемещения вещества, на боковых границах камеры выполняется условие жесткой стенки. На участках основания вне камеры ставятся условия непроницаемой неподвижной стенки и постоянной температуры 600°С. Температура в коре в начальный момент времени задается линейной от 0 до 600°С.

Петрологическая модель коры рассматривалась в упрощенном виде. Следуя [30], содержание легкоплавких и летучих компонентов снижается с глубиной в метапелитовом, гранитном/диоритовом и гранулитовом слоях. Рассматривалось два варианта параметров плавления коры (см. рис. 4, а, см. табл. 1):

 – легкоплавкий состав вещества коры (водосодержащий и обогащенный кремнеземом);  тугоплавкий состав вещества коры (безводный и менее салический).

В качестве параметров плавления водонасыщенных и сухих метапелитов использовались данные [34], на основании которых задавались интервалы температур плавления для метапелитового, гранитного/диоритового слоев коры. Для гранулитового слоя нижней коры параметры плавления заданы в соответствии с данными [48]. Плотность частично расплавленного вещества в температурном диапазоне плавления задается линейно-зависимой от доли расплава, максимальная степень плавления принимается равной 75%. Учитывается ступенчатое на границах слоев коры увеличение плотности расплава/породы с глубиной.

Закон вязкого течения (крипа), вещества коры и магмы задается согласно экспериментальной зависимости [47]:

$$\eta = \exp\left(\frac{-c\Phi}{n}\right) A^{\frac{-1}{n}} [\dot{\epsilon}_{ll}]^{\frac{1-n}{n}} \exp\left(\frac{H}{nRT}\right), \qquad (1)$$

где T – температура,  $\dot{\epsilon}_{ll}$  – скорость деформации,  $\Phi$  – доля расплава, c = 30-45 – параметр степени плавления, реологические параметры n; A, H (см. табл. 1) соответствуют свойствам водосодержащего кварцита (модельная кора) и оливинового агрегата (магма) соответственно [41, 43]. Для обеспечения численной устойчивости задавался верхний предел вязкости  $10^{20}$  (Па · с), который определяет максимально допустимую величину напряжений в поверхностном холодном слое коры. В подобном подходе авторы [55] производили "усечение" интервала допустимых величин вязкости гранитной коры в диапазоне  $lg\eta(\Pi a \cdot c) =$ = 18-24. Для условий частичного плавления вязкость вычислялась с учетом степени кристалличности [47]. Показана зависимость эффективной вязкости вещества коры и магмы от температуры и степени плавления (см. рис. 4, б).

Примечание. МТП – модель теплового пятна; МЛО – модель локального очага. Параметры вязкости *n*, *A*, *H* соответствуют коэффициентам в реологической зависимости (1). Параметры базитовой и диоритовой магмы вычислены с использованием пакета MELTS [29].

#### Метод решения

Решается система уравнений Навье-Стокса для однофазной среды в приближении сжимаемой жидкости: уравнение неразрывности, уравнение движения и уравнение сохранения энергии. Подробное описание системы уравнений, используемых в модели, приведено в [23] и здесь не повторяется. Для решения задачи применяется вычислительный пакет ANSYS Fluent [26], в котором реализованы численные алгоритмы для решения задач течения нелинейно-вязкой, температурно-зависимой жидкости. Для расчета используется структурированная расчетная сетка 8000 на 4500 ячеек с размером ячейки 10 м. В каждом узле сетки определяются компоненты скорости, температура, давление, соотношение жидкой/твердой фазы (степень частичного плавления), соотношение базитового и диоритового компонентов в магме. Теплофизические и реологические свойства вещества в объеме ячейки определяются аддитивно с учетом долей разных компонентов.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

Моделирование выполнено в двух постановках, характеризующих два этапа магматизма: с протяженным по латерали и локализованным магматическим очагом.

Приведены результаты моделирования с протяженным магматическим очагом (модель теплового пятна) в виде картин изменения температуры, плотности и доли расплава при длительности действия теплового источника 0.5 млн лет (рис. 5). Начальным моментом моделируемого процесса является возникновение магматического резервуара в основании коры. Из модели следует, что из резервуара происходит подъем отдельных порций магмы с образованием диапировых тел в нижней коре (см. рис. 5, время составляет 15 тысяч лет). Ввиду быстрого остывания при отделении от магматического очага основной и средний расплавы затвердевают, и подъем происходит в виде частично-расплавленной массы. Магма поднимается по каналам шириной от 150 м до 1.5 км до границы нижней и средней коры (на глубине около 30 км) и концентрируется там ввиду наличия плотностного барьера. Скапливаясь на границе, магма формирует тело линзовидной формы протяженностью 30-40 км с неоднородным по латерали распределением расплава. Вокруг образуется прогретая область с температурой выше 800°С, соответствующая параметрам гранулитового метаморфизма. В процессе подъема до плотностной границы нижней-средней коры объем магмы на этом плотностном барьере увеличивается. При достижении доли основного расплава 5-10% в промежуточной камере магма становятся легче материала среднего слоя коры и проникает в

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

последний. Отдельные порции магмы проникают через плотностную границу (см. рис. 5, время составляет 36 тысяч лет), на картинах распределения плотности и температуры показано, как первая порция магмы внедряется в среднюю кору.

Движение магмы через среднюю кору происходит по каналам шириной 300-900 м. На границе средней и верхней коры затем формируются малоглубинные очаги диоритовой магмы. В этих камерах, как следует из моделей, происходит фракционирование и наблюдается вертикальная стратификация с увеличением доли расплава от полошвы к кровле камер (см. рис. 5, время составляет 545 тысяч лет). Форма интрузий, наблюдаемых в численных экспериментах, представляет всплывающие капли, перемещающиеся по вертикальным каналам в нижней коре, вертикальные каналы и дайки в средней коре. Интрузии возникают над магматическим резервуаром и образуют регулярную структуру каналов на расстоянии 2.5-4.5 км друг от друга (см. рис. 5, время составляет 545 тысяч лет). Вблизи плотностной границы средней и верхней коры на глубине 15 км камеры приобретают форму силлов или лополитов мошностью 1.3-2.5 км и шириной 5-6.5 км (см. рис. 5, время составляет 545 тысяч лет).

# Модель локального очага в утоненной и деплетированной коре

Приведены результаты моделирования с локальным очагом в виде картин изменения температуры, плотности и состава интрузии (рис. 6, рис. 7). В модели с локальным источником возникает только один канал, расположенный в центре магматической камеры. Структура восходящего потока магмы характеризуется наличием узкого питающего канала и головной части интрузива (см. рис. 6, время составляет 2 тысячи лет и позже). На начальных этапах всплывания магма формирует каплевидный диапир, затем интрузия приобретает грибовидную форму с опускными потоками по периферии. Купольная верхняя поверхность интрузии со временем подъема превращается в плоскую с мелкими провесами и поднятиями (см. рис. 6, время составляет 25.5 тысячи лет). В этой модели режим подъема магмы не контролируется наличием плотностных границ в коре, при этом промежуточных камер не формируется. В отличие от предыдущей модели питающий магматический канал не прерывается на пути от нижне-корового резервуара до образовавшейся малоглубинной камеры. Положение последней определяется не плотностной границей, а реологическим барьером, выше которого магма не поднимается (8 км в настоящей модели) ввиду температурной зависимости вязкости среды. Вязкость на этой глубине становится критической для подъема расплава ввиду низкой температуры вблизи поверхности коры. Так как свойства магм





**Рис. 5.** Результаты с использованием термомеханической модели с широким магматическим резервуаром (модель "теплового пятна" этапа 520–490 млн лет). (а)–(г) – эволюция температуры (цветовая шкала температуры 0–805°С, выше 805°С показана белым); (д), (е) – распределение плотности в моменты времени 15 и 36 тыс. лет (шкала расположена под фрагментом (е)); (ж), (з) – развитие магматических камер в виде распределения доли расплава (шкала 0–15% расположена под фрагментом (3)) в моменты времени 460 и 545 тыс. лет от внедрения магмы под основание коры. Время отсчитывается от внедрения магмы под основание коры.



Рис. 6. Результаты с использованием термомеханической модели с локальным магматическим резервуаром, описывающей формирование малоглубинных гранулитов на этапе метаморфизма M2 (465 млн лет). Приведены картины эволюции температуры (а)–(д) и плотности (е)–(к) при формировании малоглубинного интру-

зивного тела.

Время отсчитывается от внедрения магмы под основание коры. Шкала плотности приведена в ограниченном интервале от 2650 до 2800 кг/м<sup>3</sup> для детализации структуры интрузии.

ГЕОТЕКТОНИКА **№** 1 2021 в источнике в моделях не менялись, определяющим фактором является размер магматического резервуара. В случае локального магматического источника поток фокусируется в едином канале шириной около 1 км на начальных временах подъема (первые тысячи лет) и сохраняет устойчивую траекторию на более поздних этапах подъема (первые десятки тысяч лет). Магма проплавляет по пути подъема меньший в отличие от предыдущей модели объем вмещающих пород, и тем самым, энергия расходуется локально.

Эффективность передачи тепла вверх возрастает, при этом скорость восходящего потока и формирования камеры на порядок выше, чем в предыдущей модели, при меньшей длительности (25 тысяч лет).

Эволюция распределения базитового и диоритового компонентов магме показана на (рис. 7, а, б). Начальное объемное соотношение 60/40% базитового к диоритовому компоненту в нижнекоровом резервуаре соответствует составам гибридных пород Бургасского кварц-сиенитового массива [3] и интрузивного комплекса Салмас (Иран) [36]. При обратном соотношении базитового к диоритовому компоненту (40/60%) характер всплывания и скорость подъема меняются незначительно. Соотношение остается неизменным при перемещении магмы по каналу и при становлении (размещении) интрузивного тела в верхней коре их дифференциации не происходит. В пределах магматической колонны и головной части интрузии в этой модели не фиксируется смешивания с расплавами корового материала.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные ранее исследования показали, что повсеместно на плошали выходов кристаллического фундамента Западного Сангилена наблюдаются признаки нескольких метаморфических событий: метаморфизм М1 типа Барроу с возрастом не позднее 515-510 млн лет, и два этапа высокоградиентного метаморфизма М2, связанного с внедрениями габбро-монцодиоритовых интрузивов (490 и 465 млн лет), дифференциация которых проходила в промежуточных камерах на разной глубине [35]. Данные термобарометрических расчетов, а также минеральные парагенезисы и составы минералов свидетельствуют о том, что формирование габбро-монцодиоритовых массивов Западного Сангилена происходило на разных глубинах. Параметры кристаллизации ультрабазит-базитовых интрузивов и условия метаморфизма для кембро-ордовикского коллизионного орогена по данным авторов позволяют говорить о трех уровнях промежуточных камер или размещения массивов:

• нижне-коровые и субкоровые резервуары (P = 11 - 13 кбар, 41 - 48 км), установленные по P - T оценкам параметров ксенолитов, выносимых Агардагскими щелочно-базальтоидными трещинными интрузиями [35];

• среднекоровые промежуточные камеры (P = 7-8 кбар, 26–30 км) – как правило, недифференцированные (Эрзинский и Баянкольский массивы на этапе 490 млн лет) [15, 22];

• малоглубинные (P = 2-4 кбар, 7-14 км) – как правило, разновозрастные расслоенные массивы (Правотарлашкинский на этапе 524 млн лет, Башкымугурский на этапе 465 млн лет) [8, 10, 25].

Оценки пиковых T и P гранулитового метаморфизма вблизи Баянкольского массива, полученные в работе [22], близки с P-T параметрами образования гнейсогранитов из восточного эндоконтакта Матутского массива (800°С, 7.5 кбар), Grt-Crd-Spl реститовых гранулитов и мигматитгранитов нижнеэрзинского метаморфического комплекса к западу от него (835°С, 7.2 кбар) [11], Grt-Opx гнейсов (метатрондьемитов) того же района (846°С, 6.9 кбар) [1] и глиноземистых сланцев вблизи Баянкольского массива (642°С, 6.0 кбар) [15].

Представленные термомеханические модели доказывают возможность механизмов формирования как многокамерных магматических образований, так и однокамерных малоглубинных интрузий. Нами рассматривается следующая схема геодинамических режимов базитового магматизма и метаморфизма Западного Сангилена кембрийско-ордовикского этапа с учетом геохронологических данных [6, 25] и результатов моделирования (рис. 8). Формирование базитовых комплексов и метаморфических ареалов происходит на разных тектонических этапах. Модель теплового пятна в утолщенной коре коллизионного этапа (525-490 млн лет) показывает, что при достаточно широком магматическом резервуаре под основанием коры энергии достаточно для прогрева области нижней-средней коры и для миграции базитового/среднего расплава через размягченное, частично расплавленное вещество коры (Баянкольский, Эрзинский массивы, нижнеэрзинские гранулиты).

Малоглубинные параметры становления Башкымугурской и Правотарлашкинской интрузий и

Время отсчитывается от внедрения магмы под основание коры.

Рис. 7. Результаты с использованием термомеханической модели с локальным магматическим резервуаром, показывающие механизм формирования интрузий двухфазного, габбро-диоритового состава.

Показана эволюция состава магмы в форме содержания базитового (а)-(д) и диоритового (е)-(к) компонентов.

Используется единая шкала состава с максимальным содержанием базитовой магмы 60% (красная область) и диоритовой магмы 40% (желтая область).



высокотемпературная метаморфическая зональность вокруг них вполне удовлетворительно объясняются в рамках модели локализованного источника в утоненной коре. На этапе трансформно-сдвигового растяжения в утоненной коре (этап 465-440 млн лет, см. рис. 8) глубинная тепловая аномалия исчезает, а преобладающим становится одноактное внедрение магм из локализованного источника на верхне-коровый уровень. Этот этап соответствует метаморфизму М2 высоких температур/низких давлений. Вокруг плутонов формируются высокоградиентные зональнометаморфические комплексы на уровне 6-8 км. Таким образом, гранулитовый метаморфизм низких давлений объясняется внедрением магмы на соответствующий уровень, а не путем выведения гранулитов по синметаморфическим надвигам или субвертикальным сдвигам, как предполагается в [15].

Интересной особенностью модели является то, что из единого очага развивается несколько малоглубинных камер на уровне границы средней и верхней коры (в модели их насчитывается четыре с характерным размером 5—6 км), что хорошо согласуется с размерами реальных габбро-монцодиоритовых массивов. При этом в обеих моделях контаминации и перемешивания с материалом коры не происходит. Это соответствует распределениям петрогенных, редких элементов, а также изотопным данным, наблюдаемым в габбро-монцодиоритовых массивах Западного Сангилена [25].

Наши модели разработаны в развитие предложенных ранее механизмов всплывания магм в виде:

– гранитоидного диапира в коре [16, 17, 31];

 механизма двухфазного течения расплава с декомпакцией/компакцией среды [55];

по трещинам растяжения [42].

Однако ни один из приведенных механизмов не подходит в полной мере для объяснения осо-

бенностей магматизма Западного Сангилена. В большинстве проявлений габбро-гранитных комплексов Западного Сангилена фиксируется одновременное существование в очаге мафитовых и средних магм [12]. Подобные ситуации наблюдаются в некоторых композитных интрузивных массивах [3, 36, 45]. Модели взаимодействия контрастных по составу расплавов в магматической камере [23] показывают, что взаимодействие магм приводит к магматическому минглингу без заметной химической ассимиляции (миксинга, перемешивания) корового материала.

В предлагаемой модели степень плавления определяется из решения задачи, в соответствии с параметрами плавления без наложенных ограничений на условие мобильности магмы; соотношение расплав/порода может изменяться в процессе подъема и остывания. В моделях критическая доля расплава, способная отделяться от рестита, увеличивается с подъемом от около 8–10% в средне-коровой камере до 15% в верхне-коровой. Установлено, что диоритовые расплавы проникают до границы верхней коры и останавливаются на уровне нейтральной плавучести, где плотности магмы и вмещающих пород уравниваются.

Результатом моделирования является оценка длительности формирования многокамерных габбро-диоритовых комплексов. Время существования гранитоидных магматических систем оценивается на основании геохронологических и петрологических данных в интервале 0.1—1 млн лет [44]. Так, в отношении полифазного габбро-гранодиоритового интрузивного комплекса Адамелло (Италия) оценки длительности формирования составляют [57]:

• 10-30 тысяч лет – для подъема мафитовой магмы;

• 200 тысяч лет — для подъема и размещения интрузивной фазы среднего-кислого состава;

**Рис. 8.** Тектоническая реконструкция, отражающая стадии базитового магматизма и сопряженного с ним высокоградиентного гранулитового метаморфизма Сангиленского фрагмента ранних каледонид на западной окраине Тувино-Монгольского континента, по трем возрастным интервалам (выполнена с использованием тектонических и геохронологических данных [5, 13, 14, 20], геолого-петрологических данных по магматизму и метаморфизму региона [8, 10, 12, 25], результатов моделирования по полученным данным и по данным [17]).

<sup>(</sup>а) – аккреционно-островодужная стадия 570–525 млн лет, активная окраина Тувино-Монгольского континента, формирование Gr-St-Ку сланцев этапа М1;

<sup>(</sup>б) – стадия 525–490 млн лет – образование Сангиленской коллизионной системы в результате сближения окраины ТМК и Таннуольской островной дуги, внедрение синколлизионных базитовых расплавов с сопутствующим высокоградиентным гранулитовым метаморфизмом M2, сформировавшим палеотермальный купол. Обозначены (римские цифры) коровые уровни размещения промежуточных базитовых камер: І – нижний, II – средний, III – верхний; (в) – стадия 465–440 млн лет – режим сдвигового растяжения, локальные малоглубинные интрузии, гранулитовый HT/LP метаморфизм.

<sup>1 –</sup> океаническая кора; 2 – Таннуольская островная дуга; 3 – аккреционная призма; 4 – офиолиты Агардагской зоны; 5 – однородные по реологии блоки континентальной коры (метаморфизованный "фундамент" Сангиленского блока – Grt-St-Ky сланцы этапа M1, Ky-Sill тип); 6 – карбонаты чехла Сангиленского блока; 7–8 – ареалы высокоградиентного метаморфизма M2: 7 – UHT гранулитовый метаморфизм M2 в нижней/средней коре, 8 – гранулитовая зона HT/LP метаморфизма M2 в верхней коре (And-Sill типа); 9 – мантийные базитовые расплавы: a – области магмогенерации,  $\delta$  – магмоподводящие каналы, e – интрузивные камеры; 10 – дайки камптонитов агардагского щелочно-базальтоидного комплекса; 11 – геодинамические режимы: a – коллизии,  $\delta$  – растяжения, e – растяжения со сдвигом; 12 – разломы и минглинг-дайки



• ~300 тысяч лет — общее время становления комплекса.

Представленные в работе модели дают количественное соответствие модельных и геохронологических оценок длительности: подъем габброидной магмы составил 25 тысяч лет до уровня становления массивов в верхней коре, а формирование многокамерной системы габбро-диоритовых интрузий в нижней, средней и верхней коре продолжалось в течение 400—500 тысяч лет.

# выводы

1. Результаты моделирования подтверждают тесную пространственную и временну́ю связь высокоградиентного метаморфизма с интрузиями

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

габбро-монцодиоритового формационного типа, а также их двухэтапное проявление в Западном Сангилене. Модель предсказывает возможность существования двух уровней становления массивов: низкобарических — Башкы-Мугурского, Правотарлашкинского, и более глубинных — Баянкольского, Эрзинского, Матутского массивов, а также нижнеэрзинских гранулитов.

2. Моделирование позволяет установить некоторые петрологические следствия. Модель объясняет мозаичный характер распространения зон гранулитового метаморфизма в Сангиленском блоке; единый протяженный по латерали глубинный магматический очаг может произвести несколько отдельных массивов.

3. Преобладающая форма интрузивов в нижней коре — вертикально-ориентированные каналы или каплевидные диапиры, в верхней коре — горизонтальные пластовые тела. Получены модельные оценки длительности интрузивных процессов.

4. Получены модельные оценки длительности интрузивных процессов. Подъем базитовой магмы в утолщенной при коллизии коре происходит посредством формирования системы промежуточных нижне-среднекоровых камер за время 400–500 тысяч лет, а через ослабленную зону растяжения на постколлизионном этапе магма поднимается путем одноактного внедрения до малоглубинного уровня становления массива за ~25 тысяч лет.

5. Смена тектонических режимов в истории Западного Сангилена влияет на размещение габбро-монцодиоритовых массивов и метаморфических ареалов. На стадии коллизии магматические тела и сопряженные гранулитовые комплексы формируются на уровне нижней—средней коры, на стадии растяжения со сдвигом они формируются в низкобарических верхнекоровых условиях.

Благодарности. Авторы благодарят анонимных рецензентов за полезные комментарии и докт. геол.-мин. наук А.А. Щипанского (ГИН РАН) за интерес к результатам проведенных исследований, канд. физ.-мат. наук А.В. Бабичева (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), канд. геол.-мин. наук С.В. Зиновьева (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), канд. геол.-мин. наук С.А. Каргополова (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за участие в полевых работах, а также редактора журнала "Геотектоника" М.Н. Шуплецову за внимательное отношение к статье и тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания ИГМ СО РАН и проекта РФФИ 17-05-00848.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азимов П.Я., Козаков И.К., Глебовицкий В.А. Раннепалеозойский сверхвысокотемпературный низкобарный (UHT/LP) метаморфизм в Сангиленском блоке Тувино-Монгольского массива // ДАН. 2018. Т. 479. № 2. С. 158–162.

- Бабичев А.В., Полянский О.П., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. Математическое моделирование магморазрыва и формирования даек // ДАН. 2014. Т. 458. № 6. С. 692–695.
- 3. Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Бургасский кварц-сиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 309–334.
- Василевский А.Н., Болдырев М.А., Михеев В.В., Дергачев А.А., Красавин В.В., Кирин Ю.М., Фомин Ю.Н., Филина А.Г., Благовидова Т.Я., Кучай О.А. Научнотехнический отчет Алтае-Саянской опытно-методической сейсмологической экспедиции. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 243 с.
- Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилена (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // ДАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.
- 6. Гибшер А.С., Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Терлеев А.А., Сухоруков В.П., Руднев С.Н. Природа и возраст высокобарического (кианитового) метаморфизма Западного Сангилена (юговосточная Тува). – Мат-лы конф. "Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое", Санкт-Петербург, 24-26.10.2017, ИГГД РАН. – СПб: Sprinter, 2017. С. 52–53.
- 7. Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В., Конц З. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилена на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 998–1013.
- Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений. – Мат-лы конф. "Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири", пос. Елань, Кемеровская обл., 31.10– 2.11.2001. – Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 68–72.
- 9. Каргополов С.А. Метаморфизм мугурского зонального комплекса (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 1991. Т. 32. № 3. С. 109–119.
- Каргополов С.А. Малоглубинные гранулиты Западного Сантилена (Юго-Восточная Тува); Дис. ... к. г.-м. н. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1997. 272 с.
- Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г. Синкинематический гранитоидный магматизм Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Петрология. 2017. Т. 25. № 1. С. 92–118.
- Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Шелепаев Р.А., Руднев С.Н., Яковлев В.А., Семенова Д.В. Баянкольская габбро-гранитная ассоциация: состав, возрастные рубежи, тектонические и геодинамические обстановки (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 7. С. 916–933.

- Козаков И К. Сальникова Е.Б. Бибикова Е.В. и др. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Рb геохронологических исследований // Петрология. 1999. Т. 7. № 6. С. 631–643.
- 14. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
- 15. Козаков И.К., Азимов П.Я. Геодинамическая обстановка формирования гранулитов Сангиленского блока Тувино-Монгольского террейна (Центрально-азиатский складчатый пояс) // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 635–645.
- 16. Полянский О.П., Коробейников С.Н., Бабичев А.В., Ревердатто В.В. Формирование и подъем мантийных диапиров через литосферу кратонов на основе численного термомеханического моделирования // Петрология. 2012. Т. 20. № 2. С. 136–155.
- Полянский О.П., Каргополов С.А., Изох А.Э., Семенов А.Н., Бабичев А.В., Василевский А.Н. Роль магматических источников тепла при формировании регионального и контактовых метаморфических ареалов Западного Сангилена (Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 309–323.
- 18. Полянский О.П., Семенов А.Н., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Владимиров А.Г., Яковлев В.А. Численная модель магматического минглинга (на примере баянкольской габбро-гранитной серии, Сангилен, Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8(2). С. 385–403.
- Петрова А.Ю. Rb–Sr изотопная система метаморфических и магматических пород Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува). Автореф. дис. ... к. г. м. н. М.: ИМГРЭ, 2001. 26 с.
- 20. Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Возраст высокоградиентного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // Геохимия. 1997. № 3. С. 343–347.
- Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: СО РАН, 2013. 300 с.
- 22. Селятицкий А.Ю., Полянский О.П., Шелепаев Р.А. Глубинный метаморфический ореол Баянкольского габбро-монцодиоритового массива – индикатор нижнекоровых базитовых камер (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2020, DOI 10.15372/GiG2020183
- Семенов А.Н., Полянский О.П. Численное моделирование механизмов минглинга и миксинга магмы на примере формирования сложных интрузивов // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1664–1683.
- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
- 25. Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтман Р. Коллизионный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 653–672.

- 26. ANSYS Fluent Theory Guide, 2009. Release 12.1. URL: https://www.ansys.com/products/fluids/ansysfluent (Accessed May 18, 2020).
- 27. Aranovich L.Y., Podlesskii K.K. The cordierite-garnetsillimanite-quartz equilibrium: Experiments and applications, In: Kinetics and equilibrium in mineral reactions, Ed. by S.K. Saxena, (N.Y., Springer, 1983), P. 173–198.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Yr., Barmina G.S., Nielsen R.L. Comagmat: a fortran program to model magma differentiation processes // Comput. Geosci. 1993. Vol. 19. № 8. P. 1155–1170.
- 29. Asimow P.D., Ghiorso M.S. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations // Amer. Miner. 1998. Vol. 83. № 9–10. P. 1127–1132.
- 30. *Bea F.* The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heat-producing elements // Lithos. 2012. Vol. 153. P. 278–291.
- 31. *Bittner D., Schmeling H.* Numerical modelling of melting processes and induced diapirism in the lower crust // Geophys. J. Int. 1995. Vol. 123. № 1. P. 59–70.
- Clemens J.D. Melting of the continental crust: Fluid regimes, melting reactions, and source-rock fertility, In: Evolution and differentiation of the continental crust, Ed. by M. Brown, T. Rushmer, (Cambridge, Cambr. Univ. Press, 2006), P. 297–331.
- 33. Cruden A.R., Weinberg R.F. Mechanisms of magma transport and storage in the lower and middle crust– magma segregation, ascent and emplacement, In: Volcanic and Igneous Plumbing Systems. Understanding Magma Transport, Storage, Evolution in the Earth's Crust, Ed. by S. Burchardt, (N.Y., Elsevier, 2018), P. 13–53.
- 34. *Droop G.T.R., Brodie K.H.*, Anatectic melt volumes in the thermal aureole of the Etive Complex, Scotland: the roles of fluid-present and fluid-absent melting // J. Metamorph. Geol. 2012. Vol. 30. № 8. P. 843–864.
- 35. Egorova V.V., Volkova N., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: Evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Mineral. Petrol. 2006. Vol. 88. № 3. P. 419–441.
- 36. Ghaffari M., Rashidnejad-Omran N., Dabiri R., Santos J.F., Mata J., Buchs D., McDonald I., Appel P., Garbe-Schönberg D. Interaction between felsic and mafic magmas in the Salmas intrusive complex, Northwestern Iran: Constraints from petrography and geochemistry // J. Asian Earth Sci. 2015. Vol. 111. P. 440–458.
- Guy A., Holzrichter N., Ebbing J. Moho depth model for the Central Asian Orogenic Belt from satellite gravity gradients // J. Geophys. Res. 2017. Vol. 122. P. 7388–7407.
- Hammarstrom J.M., Zen E. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer // Am. Mineral. 1986. Vol. 71. P. 1297–1313.
- Harley S.L. Ultrahigh temperature granulite metamorphism (1050°C, 12 kbar) and decompression in garnet (Mg70)-orthopyroxene-sillimanite gneisses from the Rauer Group, East Antarctica // J. Metamorph. Geol. 1998. Vol. 16. P. 541–562.
- 40. *Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B.* Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Am. Mineral. 1987. Vol. 72. P. 231–239.
- 41. Karato S.-I., Paterson M. S., FitzGerald J. D. Rheology of synthetic olivine aggregates: Influence of grain size and water // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. № B8. P. 8151–8176.

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

- Keller T., May D.A., Kaus B.J. P. Numerical modelling of magma dynamics coupled to tectonic deformation of lithosphere and crust // Geophys. J. Int. 2013. Vol. 195. P. 1406–1442.
- Kronenberg A.K., Tullis J. Flow strength of quartz aggregates: grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 4281– 4297.
- 44. *Lipman P.W., Bachmann O.* Ignimbrites to batholiths: integrating perspectives from geological, geophysical, and geochronological data // Geosphere. 2015. Vol. 11. N

  2 3. P. 705–743.
- 45. Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Wickham S.M., Jahn B.M., Vapnik Y., Kanakin S.V., Karmanov N.S. Composite dikes in four successive granitoid suites from Transbaikalia, Russia: The effect of silicic and mafic magma interaction on the chemical features of granitoids // J. Asian Earth Sci. 2017. Vol. 136. P. 16–39.
- Marsh B.D. On the Mechanics of Igneous Diapirism, Stoping, and Zone Melting // Amer. J. Sci. 1982. Vol. 282. P. 808–855.
- Mei S., Bai W., Hiraga T. et al. Influence of melt on the creep behavior of olivine-basalt aggregates under hydrous conditions // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 201. P. 491–507.
- Nair R., Chacko T. Fluid-absent Melting of High-grade Semi-pelites: *P*−*T* Constraints on Orthopyroxene Formation and Implications for Granulite Genesis // J. Petrol. 2002. Vol. 43. № 11. P. 2121–2142.
- 49. *Nimis P.* Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. Vol. 135. P. 62–74.
- Powell R., Holland T., Worley B. Calculating phase diagrams involving solid solutions via nonlinear equations, with examples using Thermocalc // J. Metamorph. Geol. 1998. Vol. 16. P. 577–588.

- 51. *Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y.* The nature and models of metamorphism, (Cham, Springer, 2019), 330 p.
- 52. *Riel N., Mercier J., Weinberg R.F.* Convection in a partially molten metasedimentary crust: Insights from the El Oro Complex (Ecuador) // Geology. 2016. Vol. 44. № 1. P. 31–34.
- Rosenberg C.L., Handy M.R. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust // J. Metamorph. Geol. 2005. Vol. 23. P. 19–28.
- 54. *Sawyer E.W.* Melt segregation in the continental crust: Distribution and movement of melt in anatectic rocks // J. Metamorph. Geol. 2001. Vol. 19. № 3. P. 291–309.
- 55. Schmeling H., Marquart G., Weinberg R., Wallner H. Modelling melting and melt segregation by two-phase flow: new insights into the dynamics of magmatic systems in the continental crust // Geophys. J. Int. 2019. Vol. 217. P. 422–450.
- Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // Contrib. Miner. Petrol. 1992. Vol. 110. P. 304–310.
- 57. Schoene B., Schaltegger U., Brack P., Latkoczy Ch., Stracke A., Gunther D. Rates of magma differentiation and emplacement in a ballooning pluton recorded by U-Pb TIMS-TEA, Adamello batholith, Italy // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. Vol. 355–356. P. 162–173.
- Tirone M. Petrological geodynamics of mantle melting II. AlphaMELTS + Multiphase flow: dynamic fractional melting // Front. Earth Sci. 2018. Vol. 6. Article 18.
- Tropper P., Wyhlidal S., Haefeker U.A., Mirwald P.W. An experimental investigation of Na incorporation in cordierite in low P/high T metapelites // Miner. Petrol. 2018. Vol. 112. P. 199–217.
- Thompson A.B. Mineral reaction in pelitic rocks: II. Calculation of some *P-T-X* (Fe–Mg) face relations // Am. J. Sci. 1976. Vol. 276. P. 425–454.

# Thermomechanical Modeling of the Formation of Multi-Chamber Intrusions for Identifying the Relationship of Plutonic Metamorphism with Gabbro-Diorite Massifs of Western Sangilen, Tuva, Russia

# O. P. Polyansky<sup>a, \*</sup>, A. E. Izokh<sup>a, b</sup>, A. N. Semenov<sup>a</sup>, A. Yu. Selyatitskii<sup>a</sup>, R. A. Shelepaev<sup>a</sup>, V. V. Egorova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Akad. Koptuyg prosp., bld. 3, 630090 Novosibirsk, Russia <sup>b</sup>Novosibirsk State University, Pirogova str., bld. 1, 630090 Novosibirsk, Russia \*a mail. pol@icm use ru

\*e-mail: pol@igm.nsc.ru

For the first time, a thermomechanical model of a system of multi-level magmatic chambers above the mantle heat source has been developed to explain mechanisms of formation of intrusive complexes and metamorphic aureoles in Western Sangilen. A model of "thermal blur" at the collision stage and a model of local magma reservoir at the stage of transtension are proposed. The magmatic process was studied with using a numerical thermomechanical model of the system "magma reservoir—magma transport—formation of intermediate chambers—formation of metamorphic zonal complexes around intrusions at different depth levels". Modeling explains the mosaic distribution of granulite metamorphism zones in the Sangilen block. Model estimates of the duration of intrusive processes were obtained. The change in tectonic regimes in the evolution of Western Sangilen affects the depth of the emplacement of gabbro-monzodiorite massifs and the surrounding metamorphic aureoles.

*Keywords:* plutonic metamorphism, Sangilen, intrusion, thermomechanical model, melting, magma chamber, numerical modeling, thermal aureole

УДК 551.248(571.56)

# СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ АКТИВНЫХ СЕГМЕНТОВ ЗОНЫ СОПРЯЖЕНИЯ КОЛЫМО-ОМОЛОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА И ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СУТУРЫ, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ

© 2021 г. Л. П. Имаева<sup>1, 2, \*</sup>, В. С. Имаев<sup>1, 2</sup>, А. И. Середкина<sup>1, 3</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, д. 128 ул. Лермонтова, 664033 Иркутск, Россия <sup>2</sup>Академия Наук Республики Саха (Якутия), д. 33 просп. Ленина, 677007 Якутск, Россия <sup>3</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, д. 4 Калужское шоссе, 108840 Московская обл., Троицк, Россия \*e-mail: imaeva@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 05.08.2020 г. После доработки 14.10.2020 г. Принята к публикации 29.10.2020 г.

Выполнен комплекс сейсмотектонических исследований, направленный на выявление признаков реактивизации граничных шовных зон и определение параметров напряженно-деформированного состояния земной коры активных сегментов зоны сопряжения Колымо-Омолонского супертеррейна и Южно-Анюйской сутуры. Использованы данные по средним тензорам сейсмотектонических деформаций, рассчитанные для основных эпицентральных полей территории северо-востока России. Нами получены новые данные по очаговым характеристикам землетрясений умеренных магнитуд, которые позволили уточнить определение кинематического типа сопряжения шовных зон граничных тектонических структур, образовавшихся вдоль арктической и тихоокеанской континентальных окраин. Выявлены режимы сейсмотектонической деструкции земной коры, на которые оказывают влияние как глобальные геодинамические процессы. происходящие на границах литосферных плит, так и доминирующие типы деформационных полей смежных тектонических структур. Результаты сейсмотектонического анализа свидетельствуют об активизации шовных зон северо-западного фланга Колымо-Омолонского супертеррейна, происходящей в обстановке устойчивого северо-восточного сжатия и возможном их продолжении в акваторию моря Лаптевых, где они сочленяются со структурными элементами Южно-Анюйской сутуры (Новосибирский сегмент). В Чукотском сегменте сутуры фиксируется изменение режима сейсмотектонической деструкции земной коры от сжатия к растяжению, которое связано с наложением деформационных полей активных зон сопряженных тектонических структур Новосибирско-Чукотской и Корякско-Камчатской покровно-складчатых областей. Для территории Арктического сектора Северо-Востока России сформирована база данных, отражающая параметры сейсмотектонических деформаций земной коры, которая может быть использована при различных геодинамических реконструкциях.

*Ключевые слова:* Колымо-Омолонский супертеррейн, Южно-Анюйская сутура, шовные зоны, фокальные механизмы очагов землетрясений, тензоры сейсмотектонических деформаций, параметры напряженно-деформированного состояния земной коры

DOI: 10.31857/S0016853X21010069

## введение

В исследовании многих аспектов современной геодинамики Арктического сектора северо-востока России, несмотря на прогресс, остается ряд нерешенных проблем, связанных с определением типов напряженно-деформированного состояния земной коры основных тектонических элементов, которые являются основой для разработки динамической модели эволюции новейших структур данного региона [2, 3, 7, 11, 20, 28, 33, 34, 38]. Сейсмотектонический анализ, включающий элементы геолого-геофизических параметров неотектонических структур и сейсмичности, проведен для активных сегментов зоны сопряжения Колымо-Омолонского супертеррейна и Южно-Анюйской сутуры, а также контактных тектонических структур Новосибирско-Чукотской и Корякско-Камчатской покровно-складчатых областей.

Основой наших исследований являлся комплексный подход в решении задач сейсмотектонического анализа в зонах сейсмогенерирующих структур с различным типом геодинамического режима, направленный на выявление признаков реактивизации граничных шовных зон северо-западного фланга Колымо-Омолонского супертеррейна, а также северо-западного и восточного флангов возможного продолжения структурных элементов Южно-Анюйской сутуры. Наше исследование базируется на структурно-геометрическом изучении деформаций в зонах динамического влияния активных разломов с определенным типом напряженного состояния земной коры. Составными частями исследования являются проведение детальных работ по установлению структурных парагенезисов активных разломов и изучение структурно-тектонической позиции основных эпицентральных полей с применением тектонофизического, палеосейсмологического и неотектонического анализов.

С целью определения доминирующих режимов сейсмотектонической деструкции земной коры дополнительно были использованы данные, полученные по средним тензорам сейсмотектонических деформаций, ориентация главных осей которых позволила выявить закономерность смены тектонических режимов вдоль граничных структурных швов основных тектонических элементов [20, 38]. К сейсмотектоническому анализу были привлечены новые данные по очаговым характеристикам землетрясений умеренных магнитуд, которые были зарегистрированы за пределами областей однородного деформирования земной коры. Проведенный алгоритм исследований позволил дифференцированно обозначить зоны повышенной сейсмической активности и структурно выделить активные сегменты зоны сопряжения Колымо-Омолонского супертеррейна и Южно-Анюйской сутуры, которые отличаются параметрами напряженно-деформированного состояния земной коры. В статье также приведен анализ структурно-тектонических, геолого-геофизических и сейсмологических данных, построены дополнительные схемы, отражающие общий сейсмотектонический план активных сегментов анализируемых структур.

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

### Тектонические структуры северо-западного фланга Колымо-Омолонского супертеррейна

Колымо-Омолонский супертеррейн занимает обособленное положение в составе мезозойских структур Верхояно-Чукотской покровно-складчатой области и представляет собой комплекс террейнов, которые различны по геодинамической природе, строению, вещественному составу и истории геологического развития (рис. 1). Большинство террейнов в среднеюрское время были амальгамированы в одну, более крупную, тектоническую единицу – Колымо-Омолонский супертеррейн который, как единый блок, причленился к Сибирскому континенту в конце поздней юры-начале мела [2, 16, 17, 23].

Тектонические структуры северо-западной зоны Колымо-Омолонского супертеррейна отделены от Верхоянского складчато-надвигового пояса системой шовных зон различного ранга, представляющих собой ряд активизированных налвигов и взбросов, смешаюшихся прямолинейными поперечными сдвигами (см. рис. 1). На кинематический тип движений в рассматриваемой разломной системе указывают геолого-структурные данные и параметры сейсмодислокаций, выявленных в Адыча-Тарынской шовной зоне [20, 38]. В среднем течении р. Адыча установлены надвиги триасовых пород на среднеплейстоценовые и среднечетвертичные толщи. По морфологии это пологие (30°-40°) разрывы, выполненные перетертыми, развальцованными породами с тектонической глинкой. В устье р. Чаркы в высокой террасе р. Адыча установлен надвиг триаса на средний плейстоцен, а в верховьях р. Алыча установлен взброс, по которому триасовые породы перекрывают миоценовую россыпь. Плоскости всех отмеченных надвигов и взбросов падают на северо-восток под горную систему хребта Черского.

На северо-западном фланге супертеррейна левосдвиговая система активных разломов, трассируемая с сейсмотектонической зоны Черского, сопряжена со структурами деформационных зон Полоусно-Дебинского террейна, которые представлены серией субпараллельных надвигов и взбросов с падением плоскостей на юг и юго-запад, а также характеризуется взбросо-сдвиговыми и сдвиговыми перемещениями (рис. 2). Для отдельных разрывов установлены существенные горизонтальные перемещения, амплитуда которых достигает 12-20 км [16, 17]. На границе с блоком Андрей-Тас кайнозойские образования Индигиро-Зырянского прогиба интенсивно дислоцированы в складки и надвиговые разрывы [9, 10, 20]. Так в бассейне р. Сисиктях эоценовые складки достигают крутых углов падения (75°-85°) с общим направлением падения толщи на северовосток (азимут падения 35°-55°). В обнажении дополнительно фиксируются небольшие складки с горизонтальными шарнирами (азимут простирания 330°). Они усложняют региональное моноклинальное падение толщи и указывают на то, что все эти породы были смяты продолжающейся наложенной деформацией в направлении с югозапада на северо-восток (со стороны блока Андрей-Тас). Таким образом, анализ кинематических особенностей активных разломов и типов позднекайнозойских складчатых и разрывных деформаций показал, что на северо-западном фланге Колымо-Омолонского супертеррейна развиты дизъюнктивы различного ранга и генезиса, большинство из них сформированы в условиях устойчивого горизонтального сжатия (см. рис. 1).



Рис. 1. Схема основных тектонических элементов территории северо-востока России (составлена с использованием материалов [17, 23–25]).

Обозначены литосферные плиты: ЕА – Евразийская, NA – Североамериканская.

Обозначены трансрегиональные тектонические структуры: *покровно-складчатые области*: ТЗ – Таймыро-Североземельская, НЧ – Новосибирско-Чукотская, КК – Корякско-Камчатская; В – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; ОЧ – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Обозначены сегменты Южно-Анюйской шовной зоны: Н – Новосибирский, СА – Святоносско-Анюйский, Ч – Чукотский.

1 – ранг границ: а – суперглобальный, б – трансрегиональный, в – региональный; 2 – раздвиг в зоне спрединга;
 3 – трансформный разлом; 4 – условная граница; 5 – геологическая граница; 6 – субдукционный шов; 7 – краевой шов;
 8 – надвиговый шов; 9 – сдвиговый шов; 10 – сброс; 11 – предполагаемое продолжение Южно-Анюйской сутуры;
 12 – граничные разломы: 1 – Хатангско-Ломоносовский, 2 – Южно-Таймырский, 3 – Бельковско-Святоносский, 4 – Усть-Янский, 5 – Лено-Анабарский, 6 – Западно-Верхоянский, 7 – Лазаревский, 8 – Яна-Святоносский, 9 – Хромский, 10 – Адыча-Тарынский, 11 – Чай-Юреинский, 12 – Улахан, 13 – Ярканский, 14 – Уямкандинский, 15 – Чукотский, 16 – Колючинско-Мечигменский, 17 – Верхнеанадырский, 18 – Челомджа-Ямский, 19 – Тайгоносско-Орловский, 20 – Майнский, 21 – Ватынско-Вывенский, 22 – Валагинский; 13 – кайнозойские вулканы

Рассмотренные граничные шовные зоны северозападного фланга Колымо-Омолонского супертеррейна в плане составляют единый Полоусненско-Колымский коллизионный шов, который предположительно продолжается в акваторию моря Лаптевых, по [14]. На основе предварительных палеомагнитных данных, указано [14] на потенциальную возможность вовлечения Новосибирского блока, наряду с аналогичными по строению блоками Колымской петли, в тектоническую эволюцию Верхояно-Чукотских мезозоид.

В течение новейшего этапа своего развития в северо-западной и центральной зонах Колымо-Омолонского супертеррейна сформирована сейсмотектоническая зона Черского (см. рис. 2),

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

которая характеризуется высокой степенью геодинамической активности и многими исследователями северо-востока Азии трактуется как континентальный сегмент Арктико-Азиатского сейсмического пояса [2, 20, 32, 33, 38]. По серии северо-западных разломов преимущественно левосдвиговой кинематики, террейны разобщены на отдельные разломно-блоковые структуры и отличаются существенными вариациями режимов современных сейсмотектонических деформаций (см. рис. 2). Параметры очагов землетрясений позволили совместно с геолого-геофизическими данными определить направления главных осей деформаций напряженно-деформированного состояния земной коры и обосновать закономер-



Рис. 2. Схема геодинамической активности новейших структур северо-восточного сектора Российской Арктики (составлена с использованием материалов [20, 38]).

Обозначены литосферные плиты: ЕА – Евразийская, NA – Североамериканская, OK – Охотоморская.

Обозначены активные сегменты (римские цифры) сейсмических поясов: Арктико-Азиатский: I – спрединговый хребет Гаккеля, II – рифтовая система моря Лаптевых, III – сейсмотектоническая зона Черского; Охотско-Чукотский: IV – Чукотский, V – Корякско-Камчатский. Обозначены сегменты Южно-Анюйской шовной зоны: Н – Новосибирский, СА – Святоносско-Анюйский, Ч – Чукотский.

*I* – классы геодинамической активности: 1 – низкой, 2–4 – умеренной, 5–7 – высокой; 2 – эпицентры землетрясений, соответственно, с магнитудой ( $M_w$ ): ≤4.0, 4.1–5.0, 5.1–6.0, 6.1–7.0, ≥7.0; 3 – раздвиг в зоне спрединга; 4 – кинематика активных разломов: *a* – надвиг,  $\delta$  – сброс, *e* – сдвиг; 5 – предполагаемое продолжение Южно-Анюйской сутуры;  $\delta$  – кайнозойские вулканы; 7 – горизонтальная проекция главных осей сейсмотектонических деформаций, длина стрелок соответствует форме тензора деформаций и определенному сейсмотектоническому режиму

ность смены тектонических режимов в зоне взаимодействия структур Колымо-Омолонского супертеррейна и Южно-Анюйской сутуры.

# Тектонические структуры Южно-Анюйской зоны

Южно-Анюйская шовная зона (сутура) рассматривается как одна из главных тектонических границ арктического региона, которая разделяет террейны северо-восточной части Азиатского континента и Восточной Арктики [15, 16, 22, 23]. Вопросы границы Южно-Анюйской сутуры, ее возраст, западное и восточное продолжение, а также главные закономерности образования и эволюции остаются дискуссионными. Различные варианты этих положений детально рассмотрены в работах [3, 14—16, 22, 23], где отмечается исключительно сложное строение Южно-Анюйской зоны деформаций, несколько генераций складок и разновозрастные системы разломов.

Южно-Анюйская сутура предположительно прослеживается от о. Большой Ляховский в восточной части моря Лаптевых и далее трассируется на юго-восток под кайнозойским чехлом Приморской низменности до верховьев р. Большой Анюй (см. рис. 1, см. рис. 2). Восточное ее продолжение несогласно перекрывается вулканогенно-осадочными образованиями Охотско-Чукотского пояса и предположительно проводится в различных вариациях до бухт северной окраины

Дата:	$t_{0^*},$	Эпиц	ентр*		Диапазон	Диапазон периодов, с	Кол-во станций
год, месяц, день	ч, мин, с	λ°, Ε	φ°, N	mb*	эпицентральных расстояний, град		
1994.09.23	02:11:37.1	145.67	76.33	4.6	23.23-52.94	30-65	10
1995.10.02	01:35:48.5	179.14	66.66	5.1	27.83-53.76	30-75	10
1995.10.03	11:56:13.9	179.71	66.63	4.6	27.81-48.77	25-65	7
2007.03.16	21:08:10.4	140.61	70.00	4.4	23.13-55.10	30-65	8
2009.04.21	12:22:34.4	168.61	64.59	5.0	18.31-48.36	30-75	12
2010.02.14	13:59:45.5	168.19	64.52	4.1	29.64-45.41	25-60	5
2012.04.05	18:42:33.8	136.45	74.88	4.5	22.50-46.64	30-65	15
2014.05.29	05:07:33.5	140.05	70.81	4.7	30.11-54.82	40-70	12

Таблица 1. Параметры исследуемых землетрясений.

Примечание. mb – магнитуда, определяемая по объемным волнам; \* – параметры приведены по ISC-каталогу [36].

Анадырского залива [15, 16, 23]. К северу от сутуры расположены структуры Новосибирско-Чукотской покровно-складчатой области, сложенные древними кристаллическими сланцами докембрия с палеозойско-мезозойским осадочным чехлом. Южнее находятся деформационные структуры северного фланга Колымо-Омолонского супертеррейна, сложенные, главным образом, островодужными террейнами палеозойского и мезозойского возраста и принадлежащие структурам Колымской петли [23].

Отдельные сегменты Южно-Анюйской сутуры характеризуются различными параметрами напряженно-деформированного состояния земной коры и неоднородным полем активизации современной геодинамической активности (см. рис. 2). В сейсмическом отношении наиболее активны Новосибирский и Чукотский сегменты, где они формируют контактные зоны сопряжения со структурами северо-западного фланга Колымо-Омолонского супертеррейна, Новосибирско-Чукотской и Корякско-Камчатской покровно-складчатых областей (см. рис. 1, рис. 2). На восточном фланге субширотного Святоносско-Анюйского сегмента сутуры расположена группа вулканов среднечетвертичного возраста (0.248 ± 0.030 млн лет, по [19]), вулканические центры которой закономерно фиксируют зону растяжения в тыловой части данного сегмента, имеющей структурные признаки лево-сдвиговой кинематики.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Недостаточное количество сейсмических станций в северо-восточном сегменте территории России, особенно в акватории Арктических морей, накладывает существенные ограничения на определение параметров напряженно-деформированного состояния земной коры сейсмическими методами. Для континентально-шельфовой зоны Арктического сектора территории северовостока России впервые были получены данные

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

по очаговым параметрам землетрясений (фокальный механизм, скалярный сейсмический момент, моментальная магнитуда и глубина гипоцентра) умеренных магнитуд ( $mb \ge 4.1$ ), которые позволили более аргументировано определить кинематический тип подвижек в активных сегментах зоны сопряжения Колымо-Омолонского супертеррейна и Южно-Анюйской сутуры. Для трех сейсмических событий, где в Global CMT-каталоге [35] содержатся данные по тензору момента и центроиду, решения фокальных механизмов очагов землетрясений были переопределены.

С помощью метода расчета тензора сейсмического момента по амплитудным спектрам поверхностных волн [4, 39] обработка исходных данных и их инверсия осуществлялись в два этапа.

На первом этапе были рассчитаны амплитудные спектры основной моды поверхностных волн с помощью процедуры спектрально-временного анализа [13]. Расчет производился по записям рассматриваемых сейсмических событий на широкополосных цифровых станциях сетей IRIS и виртуальной сети GLISN, развернутой в Гренландии и прилегающих районах [27]. Для дальнейшего анализа отбирались только те землетрясения, для которых удалось выделить волны Рэлея и Лява с низким уровнем шума и нормальной поляризацией более чем на трех станциях, расположенных в разных азимутах от эпицентра. Амплитудные спектры поверхностных волн (в интервале периодов 25-75 с) были получены для восьми событий (табл. 1), зарегистрированных на 38 сейсмических станциях. Показаны азимутальные распределения используемых сейсмических станций с примерами фильтрации записей поверхностных волн (рис. 3).

На втором этапе была проведена инверсия рассчитанных амплитудных спектров в очаговые параметры землетрясений в приближении источника в виде двойной пары сил [4]. Для определения единственного механизма очага в качестве



**Рис. 3.** Схема азимутальных распределений сейсмических станций относительно очагов землетрясений ( $mb \ge 4.4$ ) с примерами фильтрации волн Рэлея и Лява для вертикальной (LHZ) и трансверсальной (LHT) компонент соответственно (по [13, 27]).

Показаны (сплошные и пунктирные линии) постоянные сейсмологические станции, на которых были выделены только волны Рэлея и Лява соответственно. Обозначены (вверху справа) сейсмические станции, используемые для анализа.

дополнительной информации использовались знаки первых вступлений Р-волн, представленные в ISC-каталоге [39]. Для описания строения земной коры под сейсмическими станциями использовалась глобальная модель 3SMAC [43]. Расчеты проводились для двух моделей в окрестности очагов рассматриваемых сейсмических событий: 3SMAC и CRUST2.0 [26], при этом очаговые параметры, полученные для разных моделей, близки друг к другу. Структура верхней мантии была задана моделью PREM [30]. Приведены очаговые параметры землетрясений умеренных магнитуд с  $M_w \ge 4.3$  (табл. 2). Качество полученных нами результатов оценивалось по значениям функции нормированной невязки (є), которая отражает расхождение между наблюдаемыми и синтетическими амплитудными спектрами поверхностных волн. Данная функция показывает, какое количество знаков первых вступлений объемных волн, относительно их общего числа, не удовлетворяет расчетной диаграмме направленности излучения [39]. Надежными считаются решения с  $\varepsilon < 0.4$ , корректность наших определений следует из низких значений данной функции (см. табл. 2).

В сейсмотектоническом анализе также использовались данные по средним тензорам сейсмотектонических деформаций, рассчитанные в сейсмоактивных объемах земной коры при условии их однородного деформирования [20]. В основу расчета и анализа параметров средних сейсмотектонических деформаций были заложены данные фокальных механизмов очагов землетрясений с  $M_w \ge 4.5$ , аккумулированные в международных сейсмологических центрах [35–37]. Приведены результаты расчетов, выполненных для основных эпицентральных полей региона (табл. 3). Направления главных осей сейсмотектонических деформаций земной коры вынесены на схему геодинамической активности новейших структур северо-восточного сектора Российской Арктики (см. рис. 2).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

## Сейсмотектонические деформации северо-западного фланга Колымо-Омолонского супертеррейна

Новейшие структуры северо-западного фланга Колымо-Омолонского супертеррейна обладают повышенным уровнем сейсмической активности. Здесь в условиях горизонтального сжатия сформированы Алыча-Тарынский. Андрей-Тасский и Полоусненский сейсмические максимумы (рис. 4). Наиболее интенсивен из них – Андрей-Тасский сейсмический максимум, где только в течение 1962-2014 гг. произошло 12 сильных землетрясений с  $M_{\rm w} = 5.0-6.7$ . Режим сжатия подтверждается характеристиками средних тензоров сейсмотектонических деформаций и параметрами решений фокальных механизмов очагов сильных землетрясений, которые зарегистрированы в зонах влияния активных разломов и шовных зон различного ранга (см. рис. 4). Если проанализи-

Дата: число, M <sub>0</sub> × 10 <sup>16</sup>		14	,	Нодаль	ьные пл	оскости		Стереограмма	Модель коры			
месяц, год	Нм	Нм М <sub>w</sub>		azm°	dip°	slip°	3	фокального механизма (нижняя полусфера)				
22.00.1004	1.10	47	20	286	62	168	0.246		CDUST2 0			
25.09.1994	1.10	4./	39	22	79	29	0.240	· .	CRUSI2.0			
02 10 1005*	14.00	5 1	20	31	45	121	0.200		CDUST2 0			
02.10.1995	14.00	3.4	38	171	53	63	0.280		CRUSI2.0			
02 10 1005			4	165	88	46	0.149		251440			
03.10.1995	0.37	4.5	4	73	44	177	0.148		SSMAC			
16 02 2007 0.40	0.40	4.4	12	73	60	-26	0.224		251440			
10.03.2007	0.49	4.4	4.4	12	177	68	-146	0.224		SSMAC		
21.04.2000*	2.60	60 4.9	4.9	4.9	4.0	1.4	166	76	141	0.270		CRUST2 0
21.04.2009	2.00				14	267	52	18	0.279		CRUSI 2.0	
14.02.2010	0.00	16	12	132	11	167	0.161	$\mathbf{\hat{C}}$	CRUST2 0			
14.02.2010	0.90	4.6	15	235	88	79	0.101		CRUSIZ.0			
05.04.2012	1.40	47	4.7 7	194	7	137	0.200	·	CRUST2 0			
	1.40	1.40 4.7		327	85	85	0.209		CRUSI2.0			
20.05.2014*	2.60	4.0	10 11	57	42	-13	0.0(0		25MAC			
29.05.2014*	2.60	2.60 4.9	10-11	157	81	-131	0.203		SSWAC			

Таблица 2. Очаговые параметры исследуемых землетрясений.

Примечание. \* — решение механизмов очага землетрясения было переопределено;  $M_0 \times 10^{16}$ , H м — скалярный сейсмический момент (Ньютон/метр);  $M_w$  — моментная магнитуда; параметры нодальной плоскости: stk — простирание, dip — падение, slip — подвижка, в градусах;  $\varepsilon$  — функция нормированной невязки.

ровать тип перемещений в очагах крупных сейсмических событий ( $M_{\rm w} \ge 6.0$ ), произошедших на северо-западном фланге Колымо-Омолонского супертеррейна, то можно констатировать, что все они происходят в условиях устойчивого северовосточного сжатия. При этом сжимающие усилия близгоризонтальны (углы падения 3°-44°) и действуют вкрест простирания структурных элементов территории. Напряжения растяжения часто совпадают по простиранию с линиями разломов и ориентированы как горизонтально, так и близвертикально по отношению к земной поверхности (углы падения 2°-85°). Оси промежуточного напряжения имеют беспорядочную пространственную ориентацию и широкий интервал углов падения — от 0° до 82°. Кинематика главных тектонических напряжений, выявленная по сейсмологическим данным, указывает на то, что большинство фокальных механизмов очагов землетрясений соответствует взбросам, надвигам и сдвигам.

Для Андрей-Тасского и Полоусненского сейсмических максимумов получены сходные характеристики средних тензоров сейсмотектониче-

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

ских деформаций (см. рис. 2, см. рис. 4). Для центральной зоны Полоусно-Дебинского террейна выявлен переходный режим – от сдвига к сжатию с субгоризонтальной ориентацией главных осей деформаций и субширотным растяжением. Ориентация главных напряжений сейсмотектонических деформаций и характер смещений в очаге наиболее сильного события с  $M_{\rm w} = 6.2$  соответствуют данному деформационному режиму. В Андрей-Тасском блоке отчетливо проявляется режим сжатия с ориентацией осей сейсмотектонических деформаций в северо-восток-юго-западном направлении. В очаге наиболее сильного Илинь-Тасского землетрясения ( $M_w = 6.7$ ) наблюдаются те же закономерности, при этом субширотные плоскости разрыва следуют простиранию основных структурных элементов данной складчатой системы. Аналогичный сейсмотектонический режим характерен и для Адыча-Тарынской шовной зоны, где кинематический тип фокального механизма очага землетрясения с  $M_{\rm w} = 6.4$  полностью соответствует режиму сжатия.

Для фронтальной зоны Полоусно-Дебинского террейна Колымо-Омолонского супертеррейна

Дата: число,	K T	оординат ипоцентр	ты Da	м	Механизм очага			Стереограмма фокального механизма		Тип
месяц, год; Время: ч, мин, с	φ, °N	λ, °E	<i>h</i> , км	M <sub>w</sub>	stk°	dip°	slip°	в проекции нижней полусферы	Источник	подвижки
12.02.1951 17:22:05	65.8	137.00	10	6.4	292	29	62		F, 2009	Надвиг и взброс
30.10.1959 5:00:31	66.1	137.6	15	5.3	150	40	90		F, 2009	Взброс
19.04.1962 23:16:04	69.80	138.98	_	6.2	287	51	82		F, 2009	Взброс
09.09.1968 02:20:59	66.17	142.13	39	5.0	156	65	170		F, 2009	Сдвиг
07.04.1969 20:26:31	76.5	130.8	33	5.4	157	45	-73	0	F, 2009	Сброс
15.12.1973 23:31:43	74.11	147.04	33	4.9	280	38	41		F, 2009	Взброс
21.01.1976 06:01:49	67.70	140.20	_	5.0	359	80	149		F, 2009	Левый сдвиг
23.04.1977 14:49:09	75.23	134.38	37	4.9	180	45	-90	$\bigcirc$	HRVD	Сброс
12.08.1984 15:28:03	74.8	136.6	_	5.0	134	45	-126	$\mathbf{O}$	F, 2009	Сброс
22.11.1984 13:52:55.40	69.11	140.13	26	5.1	341	45	158		HRVD	Взброс с левым сдвигом
19.10.1986 18:31:03	64.06	-179.22	15	5.4	337	68	4		HRVD	Правый сдвиг
22.09.1987 22:05:18	76.02	134.50	15	5.5	159	52	-107	$\mathbf{O}$	HRVD	Сброс
13.10.1988 00:32:16	61.89	169.61	15	5.6	170	77	39		HRVD	Взброс с левым сдвигом
05.08.1989 06:55:56	75.72	133.90	15	5.3	348	40	-93	$\bigcirc$	HRVD	Сброс
13.03.1990 00:32:56	73.08	136.66	15	5.3	186	45	-90	$\bigcirc$	HRVD	Сброс

Таблица 3. Параметры механизмов очагов землетрясений с *M*<sub>w</sub> ≥ 4.5 зоны сопряжения Колымо-Омолонского супертеррейна и Южно-Анюйской сутуры.

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

Таблица 3.	Продолжение.
------------	--------------

Дата: число,	Координаты гипоцентра		ъ a	м	Механизм очага			Стереограмма фокального механизма	<b>H</b>	Тип
месяц, год; Время: ч, мин, с	φ, °N	λ, °E	<i>h</i> , км	M <sub>w</sub>	stk°	dip°	slip°	в проекции нижней полусферы	источник	подвижки
08.03.1991 11:36:36	60.94	167.35	15	6.6	224	56	94		HRVD	Надвиг
31.01.1995 12:43:43	72.71	132.28	37	4.6	135	79	-34		C, 2017	Сбросо- сдвиг
02.10.1995 01:35:53	66.56	178.80	15	5.2	148	81	19		HRVD	Сдвиг
22.06.1996 16:47:17	75.53	135.07	15	5.8	349	63	-78	$\bigcirc$	HRVD	Сброс
09.08.1996 18:33:30	64.90	-170.45	15	4.9	249	66	135		HRVD	Взброс
09.08.1996 18:45:46	64.56	-170.97	19	5.2	147	58	4	2.	HRVD	Взброс
24.10.1996 19:31:58	67.02	-172.95	17	6.1	249	63	-134	Ċ	HRVD	Сброс
03.11.1996 23:24:35	64.92	-171.06	15	5.2	238	82	-166		HRVD	Сдвиг
24.03.1997 06:56:17	67.07	-174.16	15	5.1	230	53	-160	$\mathbf{\hat{\mathbf{b}}}$	HRVD	Сброс
07.01.1999 18:13:43	67.65	140.93	33	5.2	354	75	-173		HRVD	Сдвиг
07.12.2003 09:16:12	74.31	134.84	15	5.1	160	69	-118		F, 2009	Сброс
15.08.2005 21:24:32	74.60	134.03	7	4.5	205	15	-40		C, 2017	Сброс
20.04.2006 23:25:02	60.89	167.05	12	7.6	207	40	76		HRVD	Взброс
21.04.2006 11:14:15	61.27	167.64	14	6.0	212	52	90		HRVD	Взброс надвиг
22.04.2006 07:21:58	61.14	167.41	17	5.5	170	69	54		HRVD	Взброс надвиг

Дата: число,	ата: Координаты исло, гипоцентра		ъ a	м	Механизм очага			Стереограмма фокального механизма		Тип
месяц, год; Время: ч, мин, с	φ, °N	λ, °E	<i>h</i> , км	M <sub>w</sub>	stk°	dip°	slip°	в проекции нижней полусферы	источник	подвижки
29.04.2006 16:58:06	60.51	167.60	12	6.6	239	44	127	ē.	HRVD	Взброс
22.05.2006 11:12:00	60.86	165.81	12	6.6	344	87	-176		HRVD	Сдвиг
10.07.2006 15:30:29	65.82	-169.67	12.	4.9	247	48	-105	$\bigcirc$	HRVD	Сброс
22.06.2008 23:56:39	67.71	141.43	21	6.1	345	57	141		GCMT	Взброс
04.07.2008 04:55:070	75.25	134.16	14	5.0	135	52	-132	Ċ	GCMT	Сброс
07.10.2009 00:29:54	73.37	134.28	11	4.6	143	35	-147		C, 2017	Сброс
26.03.2012 09:30:18	66.38	-174.43	12	5.1	296	43	-44	$\overline{\mathbf{\cdot}}$	GCMT	Сброс
14.02.2013 13:13:59	67.65	142.51	12	6.7	324	43	109		GCMT	Взброс
12.12.2014 07:42:57	74.21	130.46	33	4.6	177	62	-87	$\bullet$	C, 2017	Сброс

Таблица 3. Окончание.

Примечание. *M*<sub>w</sub> – моментная магнитуда; параметры нодальной плоскости: stk – простирание, dip – падение, slip – подвижка, в градусах. Источники: C, 2017 [21]; F, 2009 [32], HRVD [37], GCMT [35].

Рис. 4. Схема сейсмотектоники зоны сопряжения северо-западного фланга Колымо-Омолонского супертеррейна и Южно-Анюйской сутуры (составлена с использованием материалов [17, 20, 24]).

Показаны фокальные механизмы очагов землетрясений: вошедшие в область расчета средних тензоров сейсмотектонических деформаций (коричнево-белые стереограммы); новые решения (черно-белые стереограммы).

Обозначено: литосферные плиты: ЕА – Евразийская, NA – Североамериканская; сегменты Южно-Анюйской шовной зоны: Н – Новосибирский, СА – Святоносско-Анюйский; граничные разломы: 1 – Адыча-Тарынский, 2 – Полоусненский, 3 – Яна-Святоносский, 4 – Бельковско-Святоносский, 5 – Хромский, 6 – Ярканский, 7 – Уямкандинский; максимумы сейсмической активности: І – Адыча-Тарынский, II – Андрей-Тасский, III – Полоусненский.

<sup>1 –</sup> Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 2 – миогеоклинальные террейны; 3 – кратонный террейн Омолонский; 4 – островодужные террейны; 5 – турбидитовые террейны; 6 – Кулар-Нерский террейн; 7 – террейны аккреционного клина; 8 – Полоусно-Дебинский террейн; 9–12 – границы тектонических структур: 9 – субдукционный шов, 10 – надвиговый шов, 11 – сброс, 12 – сдвиговый шов; 13 – предполагаемое продолжение Южно-Анюйской сутуры; 14 – эпицентры землетрясений, соответственно, с магнитудой ( $M_w$ ): ≤4.0, 4.1–5.0, 5.1–6.0, 6.1–7.0; 15 – фокальные механизмы землетрясений: дата возникновения события и магнитуда (нижняя полусфера), выходы осей главных напряжений сжатия (черные точки) и растяжения (белые точки); 16 – горизонтальная проекция главных осей деформаций: длина стрелок соответствует форме тензора деформаций и определенному сейсмотектоническому режиму



впервые получены очаговые параметры землетрясений умеренных магнитуд ( $M_w = 4.4-4.9$ ), которые не вошли в расчет средних тензоров сейсмотектонических деформаций (см. рис. 4). По данным фокальных механизмов очагов этих событий (см. табл. 2), в области динамического влияния Яна-Святоносского трансрегионального шва при северо-восточном сжатии фиксируются крутые сбросы и сбросо-сдвиги, что нетипично для кинематических характеристик структур северного фланга Полуосно-Дебинского террейна. Нодальные плоскости разрывов растяжения, формируемые в очагах землетрясений, совпадают с северо-западным простиранием юго-восточно-

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

го окончания Усть-Янского грабена Лаптевоморской рифтовой системы (см. рис. 1, рис. 2, рис. 4). Этот факт, возможно, является свидетельством влияния процесса активного рифтогенеза, протекающего в акватории моря Лаптевых, на континент.

В центральной части Колымо-Омолонского супертеррейна ось главной деформации сейсмотектонических напряжений сменяет простирание северо-восточного сжатия на субширотное (см. рис. 2, см. рис. 4). Аналогичная система напряжений наблюдается и в очаге местного землетрясения с  $M_{\rm w} = 5.6$ , произошедшего в области динамического влияния разлома Улахан. В Чай-Юреинской слвиговой зоне. по данным механизмов очагов землетрясений, доминирует сдвиговый режим сейсмотектонических деформаций с субширотным сжатием и субмеридиональным растяжением. Влияние сжимающих и растягивающих усилий здесь примерно сопоставимо, что выражается в пологих углах погружения главных осей напряжений. Подобный сейсмологический режим с небольшими вариациями наблюдается и в очаге Артыкского землетрясения с  $M_{\rm w} = 6.4$ . Остальные области расчета сейсмотектонических деформаций, сконцентрированные на юго-восточном фланге Колымо-Омолонского супертеррейна, характеризуются параметрами сейсмотектонических деформаций, направление которых не согласуется с системами напряжений в очагах сильных событий (см. рис. 2). Возможно, это факт связан с наложением в данном деформационном поле напряжений, которые типичны для сейсмогенерирующих структур Арктико-Азиатского и Охотско-Чукотского сейсмических поясов.

Совместный анализ кинематики активных разломов и параметров сейсмотектонических деформаций, проведенный для фронтальной северо-западной зоны Колымо-Омолонского супертеррейна, свидетельствует о главенствующей роли обстановки сжатия, где сжимающие напряжения действуют в направлении северо-восток-юго-запад по азимуту 30°-80° (см. рис. 2, см. рис. 4). Для всех сейсмических событий характерны смещения в очаге землетрясений типа взброса, сдвига или их сочетаний. Одна из плоскостей разрыва является субвертикальной или круто наклоненной к северо-востоку и имеет, как правило, субдолготное простирание, другая плоскость разрыва ориентирована близширотно. Все крупные сейсмические события тяготеют к границам отдельных блоков, оконтуренных сейсмоактивными разломами, и не затрагивают собой их внутреннее пространство, подчиняясь направлению горизонтального перемещения блоков. Отдельные пластины выдвинуты в направлении на север и северо-запад, подчеркивая тенденцию выдавливания материала.

Таким образом, на северо-западном фланге Колымо-Омолонского супертеррейна имеет место определенная кинематическая обстановка, обусловленная сближением Североамериканской и Евразийской литосферных плит в субширотном направлении. При этом роль активного индентора выполняет Колымо-Омолонский блок, находящийся во фронтальной части Североамериканской плиты [8, 10, 20]. Результат такого воздействия проявился в активизации шовных зон и формировании перед фронтальной частью индентора расходящихся сдвигов противоположной кинематики, формирующих на своих окончаниях структуры взбросов и надвигов, обладающих максимальным сейсмическим потенциалом. Следует отметить, что подобная динамика новейших структур, возникающих при деформации горизонтального (латерального) выжимания, нами была детально изучена при рассмотрении главных сейсмогенерирующих 30H Арктико-Азиатского сейсмического пояса [8, 20, 38].

# Сейсмотектонические деформации активных сегментов Южно-Анюйской сутуры

В сейсмическом отношении Южно-Анюйская сутура отличается неоднородным уровнем активизации, что, возможно, отражает практически полное отсутствие региональных сейсмических станций вдоль ее трассы. Наиболее активизированы Новосибирский и Чукотский сегменты сутуры, обладающие высокой степенью современной геодинамического влияния деформационных структур Святоносско-Анюйского сегмента зарегистрированы лишь единичные сейсмические события малых и средних магнитуд с  $M_w = 3.5-4.5$ .

Новосибирский сегмент. В общем эпицентральном поле сейсмичности Новосибирский сегмент Южно-Анюйской сутуры выделяется зоной повышенной плотности эпицентров землетрясений, приуроченной к Бельковско-Святоносскому разлому, который с востока ограничивает Усть-Янский грабен Лаптевоморской рифтовой системы (см. рис. 1). Практически во всех очагах землетрясения этой зоны реализуются подвижки с механизмом растяжения (транстенсии) с одной или двумя нодальными плоскостями, параллельными простиранию грабенов (см. рис. 4). Фокальные глубины землетрясений возрастают от 10 до 25 км по направлению к югу. Эти данные указывают на то, что режим растяжения, связанный с динамикой срединно-океанического хр. Гаккеля, распространяется за пределы его южного окончания на шельф моря Лаптевых и возможно прибрежные районы континента.

На основе анализа фокальных механизмов очагов местных землетрясений, произошедших в рифтовых впадинах восточной окраины шельфа

моря Лаптевых, осуществлялся расчет средних тензоров сейсмотектонических деформаций. Полученные данные однозначно свидетельствуют о том, что в указанных областях доминирует сейсмотектонический режим растяжения. Главные оси напряжений растяжения располагаются субширотно, вкрест простирания основных структурных элементов и при пологих углах погружения имеют северо-восток-юго-западное направление (см. рис. 2, см. рис. 4). Неоднозначно трактуются параметры фокального механизма очага землетрясения умеренных магнитуд ( $M_{\rm w} = 4.7$ ), которое произошло 05.04.2012 г. в зоне динамического влияния Бельковско-Святоносского шва (см. рис. 4, см. табл. 2). При направлении сжатия с северо-востока на юго-запад по северо-западной плоскости, совпадающей с простиранием одноименной шовной зоной, здесь могли равнозначно реализоваться подвижки как крутого взброса (взреза), так и крутого сброса.

В западной части акватории Восточно-Сибирского моря отмечены два землетрясения, очаговые параметры которых не вошли в расчеты средних тензоров сейсмотектонических деформаций. Решение фокального механизма землетрясения с  $M_{\rm w} = 4.7$ , отмеченного 23.09.1994 г., существенно отличается от всех сейсмических событий, произошедших в Новосибирском сегменте Южно-Анюйской сутуры (см. рис. 4, см. табл. 2). При субдолготном сжатии в его очаге фиксируются сдвиго-взбросы. Другое сейсмическое событие  $(M_{\rm w} = 4.9)$  со взбросовым механизмом в его очаге произошло 15.12.1973 г. к северо-востоку от о. Большой Ляховский. Свидетельством того, что процессы растяжения, характерные для кайнозойской истории шельфа Восточной Арктики, в конце миоцена были нарушены эпизодом сжатия, является факт наличия на островах Анжу линейных складок в верхнемеловых и кайнозойских отложениях, сопряженных с надвигами [18]. Надвиги и складки несогласно перекрыты горизонтально залегающими верхнеплиоценовыми отложениями. На острове Новая Сибирь отмечены деформации плейстоценового (?) возраста, которые, по мнению авторов публикации [5, 6, 46, 47], вызваны гляциотектоникой во время регионального оледенения во второй половине среднего плейстоцена.

**Чукотский сегмент.** От верховьев р. Большой Анюй субширотный Святоносско-Анюйский сегмент сутуры предположительно продолжается на восток, что маркируется офиолитами, расположенными вблизи залива Креста Анадырского залива или бухты Провидения Берингового моря (см. рис. 1, рис. 2, рис. 5). По мнению многих авторов, Южно-Анюйская сутура здесь не заканчивается, а продолжается в пределы Центральной Аляски, образуя структурную зону, расположен-

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

ную в целом конформно складчатым структурам тихоокеанского обрамления [16, 42, 44, 45]. В сейсмическом отношении режимы деформационных полей Чукотского сегмента (от сжатия к растяжению) связаны с активизацией тектонических структур Новосибирско-Чукотской и Корякско-Камчатской покровно-складчатых областей (см. рис. 1, см. рис. 2, см. рис. 5).

В западной зоне контакта Чукотского сегмента сутуры с новейшими структурами Новосибирско-Чукотской покровно-складчатой области фиксируется режим сжатия. Здесь отмечены сейсмические события умеренных магнитуд ( $M_{w}$  = = 4.3-5.4), характеристики очаговых зон которых указывают на взбросо-сдвиговый и надвиговый характер движения в их очагах (см. рис. 6, см. табл. 2). Реперными параметрами для этой зоны сегмента характеризуется землетрясение 02.10.1995 г. с *M*<sub>w</sub> = 5.2. При субширотном сжатии в его очаге активизированы две сдвиговые плоскости: по субдолготной – правая, по субширотной – левая. Ориентация нодальных плоскостей в очаге данного сейсмического события свидетельствует о сопряжении в западной зоне Чукотского сегмента сдвиговых разломов, кинематика которых типична для новейших структур Чукотки, а также западной и южной зон Корякско-Камчатской покровно-складчатой области (см. рис. 5).

Геолого-структурные и геофизические исследования выявили в Корякско-Камчатской покровно-складчатой области активизированную систему взбросо-сдвигов северо-восточного простирания, современная активность которых определяется крупными сейсмическими событиями с *M*<sub>w</sub> = 5.3–6.6 [10, 12, 20, 40]. Для данной области по сейсмологическим данным рассчитаны средние тензоры сейсмотектонических деформаций и выявлены три режима деформирования, где основной из них характеризуется юго-восточным сжатием, которое проявилось в очаге землетрясения с  $M_{\rm w} = 6.6$  (см. рис. 2, см. рис. 5). Здесь, при влиянии субгоризональных сжимающих усилий и субгоризональном растяжении, выявлен сдвиговый сейсмотектонический режим, которому соответствует механизм Олюторского землетрясения ( $M_w = 7.6$ ). Менее масштабное деформационное поле в эпицентральной области этого землетрясения представлено еще одним режимом сжатия, но с северо-восток-юго-западной ориентацией оси сжатия. Следует отметить, что поля напряжений и типы деформаций, которые одновременно существуют в Корякско-Камчатской покровно-складчатой области, являются производными от главного тектонического режима конвергентного характера с право-сдвиговой составляющей [10, 20].

На восточном фланге Чукотского сегмента сутуры уровень сейсмической активности значи-



Рис. 5. Схема сейсмотектоники Чукотского и Корякского сегментов Охотско-Чукотского сейсмического пояса (составлена с использованием материалов [20, 23–25, 40]).

Показаны трансрегиональные тектонические структуры: покровно-складчатые области: НЧ – Новосибирско-Чукотская, КК – Корякско-Камчатская; ОЧ – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; сеементы Южно-Анюйской шовной зоны: СА – Святоносско-Анюйский, Ч – Чукотский; граничные разломы: 1 – Ярканский, 2 – Уямкандинский, 3 – Верхнеанадырский, 4 – Тайгоносско-Орловский, 5 – Майнский, 6 – Ватынско-Вывенский, 7 – Валагинский; 8 – Чукотский. Показаны фокальные механизмы очагов землетрясений: вошедшие в область расчета средних тензоров сейсмотектонических деформаций (коричнево-белые стереограммы); новые решения (черно-белые стереограммы). 1-3 – границы тектонических структур: 1 – субдукционный шов, 2 – надвиговый шов, 3 – сдвиговый шов; 4 – предполагаемое продолжение Южно-Анюйской сутуры; 5 – кайнозойские рифтовые структуры: a – установленные,  $\delta$  – предполагаемые; 6 – направление растяжения; 7 – фокальные механизмы землетрясений: дата возникновения события и магнитуда (нижняя полусфера), выходы осей главных напряжений сжатия (черные точки) и растяжения (белые точки); 8 – горизонтальная проекция главных осей деформаций: длина стрелок соответствует форме тензора деформаций и определенному сейсмотектоническому режиму; 9 – эпицентры землетрясений, соответственно с магнитудой  $(M_w)$ :  $\leq 4.0, 4.1-5.0, 5.1-6.0, 6.1-7.0, <math>\geq 7$ 

тельно возрастает. Здесь наиболее активным является Колюченско-Мечигменский район, в пределах которого отмечен ряд сейсмических событий с  $M_{\rm w} = 5.0-6.9$  (см. рис. 2, см. рис. 5). Группа землетрясений, сконцентрированная вбли-

зи Колючинского залива, прослеживается далее на юго-восток к заливу Провидения. В 1928 году здесь произошли четыре сильных землетрясения с магнитудами 6.2–6.9. Очаговые параметры землетрясений, зафиксированных в этом районе,
свидетельствуют о правостороннем сдвиге с северо-восточным положением активной плоскости разлома. По другой нодальной плоскости, которая почти параллельна береговой линии, определяется режим растяжения (см. рис. 5). Определенная закономерность в распределении землетрясений прослеживается в направлении от Колючинского залива в Чукотское море, где зарегистрированы землетрясения с магнитудами  $M_w = 5.0-6.0$ , фокальные механизмы которых указывают на сбросовый характер движения в их очагах.

На основе анализа фокальных механизмов очагов местных землетрясений, произошедших на территории Чукотского сегмента, проводился расчет параметров сейсмотектонических деформаций. Тип деструкции земной коры характеризуется здесь переходным режимом от сдвига к растяжению, а направление осей деформаций представлено северо-восток-юго-западным субгоризонтальным растяжением и северо-западюго-восточным наклонным сжатием (см. рис. 2, см. рис. 5). Влияние горизонтальных растягивающих тектонических напряжений выражается в развитии местных сбросов северо-западного простирания в сочетании со сдвигами, ограничивающими морфологически отчетливо выраженные неоген-четвертичные впадины Колючинско-Мечигменской зоны растяжения (см. рис. 5). Как отмечалось многими исследователями, разломы подобной кинематики являются трансформными между смещенными сегментами рифта Берингова моря [10, 20, 31, 48].

Рифтовая система Чукотского полуострова представляет собой зону растяжения, которая возникла между окончаниями двух крупных систем взбросов и правых сдвигов на Корякском нагорье-Чукотке (см. рис. 5). По данным инструментальных сейсмологических и геолого-структурных исследований, зона растяжения продолжается далее к полуострову Сьюард и правым сдвигам Западной Аляски [20, 29, 42, 48]. На полуострове Сьюард известно несколько сильных землетрясений с  $M_{\rm w} = 5.3 - 6.5$  [40, 41]. Далее эпицентры в основном слабых землетрясений ( $2.5 < M_w < 4.0$ ) фиксируются от полуострова Сьюард через Берингов пролив к Чукотскому полуострову, представляя собой северную границу рифтовой системы. Материалами морских сейсмических работ здесь установлено существование разлома, ограничиваюшего зону опускания Колючинского залива [1]. который является частью огромной системы кайнозойских рифтов, находящихся в южной части Чукотского моря. Возможно, отдельные структурные зоны Чукотского сегмента Южно-Анюйской сутуры, имеющие сходные кинематические характеристики, активизированы и вовлечены в процесс рифтообразования.

ВЫВОДЫ

Таким образом, активные сегменты зоны сопряжения Колымо-Омолонского супертеррейна и Южно-Анюйской сутуры характеризуется существенными вариациями режима сейсмотектонических деформаций земной коры, но в то же время они составляют единую уравновешенную геодинамическую систему. На это указывают структурные композиции сопряженных разломов граничных шовных зон и определенные параметры напряженно-деформированного состояния земной коры, которые отражают закономерную смену геодинамических режимов. Нами установлены следующие режимы сейсмотектонической деструкции земной коры:

1. Для новейших структур северо-западного фланга Колымо-Омолонского супертеррейна установлен режим транспрессии с левым сдвигом, обусловленный обстановкой устойчивого северо-восточного сжатия. Фронтальные шовные зоны граничных тектонических структур супертеррейна в плане составляют единый коллизионный шов, который, предположительно, продолжается в акваторию моря Лаптевых, где сочленяется со структурными элементами Южно-Анюйской сутуры. К северо-востоку от архипелага Новосибирских островов в акватории Восточно-Сибирского моря по сейсмологическим данным фиксируется режим сжатия.

2. На северо-западном фланге Полоусно-Дебинского террейна параметры фокальных механизмов очагов землетрясений умеренных магнитуд указывают на смешанное поле тектонических напряжений (различные комбинации растяжения и сжатия, с преобладанием режима растяжения), что может являться свидетельством возможного продолжения на континент юго-восточного окончания структур растяжения Усть-Янского грабена Лаптевоморской рифтовой системы.

3. В Чукотском сегменте сутуры на границе с Новосибирско-Чукотской покровно-складчатой областью фиксируется изменение режима сейсмотектонической деструкции земной коры (от сжатия к растяжению), которое связано с наложением деформационных полей сопряженных тектонических структур. На западе сегмента под воздействием юго-восточных сжимающих напряжений сформировано взбросо-надвиговое деформационное поле, которое обусловлено режимом транспрессии в Корякско-Камчатской покровно-складчатой области. На северо-восточном фланге сутуры режим сейсмотектонической деструкции земной коры характеризуется переходом от сдвига к растяжению, что связано с положением Беринговоморского рифта, возникшего между окончаниями двух крупных систем взбросов (Корякском сегменте-Чукотке) и правых сдвигов (Западная Аляска).

37

*Благодарности.* В период подготовки материалов статьи ушел из жизни соавтор статьи профессор, докт. геол.-мин. наук В.С. Имаев. Авторы статьи посвящают статью его светлой памяти.

Авторы статьи признательны В.И. Мельниковой (ИЗК СО РАН, г. Иркутск) за предоставленные данные по средним тензорам сейсмотектонических деформаций, А.В. Прокопьеву (ИГАиБМ, Якутск) за обсуждение проблем геологии и тектоники территории северо-востока России. Авторы благодарны М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва) за редактирование. Авторы благодарны рецензентам проф. С.Д. Соколову (ГИН РАН, г. Москва) и проф. Е.А. Рогожину (ИФЗ РАН, г. Москва) за комментарии.

**Финансирование.** Исследования проведены по проекту РФФИ № 19–05–00062 "Динамика новейших структур континентально-шельфовой зоны северо-восточного сектора Российской Арктики".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С., Калиненко В.В., Медведев В.С., Павлидис Ю.А., Юркевич М.Г. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987. 275 с.
- Богданов Н.А. Континентальные окраины: общие вопросы строения и тектонической эволюции // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 231–249.
- 3. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана. Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М.: МГУ, 2004. 46 с.
- Букчин Б.Г. Об определении параметров очага землетрясения по записям поверхностных волн в случае неточного задания характеристик среды // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 9. С. 34–41.
- Голионко Б.Г., Басилян А.Э., Никольский П.А., Костылева В.В., Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Обметко В.В., Бородулин А.А. Складчато-надвиговые деформации острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Россия) — возраст, морфология и генезис структур // Геотектоника. 2019. № 6. С. 46–64.
- Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Аристов В.А. Обстановка формирования верхнедевонских отложений острова Бельковский (Новосибирские острова): рифтогенный прогиб или окраина континента? // Геотектоника. 2014. № 5. С. 54–80.
- Драчев С.С., Елистратов А.В., Савостин Л.А. Структура и сейсмостратиграфия шельфа Восточно-Сибирского моря вдоль сейсмического профиля "Индигирский залив – остров Жаннетты" // ДАН. 2001. Т. 377. № 4. С. 521–525.
- Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. Динамика сейсмогенерирующих структур фронтальной зоны Колымо-Омолонского супертеррейна // Геотектоника. 2016. № 4. С. 3–21.

- Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С., Маккей К.Г. Сейсмотектонические исследования плейстосейстовой области Илин-Тасского землетрясения с M<sub>s</sub> = 6.9 (Северо-Восток Якутии) // Физика Земли. 2016. № 6. С. 39–53.
- Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С., Ашурков С.В., Мельникова В.И., Середкина А.И. Геодинамическая активность новейших структур и поля тектонических напряжений северо-востока Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0xxx
- Косько М.К., Соболев Н.Н., Кораго Е.А., Проскурнин В.Ф., Столбов Н.М. Геология Новосибирских островов – основа интерпретации геофизических данных по Восточно-Арктическому шельфу России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 2. С. 1–36.
- 12. Ландер А.В., Бугчин Б.Г., Кирюшин А.В., Дрознин Д.В. Тектоническое развитие и параметры источника Хаилинского землетрясения в Корякии 8 марта 1991 г.: Существует ли Беринговоморская плита? // Вычислительная сейсмология и геодинамика. 1996. Т. 3. С. 80–96.
- Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В., Букчин Б.Г., Бармин М.П., Ратникова Л.И., Итс Е.Н. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. М.: Наука, 1986. 278 с.
- 14. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Толмачева Т.Ю., Матушкин Н.Ю., Жданова А.И. Первые палеомагнитные данные для раннепалеозойских отложений Новосибирских островов (Восточно-Сибирское море): к вопросу формирования Южно-Анюйской сутуры и тектонической реконструкции Арктиды // Литосфера. 2014. № 3. С. 11–31.
- Натальин Б.А. Строение и тектоническая эволюция Южно-Анюйской эвгеосинклинальной системы. Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1981. 24 с.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 191 с.
- Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Третьяков Ф.Ф., Трунилина В.А., Дейкуненко А.В. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин (ред.). М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. С. 199– 254.
- Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Спектор В.Б. Рельеф земной поверхности и история его формирования // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин (ред.). М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. С. 12–32.
- Певзнер М.М., Герцев Д.О., Федоров П.И., Романенко Ф.А., Кущева Ю.В. Анюйский вулкан на Чукотке: возраст, строение, особенности состава пород и извержения // Литология и полезн. ископаемые. 2017. № 1. С. 25–59.
- Сейсмотектоника северо-восточного сектора Российской Арктики / Л.П. Имаева, И.И. Колодезников (ред.). Новосибирск: СО РАН, 2017. 136 с.

- 21. Середкина А.И. Тензор сейсмического момента землетрясений Северного Верхоянья и шельфа моря Лаптевых / Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Матлы XII Международн. сейсмол. школы, 11–15 сентября 2017 г., ФИЦ ЕГС РАН, АО "НЦСНиИ", г. Алматы, Казахстан. – А.А. Маловичко (ред.). – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. С. 338–341.
- Сеславинский К.Б. Южно-Анюйская сутура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С. 1181–1185.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
- 24. Тектонический кодекс России / Н.В. Межеловский (ред.). М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2016. 240 с.
- Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока Азии. М-б 1: 5000000 / Ю.М. Пущаровский (ред.). М.: Картография, 1992. 1 лист.
- Bassin C., Laske G., Masters G. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America // EOS Trans AGU. 2000. Vol. 81. № 48. F897.
- Clinton J.F., Nettles M., Walter F., Anderson K., Dahl-Jensen T., Giardini D., Govoni A., Hanka W., Lasocki S., Lee W.S., McCormack D., Mykkelveit S., Stutzmann E., Tsuboi S. Real-time geophysical data enhance Earth system monitoring in Greenland // EOS Trans AGU. 2014. Vol. 95. P. 13–24.
- Drachev S.S., Mazur S., Campbell S., Green C., Tishchenko A. Crustal architecture of the East Siberian Arctic Shelf and adjacent Arctic Ocean constrained by seismic data and gravity modeling results // J. Geodynam. 2018. Vol. 119. P. 123–148.
- Dumitru T.A., Miller E.L., O'Sullivam P.B., Amato J.M., Hannula K.A., Calvert A.T., Gans P.B. Cretaceous to Recent extension in the Bering Strait region, Alaska // Tectonics. 1995. Vol. 14. P. 549–563.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary Reference Earth Model // Phys. Earth Planet. Interiors. 1981. Vol. 25. P. 297–356.
- Fujita K., Mackey K.G., McCaleb R.C., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Smirnov V.N. Seismicity of Chukotka, Northeastern Russia // GSA. Spec. Paper. 2002. Vol. 360. P. 259–272.
- 32. Fujita K., Kozmin B.M., Mackey K.G., Riegel S.A., Imaev V.S., McLean M.S. Seismotectonics of the Chersky seismic belt, Eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia // Geology, Geophysics and Tectonics of Northeastern Russia: A tribute to Leonid Parfenov. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. P. 117–145.
- Franke D., Hinz K., Reichert C. Geology of the East Siberian Sea, Russian Arctic, from seismic images: structures, evolution, and implications for the evolution of the Arctic Ocean Basin // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. B07106.
- Franke D., Reichert C., Damm V., Piepjohn K. The South Anyui suture, Northeast Arctic Russia, revealed by offshore seismic data // Norwegian J. Geol. 2008. Vol. 88. P. 189–200.
- 35. http://www.globalcmt.org. Global Centroid Moment Tensor Web Page. On-line Catalog. Lamont-Doherty

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

Earth Observatory (LDEO) of Columbia University, Columbia, SC, USA, (Accessed November 10, 2019).

- http://www.isc.ac.uk. International Seismological Centre. Internation. Seismol. Center, Thatcham, United Kingdom, (Accessed November 10, 2019).
- http://seismology.harvard.edu/resources.html. Harvard University, Department of Earth and Planetary Sciences, (Accessed September–January 2015).
- Imaeva L.P., Imaev V.S., Koz'min B.M. Structural-dynamic model of the Chersky seismotectonic zone (continental part of the Arctic–Asian seismic belt) // J. Asian Earth Sci. 2016. Vol. 116. P. 59–68.
- 39. Lasserre C., Bukchin B., Bernard P., Tapponier P., Gaudemer Y., Mostinsky A., Dailu R. Source parameters and tectonic origin of the 1996 June 1 Tianzhu ( $M_w =$ = 5.2) and 1995 July 21 Yongen ( $M_w =$  5.6) earthquakes near the Haiyuan fault (Gansu, China) // Geophys. J. Int. 2001. Vol. 144. № 1. P. 206–220.
- Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Koz'min B.M., Imaeva L.P. Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for a Bering block // Geology. 1997. Vol. 25. P. 979–982.
- Mackey K.G., Fujita K., Hartse H.E., Stead R.J., Steck L.K., Gunbina L.V., Leyshuk N., Shibaev S.V., Koz'min B.M., Imaev V.S., Gordeev E.I., Chebrov V.N., Masal'ski O.K., Gileva N.A., Bormatov V.A., Voitenok A.A., Levin Y.N., Fokina T.A. Seismicity map of Eastern Russia, 1960– 2010 // Seismol. Res. Lett. 2010. Vol. 81. № 5. P. 761– 768.
- 42. Nakamura K., Plafker G., Jacob K.H., Davies J.N. A tectonic stress trajectory map of Alaska using information from volcanoes and faults // Earthquake Res. Inst. Bull. 1980. Vol. 55. P. 89–100.
- Nataf H.-C., Ricard Y. 3SMAC: On a priori tomographic model of the upper mantle based on geophysical modeling // Phys. Earth Planet. Interiors. 1996. Vol. 95. P. 101–122.
- 44. *Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E.* Paleozoic rocks of Northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: implications for the tectonics of the Arctic Region // Tectonics. 1999. Vol. 18. № 6. P. 977–1003.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // U.S. Geol. Surv. 2000. Prof. Pap. 1626. 122 p.
- 46. Piepjohn K., Franke D., Gaedicke C., Mrugalla S., Lorenz H., Brandes C., Von Gosen W., Labrousse L., Sobolev N.N., Solobev P., Tolmacheva T., Suan G., Talarico F. Mesozoic structural evolution of the New Siberian Islands. In: Circum-Arctic Lithosphere Evolution, Ed. by V. Pease, B. Coakley // Geol. Soc. Spec. Publ., London. 2018. Vol. 460. № 1. P. 239–262.
- Prokopiev A.V., Ershova V.B., Anfinson O., Stockli D., Powell J., Khudoley A.K., Vasiliev D.A., Sobolev N.N., Petrov E.O. Tectonics of the New Siberian Islands archipelago: Structural styles and lowtemperature thermochronology // J. Geodynam. 2018. Vol. 121. P. 155– 184.
- 48. *Toro J., Amato J. M., Natal'in B.* Cretaceous deformation, Chegitun River area, Chukotka Peninsula, Russia: Implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // Tectonics. 2003. Vol. 22. № 3. № 1021. P. 5–19.

## Seismotectonic Deformation of Active Segments of Conjugation Zone of Kolyma-Omolon Superterrane and South Anui Suture (South–East of Russia)

L. P. Imaeva<sup>*a*, \*</sup>, V. S. Imaev<sup>*a*, *b*</sup>, A. I. Seredkina<sup>*a*, *c*</sup>

<sup>a</sup>Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, bld. 128 Lermontova str., 664033 Irkutsk, Russia

<sup>b</sup>Academy of Sciences of the Republic of Sakha (Yakutia), bld. 33 Lenina prosp., 677007 Yakutsk, Russia

<sup>c</sup>Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences, bld. 4 Kaluzhskoe highway, 108840 Moscow Region, Troitsk, Russia

\*e-mail: imaeva@crust.irk.ru

Our seismotectonic studies were focused on active segments of the conjugation zone of the Kolyma-Omolon superterrane and the South Anui suture. The aim of our research is to identify features that show activation of the suture zones and to determine parameters of the stress-strain state of the crust in the study area. Analvsis was based on average tensors of seismotectonic deformation, which were estimated for the main epicentral fields of the northeastern regions of Russia. New data is now available on focal characteristics of moderate earthquakes, which can improve determining the kinematic types of junctions of the suture zones of the tectonic taxa located along the Arctic and Pacific continental margins. Regimes of seismotectonic destruction of the crust are determined for the active segments of the conjugation zone of the Kolyma-Omolon superterrane and the South Anui suture. These regimes are influenced by global geodynamic processes taking place at the lithospheric plate margins, as well as by the dominant deformation fields of the adjacent tectonic taxa. The seismotectonic analysis results suggest activation of the suture zones of the northwestern flank of the Kolyma-Omolon superterrane under stable north-eastward compression. The suture zones may extend into the Laptev Sea area, wherein they conjugate with the structural elements of the South Anui suture (Novosibirsk-Syyatov Nos segment). In the Anui-Chukotka segment of the suture, seismotectonic destruction of the crust changes from compression to extension. This change is due to the effect of deformation fields of active megazones of the conjugated tectonic taxa of the Novosibirsk-Chukotka nappe-fold and Okhotsk-Chukotka active margin areas. For the tectonic taxa of the Arctic sector of the northeastern regions of Russia, a database has been consolidated, including the parameters of seismotectonic deformation of the crust, which can be useful for various geodynamic reconstructions.

*Keywords:* Kolyma-Omolon superterrane, South Anui suture, suture zones, earthquake focal mechanisms, tensors of seismotectonic deformation, parameters of the stress-strain state of the crust

УДК 550.42:550.93:552.321

## БЛАСТОМИЛОНИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ): ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

© 2021 г. И. И. Лиханов<sup>1, \*</sup>, С. В. Зиновьев<sup>1</sup>, П. С. Козлов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, д. 3 просп. Академика Коптюга, 630090 Новосибирск, Россия <sup>2</sup>Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, д. 15 ул. Вонсовского, 620016 Екатеринбург, Россия \*e-mail: likh@igm.nsc.ru Поступила в редакцию 29.06.2020 г. После доработки 05.11.2020 г.

Принята к публикации 29.11.2020 г.

В пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны Енисейского кряжа метапелиты и метабазиты в эпоху эдиакария подверглись интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием бластомилонитов. Рассмотрены геолого-структурные, петрологические и изотопно-геохронологические особенности развития поздненеопротерозойских бластомилонитовых комплексов, маркирующих зону сочленения палеоконтинентального и палеоокеанического секторов Енисейского кряжа. С запала на восток в направлении от палеоокеанических образований установлена зональность с выделением комплексов гетерогенных бластомилонитов: (I) высокобарических комплексов шовной зоны и (II) фронтальных (надшовных) умеренно барических и средненизкотемпературных комплексов. Выявленные различия в *P*-*T* параметрах метаморфизма между сильно- и слабодеформированными породами были проинтерпретированы с использованием известных геодинамических моделей, разработанных на основе различных тектонических механизмов. В результате проведенного анализа мы установили, что полихронный динамометаморфизм гнейсов Ангаро-Канского блока на юге и формирование основной массы бластомилонитов северного сегмента сдвиговой зоны в Северо-Енисейском кряже происходили с повышением давления на 1.5-3 кбар при незначительном увеличении температуры с низким метаморфическим градиентом  $dT/dH < 10^{\circ}$  С/км в сравнении с фоновыми значениями более раннего регионального метаморфизма, что, вероятно, было обусловлено утолщением земной коры в результате быстрого надвига/субдукции с последующим быстрым подъемом пород. Максимальные превышения термодинамических параметров метаморфизма установлены в апометабазитовых тектонитах шовной зоны с реликтовыми глаукофансланцевыми ассоциациями, испытавших метаморфизм с одновременным значительным ростом давления на 3-5 кбар и температуры на 180-240°С при более высоком градиенте  $dT/dH = 15 - 20^{\circ}$  С/км. Такие превышения P-T параметров могли быть связаны с прогрессивным метаморфизмом, осложненным локальным разогревом пород при вязких деформациях и превышением ориентированного тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига. Полученные данные хорошо согласуются с результатами численных экспериментов, что подтверждает представления о роли тектонического стресса как дополнительного термодинамического фактора метаморфических преобразований в шовных зонах земной коры.

*Ключевые слова:* бластомилониты, Приенисейская региональная сдвиговая зона, <sup>40</sup>Ar—<sup>39</sup>Ar датирование, метаморфическая эволюция, геодинамические модели, Енисейский кряж **DOI:** 10.31857/S0016853X21010070

#### введение

Соотношения деформационных и метаморфических процессов в земной коре и их генетическая взаимосвязь являются одной из актуальных геологических проблем. Перспективными объектами для выяснения этих вопросов являются окраинноконтинентальные глубинные зоны пластических сдвиговых деформаций. Эти зоны являются областями объемного хрупко- и вязкопластического течения горных масс и локализованы вдоль узких линейных структур земной коры [38]. Они находятся в различных геодинамических обстановках и, как правило, контролируются геологическими комплексами орогенных и рифтогенных бластомилонитов [4].

В настоящее время в современной литературе была выявлена важная роль синсдвиговых метаморфических процессов в формировании структур складчатых поясов. В ряде работ были детально изучены процессы фрагментации вещества с обособлением реологически контрастных доменов с индивидуальной *P*-*T* историей формирования, выявлены соотношения литостатического и тектонического давления в глубинных зонах пластических сдвиговых деформаций [18, 20-22, 28]. Прогресс в этом направлении позволил авторам на основе модельных примеров создать современную теоретическую концепцию тектонического давления, определяющую природу сверхдавления и вариаций давления в связи с деформациями пород и их реологическими свойствами [15, 24, 36, 37, 39, 44, 50]. Эти результаты показали, что тектоническое сверхдавление в породах может быть значительно выше, чем девиаторный стресс, отражающий литостатическую нагрузку в земной коре.

Однако, несмотря на возрастающий интерес к этой проблеме, природные наблюдения этого явления пока еще достаточно редки [1, 9, 11, 35, 40, 51], что определяет актуальность дополнительных исследований. В связи с этим нами были детально изучены комплексы бластомилонитов контрастного химического состава Приенисейской региональной сдвиговой зоны и их зональность для получения новых структурно-петрологических свидетельств превышений давления и температуры при интенсивных деформациях в неоднородной среде и анализа геодинамических моделей их формирования. Это имеет важное значение для реконструкции условий петрогенезиса в глубинных зонах сдвиговых деформаций и особенностей развития зон перехода палеоокеан-континент.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Енисейский кряж расположен на западной окраине Сибирского кратона, который протягивается в субмеридианальном направлении вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 1, а, б). Геофизические данные свидетельствуют о вертикальном утолщении и транспрессионной обстановке – ширина складчатой области Енисейского кряжа на глубине более 10 км вдвое уменьшается, что придает ему грибовидную форму. Глубина залегания поверхности Мохоровичича под Енисейским кряжем по сравнению с соседними регионами увеличена от 40 до 50 км [33]. Таким образом, этот складчатый ороген обладает структурой с утолщенной корой, сохранившейся в течение длительного геологического времени. Коллизионная модель формирования структуры земной коры в регионе подтверждается данными сейсмического профилирования и обосновывается скучиванием пород неопротерозойских формаций [12]. В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента — Южно-Енисейский и Северо-Енисейский (Приангарско-Заангарский), разделенные субширотным Ангарским глубинным разломом [32] (рис. 1, а). На юг от этого разлома в составе Южно-Енисейского кряжа присутствуют архей-палеопротерозойский кратонный Ангаро-Канский блок, образованный канским гранулито-гнейсовым и енисейским гнейсово-сланцевым комплексами и гранитоидами, и неопротерозойский островодужный Предивинский террейн. На север от Ангарского разлома расположены [7] (см. рис. 1, а):

 Северо-Енисейский кряж, который сложен палеопротерозойскими и мезо-неопротерозойскими породами, составляющими Восточный (приплатформенный) и Центральный кратонные блоки;

 Исаковский (западный) террейн, в структуру которого входят неопротерозойские офиолиты и островодужные комплексы.

Палеоокеанические террейны аккретировали к Сибирскому континенту в венде (~600 млн лет) с образованием сутуры (шовной зоны), что фиксиирует время завершающего этапа неопротерозойской эволюции Енисейского кряжа [11].

Объекты исследования расположены в южной и северной частях Енисейского кряжа в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны, являющейся продолжением Байкало-Енисейского разлома (см. рис. 1, б). Приенисейская зона – крупнейшая деформационно-метаморфическая линеаментная структура региона разделяет кратонные блоки с островодужными террейнами. Она хорошо прослеживается вдоль Енисейского кряжа и в Туруханско-Норильской тектонической зоне по исчезновению нескольких сейсмических поверхностей и уходит на большую глубину с падением плоскости сместителя на восток. В пределах Енисейского кряжа Приенисейская сдвиговая зона отчетливо выделяется по гравитационным ступеням, фиксирующимся на сейсмических профилях. Она представляет собой систему сближенных субпараллельных разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики, концентрирующих деформации сдвига, а также их комбинаций с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма породных комплексов. Ее протяженность составляет сотни километров при ширине зон стресс-метаморфизма до первых десятков километров. Эти зоны играют роль швов, разделяющих тектонические блоки региона, в которых происходит их активное взаимодействие. В зонах сдвига происходит принципиальное изменение структуры и состава породного субстрата, вовлеченного в процесс сдвиговой деформации, с разви-



Рис. 1. Карта основных структур Енисейского кряжа.

(а) – положение бластомилонитовых комплексов;

(б) – положение Приенисейской региональной сдвиговой зоны и тектонических блоков на западной окраине Сибирского кратона.

Обозначены (цифры в кружках): 1–2 – блоки Заангарья: 1 – Центральный, 2 – Восточный; 3–4 – островодужные террейны: 3 – Исаковский, 4 – Предивинский; 5 – Ангаро-Канский блок. Региональные разломы: И – Ишимбинский, Т – Татарский, А – Анкиновский, П – Приенисейский, Н – Ангарский.

Региональные разломы: И – Ишимбинский, Т – Татарский, А – Анкиновский, П – Приенисейский, Н – Ангарский. I – чехол (NP<sub>3</sub>–PH); 2 – офиолитовые и островодужные комплексы с плагиогранитами (NP); 3 – основные вулканиты (MP–NP); 4 – неопротерозойские гранитоиды (NP); 5 – палеопротерозойские гранитоиды (PP); 6–7 – метаморфические комплексы: 6 – от фации зеленых сланцев до амфиболитовой (NA–NP<sub>1–2</sub>), 7 – гранулит-гнейсовые (PP); 8 – бластомилониты зон: *a* – шовной, 6 – фронтальной; 9 – разломы и геологические границы: *a* – региональные разломы, надвиги (границы блоков), 6 – геологические границы (EK); 10 – направление тектонических движений (NP): *a* – поддвиги, 6 – сдвиги; 11 – ставролит-гранат-кианитовые тектониты; 12 – место отбора проб для проведения Ar–Ar определения возраста

тием бластомилонитов, которые наряду с бластокатаклазитами, псевдотахиллитами, некоторыми диафторитами образуют класс специфических метаморфических пород – тектонитов.

Основным механизмом структурно-вещественных преобразований в региональных сдвиговых зонах является сдвиговое течение вещества (множественный сдвиг). В условиях неоднородного напряженного состояния (литостатическое давление и сдвиг) даже при незначительных амплитудах перемещения происходят мгновенные и крупномасштабные преобразования породного субстрата в твердом состоянии. Такие быстрые трансформации большого объема пород происходят благодаря тому, что в обстановке сдвиговой деформации и высокого всестороннего давления происходит резкое ускорение диффузионных процессов и твердофазных химических реакций. Это подтверждается экспериментальными данными, полученными при исследовании химических процессов в твердых телах [3], которые показывают, что в условиях совместного действия всестороннего и ориентированного давлений в твердом состоянии на порядки увеличиваются коэффициенты диффузии (на 10-15 десятичных порядков по сравнению с аналогичными коэффициентами диффузии в твердом теле без применения литостатического давления и сдвига), а скорости химических реакций выше на 3-8 десятичных порядков по сравнению с жидкой фазой. При этом в пластически деформированных породах задерживается до 15% затраченной на деформацию энергии [16]. В результате этого они переходят в неравновесное состояние. Возврат в состояние равновесия происходит благодаря вещественным преобразованиям (рекристаллизация, перекристаллизация, минеральные новообразования), а также структурным изменениям исходных геологических тел (изменение их внутренней и внешней структуры).

Основными видами энергии в зонах региональных сдвигов, за счет которых происходят вещественные и структурные преобразования протолита, являются [17]:

• Механическая энергия — энергия механического движения крупных масс земной коры в процессе их сближения и энергия взаимодействия тел непосредственно в зоне коллизионных столкновений, включая энергию трения и сцепления. Энергия сцепления возникает за счет силы, которая действует в теле при приложении к нему сдвигающей нагрузки до момента его срыва, после которого начинает действовать сила трения. При этом объем энергии, выделяющейся при трении и расходуемой на структурно-вещественные преобразования субстрата, существенно больше объем энергии сцепления. • Сейсмическая энергия — энергия, выделяемая в очагах землетрясений и которая производит деформацию, разрушение и измельчение пород очаговой области. В условиях коллизионных взаимодействий геоблоков множество эпицентров фиксируют зону разлома.

• Энергия минеральных преобразований. Энергия, выделяемая при химических реакциях (химические взаимодействия, рекристаллизация и перекристаллизация минеральных масс в области деструкции), а также энергия механохимической активации твердофазных реакций синтеза и разложения.

• Поверхностная энергия частиц. В результате многократного воздействия на исходную и уже частично преобразованную среду в области деструкции происходит механическое измельчение породного субстрата. Разрушение горных пород до тонкодисперсной размерности сопровождается выделением поверхностной энергии, которая вносит определенный вклад в ускорение процессов рекристаллизации и перекристаллизации вещества. Механическое диспергирование представляет собой не просто физическое измельчение частиц, но сложный физико-химический процесс изменения энергетического состояния вещества, его структуры и реакционной способности [13].

Пояс приразломных тектонитов образует секущую относительно генеральных структур северо-западного простирания шовную зону мощностью около 15-20 км между континентальным и вулканоплутоническим блоками (см. рис. 1, а). Контакты пояса тектонитов с вмещающими блоками проходят по морфологически выраженным разломам. Интерпретация геохронологических данных разновозрастных популяций монацитов в тектонитах, испытавших перекристаллизацию в ходе последовательных деформационных процессов, указывает на неоднократную активизацию Приенисейской сдвиговой зоны в регионе в диапазоне времени 1.54-0.6 млрд лет [11]. Об этом же свидетельствует тектонический меланж разновозрастных и разномасштабных блоков высоко- и слабометаморфизованных пород разного состава в серпентинитовом матриксе. Формирование наиболее интенсивно деформированных тектонитов связывается с завершением аккреции Исаковского террейна к западной окраине Сибирского кратона на рубеже около 630-600 млн лет назад [11].

### СТРУКТУРЫ РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ Ангаро-Канский блок

В качестве первого объекта исследования выбраны палеопротерозойские (1.9–1.75 млрд лет) метаморфические породы Южно-Енисейского



**Рис. 2.** Структурные и текстурные особенности бластомилонитов Ангаро-Канского блока. На микрофотографиях шлифов обозначены гранаты из реликтовых гнейсов – Grt<sub>1</sub>, бластомилонитов – Grt<sub>2</sub>.

кряжа, распложенные в зоне сочленения канской и енисейской серий (см. рис. 1, а). В районе исследования в составе канской толщи в основном развиты Sil-Opx-Grt-Bt-Pl гнейсы. В составе енисейского комплекса наибольшим распространением пользуются глиноземистые метапелиты, представленные Sil+Grt+Bt+Pl гнейсами и кристаллическими сланцами. Символы минералов приняты по [52]. Вязкие сдвиги в приразломных полях сопровождались формированием мощных зон деформаций субмеридианального простирания, отличающихся значительной неоднородностью проявления деформаций, сложным чередованием разномасштабных интенсивно деформированных и недеформированных участков. Это выражается в структурно-текстурных особенностях пород с характерной полосчатой текстурой и одновременным присутствием реликтовых текстур исходных пород и развитых по ним бластомилонитам (рис. 2). Полосчатость в бластомилонитах связана с дифференциацией однородного субстрата на обогащенные и обедненные кварцполевошпатовыми и слюдистыми агрегатами слои в условиях регионального сдвига. Такое перераспределение материала происходило одновременно с перекристаллизацией породообразующих фаз и ориентированным упорядочиванием [35].

ми бластомилонитов являются гранат, биотит, силлиманит, кварц и плагиоклаз; непрозрачные минералы представлены ильменитом и рутилом. Изометричные и линзовидные порфиробласты граната часто трещиноваты и содержат мелкие включения кварца, плагиоклаза, биотита, циркона, монацита. Среди гранатов отчетливо выделяются крупная (3-5 мм) и мелкая (до 1 мм) генерации (см. рис. 2, а-г, е). В крупных кристаллах граната иногда наблюдаются микротрещины отрыва, характерные для сдвиговых деформаций. Трещинки в гранате выполнены часто биотитом и кварцем. Мелкий синтектонический гранат более поздней генерации обрастает крупные порфиробласты граната ранней генерации, образует скопления в "тенях" давления или самостоятельные сегрегационные обособления линзовидно-полосчатой морфологии, ориентированные вдоль плоскостей скольжения в бластомилонитах (см. рис. 2, б-г). Зерна биотита также различаются по размерам и оттенкам плеохроизма в бурых (крупночешуйчатый) и оранжевых (тонкочешуйчатый) тонах. Призматические порфиробласты силлиманита обособляются в существенно биотитовых полосах в парагенезисе с гранатом. Они часто пластически деформированы с характерным изгибом пластинок роста (см. рис. 2, д). Для

Основными породообразующими минерала-

кварца характерно волнистое угасание и развитие пластинок деформации, в большинстве случаев он формирует линзовидные сегрегационные обособления ленточного кварца. Зерна плагиоклаза изгибаются в процессе сдвигового течения материала с характерным вращением зерен. Монацит присутствует в виде включений как в зернах крупного граната, так и в тонких прослоях раздробленного и интенсивно перетертого матрикса, где по периферии замещается апатитом.

#### Северо-Енисейский кряж

Объект исследования расположен на северозападе Енисейского кряжа (см. рис. 1, а). В этом районе в строении Приенисейской региональной сдвиговой зоны выделено два крупных блока (с востока на запад):

- континентальный гнейсо-амфиболитовый;

 океанический метабазит-ультрабазитовый, вулканоплутонический.

В континентальном блоке на современном эрозионном срезе доминируют породы гаревского метаморфического комплекса, в составе которого наиболее распространены биотитовые плагиогнейсограниты немтихинской толщи и порфиробластические гранитогнейсы и залегающие выше гранат-двуслюдяные кристаллические сланцы малогаревской толщи палеопротерозоя. Метабазит-ультрабазитовые и вулканоплутоническиие образования океанического блока представляют собой элементы строения Исаковского террейна. Офиолитовые ассоциации океанического блока состоят из меланжированных пластин и линз амфиболизированных толеитовых метабазальтов и метабазит-ультрабазитов (антигоритовых метадунитов и метагарцбургитов с подчиненным количеством антигоритизированных пироксенитов), относимых к фирсовской толще раннего рифея и к сурнихинскому комплексу нижнего-среднего рифея. Вулканоплутонический блок сложен низко метаморпородами физованными метадацит-андезитбазальтовой ассоциации киселихинской толщи верхнего рифея [5] и включает Осиновский массив постколлизионных поздневендских лейкогранитов [10]. В пределах северного сегмента Приенисейской сдвиговой зоны изучены образцы метапелитовых и метабазитовых тектонитов шовной зоны из правобережья р. Енисей – участков Осиновских порогов, рек Верхняя Сурниха, Проклятая и Борисиха. Изученные породы различаются как по характеру и интенсивности деформаций, так и неоднородностью их вещественного состава. В самой северной части пояса, в районе Осиновских порогов, в составе меланжа характерны будинированные реликтовые крутопадающие (85°-90°) блоки и пластины

метапелитовых гнейсов немтихинской толщи палеопротерозоя Grt+Bt+Ms+Pl+Qz±Kfs±Chl состава и будины апобазитовых амфиболитов Grt+Aмp+Pl+Ep+Chl+Ph+Spn+Rt состава. По бортам долины р. В. Сурниха и выше ее устья в правом борту долины р. Енисей находится меланжевая линзовидно-пластинчатая структура, характеризующаяся чередованием тел бластомилонитов и гранатовых амфиболитов с ассоциацией Grt+Aмp+Pl+Ph+Pg+Ep+Spn+Cb+Chl+Rt с пластинами будинированных интенсивно серпентинизированных дунитов, реже гарцбургитов и пироксенитов. Породы Борисихинского участка представлены полосчатыми амфиболитами с крупнокристаллическими линзами-реликтами Pl-Amp состава габброидного облика с возрастом около 680 млн лет [6]. В тонкокристаллических апобазитовых амфиболитах локально развиты изометричные и деформированные зональные гранаты, образующие локальные тонкие (не более 1-3 см) полоски и линзы в ассоциации с Амр+Ab+Chl+Ep+Spn агрегатом.

Эти породы встречаются в виде тектонических пластин, линз или блоков в серпентинитовом меланже. Типичной минеральной ассоциацией базитовых тектонитов является Grt+Amp+Pl+Ep+Chl+Ph+Qz+Spn+Rt+Ilm±Cb.

По микротекстурным соотношениям между минералами в метабазитах можно выделить две стадии минералообразования:

– кульминационная (поздняя);

допиковая (ранняя).

Кульминационная минеральная ассоциация представлена интенсивно деформированными минералами бластомилонитов. Зерна граната и титанита часто содержат реликтовые включения глаукофана, альбита, фенгита, эпидота и хлорита, что свидетельствует об участии реликтовых минералов в ранней допиковой ассоциации (рис. 3). Обнаружение реликтовых диагностических минералов глаукофансланцевой ассоциации в апобазитовых тектонитах метабазит-ультрабазитового блока в Приенисейской сдвиговой зоне может свидетельствовать о проявлении на западе Сибирского кратона конвергентной границы кордильерского типа, контролируемой субдукцией океанической литосферы под континентальную окраину [35].

#### ЗОНАЛЬНОСТЬ ТЕКТОНИТОВ

Сочленение палеоокеанического и палеоконтинентального секторов Енисейского кряжа маркируется Приенисейской региональной сдвиговой зоной и гетерогенными комплексами бластомилонитов, развитых к востоку и западу от конвергентной границы Приенисейского глубинного разлома. Бластомилониты изучены в об-





**Рис. 3.** Поздние сегрегационные обособления линзовидно-полосчатой морфологии существенно гранат-амфиболовых агрегатов бластомилонитов из северной части Приенисейской сдвиговой зоны Северо-Енисейского кряжа. Микрофотографии реликтовых включений глаукофана:

(а) – альбит, фенгит (николи скрещены);

(б) – в порфиробластах граната, используемые для геотермобарометрических исследований (николи параллельны);

(в) – эпидот (николи скрещены).

нажениях правого берега р. Енисей и по ее правым притокам (реки Верхняя Сурниха, Гаревка, Тис и Кан). На основании восточной вергентности коллизии океанического блока (аллохтон) на континентальный (автохтон), геолого-структурных, петрологических и геохронологических результатов исследований мы выделили шовную и фронтальную зоны бластомилонитов, с запада на восток (табл. 1):

 шовная зона бластомилонитов развита по метабазит-ультрабазитам субдукционно-аккреционного комплекса;

• фронтальная зона бластомилонитов проявлена по континентальному блоку краевой части гаревского метакомплекса, бластомилониты занимают более высокое структурное положение относительно шовной зоны — данные бластмилониты являются надшовными.

Граница между зонами проходит по общепринятому Приенисейскому глубинному разлому. Бластомилонитовые комплексы пространственно и генетически связаны с двумя типами деформаций:

 – ранние деформации поддвига океанического блока под континентальный блок;

 поздние субгоризонтальные деформации сдвига преимущественно (лево- и правосторонние);

 – деформации надвиговой и взбросо-сбросовой кинематики.

Мы приводим характеристику деформаций и основных структурных элементов бластомилонитов (см. табл. 1). В Северо-Енисейском кряже закартированные складки с полого погружающимися на С–3 и Ю–В шарнирами (см. табл. 1, рис. 4, а), ориентированные согласно общему простиранию Приенисейской сдвиговой зоны, были сформированы в процессе субдукции, а складки с субвер-

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

тикальными шарнирами — позднее, при наложении сдвиговой деформации (см. рис. 4, б). Зафиксировано генеральное погружение поддвига пород океанического блока под континентальный на В–СВ под углами от  $\angle 35^\circ$ –40° до  $\angle 70^\circ$ . Участками тектонический контакт носит надвиговый характер с обратным падением надвига, что связывается с частичной обдукцией океанической коры Исаковского и Предивинского террейнов на континентальную литосферу.

#### ШОВНАЯ ЗОНА БЛАСТОМИЛОНИТОВ

Данная зона фрагментарно прослеживается через через весь Енисейский кряж. Наиболее детально изучена в правобережье р. Енисей выше устья правого притока р. Верхняя Сурниха, где тектониты обнажаются в виде пластин, линз или блоков разной размерности и состава в серпентинитовом меланже (рис. 5, а). В пределах зоны выявлены апометабазитовые бластомилониты (см. рис. 5, б, в), образующие линзовидные и клиновидные тела среди будинированных тел серпентинизированных ультрабазитов. Метабазиты, представляющие собой полиметаморфиты, подверглись интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием тектонитов. Наложение более поздних минеральных ассоциаций на ранние (см. рис. 5, г) в ходе разных геодинамических событий четко фиксируется по геолого-структурным особенностям блоков сильно- и слабодеформированных пород, реакционным микротекстурам, химической зональности минералов и изотопным датировкам [35]. Меланж также прослеживается выше по течению р. Енисей, в районе устья руч. Остяцкого, в 1-2 км к западу от тектонического контакта, погружающегося в восточном направлении. В составе меланжа описаны мраморы, амфиболиты и гранато-

### ЛИХАНОВ и др.

**Таблица 1.** Положение, минеральный состав и результаты <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирования бластомилонитов в зоне сочленения палеоконтинентального и палеоокеанического секторов Енисейского кряжа (западная окраина Сибирского кратона).

Сектор ЕК	Комплекс, толща, возраст	Номер пробы	Субстрат, минеральный парагенезис бластомилонитов	Возраст метаморфизма, млн лет (минерал)	Характеристика структурных элементов бластомилонитов
1	2	3	4	5	6
1. Шовная зона ( <i>n</i> = 4)					
Палеоокеанический	Фирсовская толща (NP)	1406	Тектоносланцы Bt+Ms+Pl+Kfs	636.9 ± 5.3 (Ms)	Тонколистоватые, линзовидно-литонные; аз. пад. сланцеватости 90∠75–80
		1320	Метабазиты, Grt+Hbl+Ep+Cal+Chl+Sph	583.3 ± 10.1 (Hbl)	Разномасштабные складки течения; преобладающее направле- ние падения сланцевато- сти 70-80∠40-50; шарниры аз. пад. 170∠10
	Предивинская* и юдинская** толщи (Np)	1216*	Кристаллический сланец Grt+Ms+Bt+Pl+Kfs	583.8 ± 5.1 (Ms)	Полосчатые порфирокластические; аз. пад. сланцеватости 260∠72; шарниры аз. пад. 340∠ 35
		1203**	Метавулканит Qz+Grt+Ms+Pl+Pyr	565.7 ± 5.3 (Ms)	Тонколистоватые (толщина микролитонов — 1 мм); мощность зоны ~5 м; аз. пад. 330∠ 90; пиритизация
II. Фронтальная зона: внутренняя подзона (прилегающая к шву) (					ющая к шву) ( <i>n</i> = 6)
Палеоконтинентальный	Гаревский полиметаморфический комплекс, немтихинская толща (PP)	1412	Гнейсы, Grt+Pl+Ms+Kfs	628.1 ± 5.6 (Ms)	аз. пад. сланцеватости 40∠85; складки течения; шарниры аз. пад. 290∠10
		0927	Гнейсы, Grt+Bt+Ms+Pl	609.4 ± 6.4 (Bt)	Линзовидно-литонные, линзовидно-полосчатые; аз. пад. 25∠90
		0935	Гнейсы, Bt+Ms+Pl	603.0 ± 12.7 (Bt)	Линзовидно-полосчатые; аз. пад. сланцеватости 300∠60; структуры вращения лево- сдвиговой кинематики
		0936	Гнейсы, Bt+Ms+Pl	603.0 ± 12.7 (Bt)	Груболитонные, линзовидно-полосчатые; аз. пад. сланцеватости 350∠50; структуры течения и вращения левосдвиго- вой кинематики
		1312	Гнейсы Bt+Ms+Grt+Chl+St+Ky+Mnz	604.4 ± 5.3 (Ms)	полосчатые; аз. пад. полосчатости и сланцеватости 340∠75

#### Субстрат, Возраст Характеристика Сектор Номер Комплекс, минеральный парагенезис структурных элементов метаморфизма, ΕK толща, возраст пробы бластомилонитов млн лет (минерал) бластомилонитов 1 2 3 4 5 6 1112 Граниты, Bt+Ms+Kfs (Mc) 619.3 ± 5.2 (Ms) Текстура линзовиднополосчатая, птигмоидная (хаотичное распределение изогнутых полос и линз существенно Oz-Kfs состава); "очки" Мс и Qz-агрегата аревский полиметаморфический комплекс, испытывают вращение; аз. пад. сланцеватости 350∠90 немтихинская толща (PP) Палеконтинентальный II. Фронтальная зона: центральная подзона (n = 5) 615.0 ± .9 (Bt) 0923 Гнейсы, Grt+Bt+Ms+Pl Линзовидно-литонные, $614.7 \pm 6.6$ (Ms) линзовидно-полосчатые со структурами вращения Qz-Fsp агрегата, соответствующими левосдвиговой кинематике; аз. пад. сланцеватости 25∠90 1303 $608.1 \pm 10.4$ (Ms) Линзовидно-полосчатые; Апогранитные тектониты, Grt+Bt+Ms+Mc наблюдаются подвороты и вращение порфиробластов и порфирокластов микроклина и граната; правосдвиговая кинематика: аз. пад. сланцеватости 250∠80-90 1306 $595.6 \pm 10.2$ (Bt) Апогранитные Структура порфиробластотектониты, Grt+Bt+Ms+Mc вая, подвороты и вращение Гаревский полиметаморфический комплекс, порфиробластов и порфирокластов микроклина и граната; немтихинская толща (PP) аз. пад. сланцеватости Палеоконтинентальный 250∠80-90 1308 Bt+Ms+Kfs милониты по 594.8 ± 10.2 (Ms) Тонкоперетертые, гранитам несцементированные; аз. пад. сланцеватости 250∠85-90 II. Фронтальная зона: внешняя подзона (n = 1) 0912 Метапелиты, $614.7 \pm 7.8$ (Bt) Тонко линзовидно-Chl-Ser-Bt сланиы литонные (толщина микролитонов 1-2 мм), линзовидно-полосчатые; аз. пад. сланцеватости 230∠25

#### Таблица 1. Окончание.



**Рис. 4.** Складчатые и хрупко-пластические деформации пород во фронте коллизии континентального блока. *Поздняя микроклинизация полевого шпата*:

(a) — ранняя складчатость с пологозалегающими субгоризонтальными шарнирами складок в зоне фронтального надвига Борисихинского офиолитового массива в нижнем течении р. Тис;

(б) – синсдвиговые складки с субвертикальными шарнирами, связанные с поздними деформациями лево-сдвиговой кинематики, правый берег р. Енисей в районе пос. Предивинск;

синдеформационная поздняя микроклинизация в гнейсах немтихинской толщи внутренней подзоны:

(в) – будинаж кварц-полевошпатовых пегматитов в среднем течении р. Енисей, в 1.2 км ниже устья р. Гаревка;

(г) – мигматиты, секущиеся поздним кливажем СЗ простирания в среднем течении р. Енисей, о. Островок;

хрупко-пластические деформации и микроклинизация порфирокластов полевого шпата в плоскости сдвига и гнейсовидности крупноочковых гнейсов немтихинской толщи:

(д) – вертикальные шарниры право-сдвиговых микроскладок кварц-слюдистой основной ткани пород (нижнее течение р. Тис);

(е) – следы кручения, разрыва сплошности и будинажа порфирокластов с падением гнейсовидности на СВ в центральной подзоне нижнего течения р. Тис;

микрофотографии шлифов типичных деформированных порфиробластов граната со структурой снежного кома и S-образных с плавно изогнутыми спиралевидными следами включений в бластомилонитах сдвиговых зон метаморфических комплексов:

(ж) – Гаревского,

(з) – Тейского.

вые апобазитовые амфиболиты, известковистые метапесчаники, а также метатоналиты. В районе Борисихинского офиолитового массива [8] апобазитовые тектониты представлены деформированными линзами гранатовых бластомилонитов (размером  $7-10 \times 30-40$  см) в амфиболитах. На юге шовной зоны Енисейского кряжа исследованы неопротерозойские метатерригенные слюдистые тектоносланцы (см. рис. 5, д, е) западного блока, ассоциирующие с островодужными метавулканитами Предивинского террейна. Западный блок надвинут на палеопротерозойские гнейсы и амфиболиты енисейского комплекса.

# ПОЯС ФРОНТАЛЬНЫХ БЛАСТОМИЛОНИТОВ

Прослеживается вдоль западной окраины Енисейского кряжа от Осиновских порогов на севере до среднего течения р. Кан на юге, образуя дугообразную секущую относительно генеральных структур северо-западного простирания, выпуклую на запад полосу тектонитов шириной от 5-10 до 35-40 км к востоку от палеоокеанического блока (см. рис. 1, а). В северном и южном сегментах контакт между тектонитами субвертикальный, в центральной части – наклонный с северо-восточным падением границ межлу литологическими разновидностями пород, сланцеватости и полосчатости. Строение фронтальной зоны бластомилонитов изучено по береговым обнажениям нижнего течения р. Гаревка (см. рис. 6). Для фронтальных бластомилонитов р. Гаревка, а также р. Тис характерны следующие кинематические индикаторы сдвига (или перемещения) в ходе деформационных событий, которые широко проявлены как на мезо- (породном), так и на микроуровнях [41]:

- линейная деформационная гнейсовидность;

 наличие упорядоченных структур сдвигового пластического течения (см. рис. 4, б, д, е);

 – растяжение и разрыв складок течения с кулисообразной морфологией;

– рассланцевание (см. рис. 4, г);

— катаклаз;

- будинаж (см. рис. 4, в).

– полоски излома в слюдах, плагиоклазах (см. рис. 5, е);

"тени давления" перекристаллизованного кварца;

 S-образные и сильно деформированные зерна граната со структурами снежного кома (см. рис. 4, ж, з);

 – разрывы минеральных зерен со смещением и формированием "лоскутных" полосок;

 – развитие деформационных двойников и ламелей в плагиоклазах;

 параллельное распределение мелкозернистых линзообразных минеральных агрегатов.

Сдвиговые зоны проявлены структурами преимущественно правосдвиговой и подчиненной левосдвиговой кинематики и бластомилонитами с преобладающими элементами ламинарного течения. Границы между породными комплексами маркируются поверхностями срыва и притирания [6].

По мере удаления от Приенисейского разлома на восток фронтальная надшовная зона условно подразделена на три подзоны тектонитов. В пределах подзон бластомилониты отличаются условиями залегания, структурно-текстурными особенностями, составом протолитов и степенью дислокационного метаморфизма (см. табл. 1):

• внутренняя подзона бластомилонитов, непосредственно прилегающая к тектоническому шву, характеризуется падением блоков тектони-



Рис. 5. Фотографии обнажений и микрофотографии шлифов бластомилонитов шовной зоны.

(а)-(в) - обнажения пород меланжа в Исаковском террейне:

(а) – метаультрабазиты,

(б) – синтектоническая карбонатизация в милонитизированных метабазитах,

(в) – линза деформированных метабазитов;

(r) — микрофотография гранатовых метабазитов с включениями реликтов глаукофана и ассоциирующих с ним минералов в ядре зонального граната (правый берег р. Енисей выше устья р. Верхняя Сурниха),

(д) — скальный выход бластомилонитов в Западном блоке Предивинского террейна (левый берег р. Енисей, ниже устья р. Бобровка),

(е) – микрофотография апометапелитовых бластомилонитов (левый берег р. Енисей, ниже устья р. Бобровка).

тов на В–СВ под углами от  $\angle 30^{\circ}$  до  $\angle 50^{\circ}$  градусов (ширина подзоны от 0.5 до 5 км);

 центральная подзона бластомилонитов имеет преимущественно вертикальные залегания (ширина от 1 до 10 км); • внешняя подзона бластомилонитов, наиболее удаленная от Приенисейского разлома, выражена слабее, в блоках гнейсов и сланцах сохраняются ранние деформации D<sub>1</sub> и первичная структура гранитоидов (ширина до 7 км).



**Рис. 6.** Схема геологического строения гаревского метаморфического комплекса в долине нижнего течения р. Гаревки. 1 - аллювий; 2-3 - тейский полиметаморфический комплекс: 2 - филлиты, кварциты, кристаллические сланцы кординской свиты, 3 – высокоглиноземистые кристаллические сланцы свиты хребта Карпинского; 4–5 – гаревский полиметаморфический комплекс: 4 – плагиогнейсы, кристаллические сланцы, прослои амфиболитов метакарбонатныхпород и кварциты малогаревской толщи, 5 – плагиогнейсы, амфиболиты, мигматиты немтихинской толщи; <math>6-8 – магматические образования, пространственно залегающие в гаревском метаморфическом комплексе: 6 – граниты глушихинского комплекса, 7 – биотит-амфиболовые гранитогнейсы, 8 – шумихинский комплексе: 6 – ортоамфиболиты, 6 – микроклин-цоизитовые ортоамфиболиты; 9 – комплексы тектонитов Приенисейкой региональной сдвиговой зоны: a – нерасчлененные бластомилониты и катаклазиты, 6 – мигматиты и мигматизированные породы; 10 – подзоны фронтальной зоны бластомилонитов: A – внутренняя, Б – центральная, В – внешняя; 11 – геологические границы между: a – разновозрастными сеологическими образованиями и разнофациальными образованиями с резким переходом, 6 – между разнофациальными образованиями с постепенным переходом; 12 – тектонические границы: a – разломы, 6 – надвиги, e – несогласные залегания; 13 – залегание кристаллизационной сланцеватости: a – наклонной, 6 – вертикальной метаморфической полосчатости и гнейсовидности, e – места отбора проб и их номера, e – места отбора проб слюд и амфиболов для проведения  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{39}$ Ar датирования

#### Бластомилониты внутренней подзоны

Изучены на участке выше устья р. Верхняя Сурниха – устье р. Гаревка, где блоки палеоокеанической литосферы контактируют с блоками гаревского метакомплекса. Последние представлены "очковыми" порфиробластическими гнейсами крупно-гигантозернистой структуры (рис. 7, а) и залегающими выше полевошпатизированными биотитовыми мелкозернистыми плагиогнейсами (см. рис. 7, б) с падением полосчатости на СВ-В под углами ∠35-50 градусов. Выше по разрезу, вверх по р. Гаревке в гнейсах малогаревской толщи локально развиты безплагиоклазовые Grt-St-Ky-Chl-Qz, бластомилониты (рис. 8, б).



**Рис. 7.** Фотографии обнажений тектонитов внутренней подзоны фронтальной зоны. Восток-северо-восточное падение гнейсовидности в гнейсах немтихинской толщи в зоне поддвига-сдвига. (а), (б) – деформированные "очковые" гнейсы правого берега р. Енисей в 1–1.5 км ниже устья р. Гаревка, (в), (г) – синтектонические полевошпатизированные биотитовые плагиогнейсы в нижнем течении р. Тис, правый берег; поздняя синтектоническая микроклинизация в районе о. Островок, западный берег (р. Енисей, среднее течение):

(д) – микроклинизированные ортоклазовые пегматиты;

(е) – микроклинизированные апорапакивигранитные бластомилониты.

#### Бластомилониты центральной подзоны

Детально изучены в районе Осиновских порогов, по береговым обнажениям р. Гаревка (см. рис. 7), р. Тис, в районе устья р. Вятка (правобережный приток р. Енисей), а также в южном сегменте в правобережьи р. Енисей и в среднем течении р. Кан. Для данной подзоны характерны полихронность процессов тектоники, магматизма и дислокационного метаморфизма, преобладающая право-сдвиговая кинематика разломов, субвертикальное залегание сланцеватости, выделение деформированных "очковых" порфирокластов полевых шпатов (см. рис. 7, а, б) и поздняя синтектоническая микроклинизация (см. рис. 7, в, е). Наиболее сложной по строению и эволюции этой подзоны является приустьевая часть р. Вятка (правый приток р. Енисей) и о. Островок (см. рис. 8, а, в, д). На этом участке биотитовые плагиогнейсы немтихинской толши сильно тектонизированы (см. рис. 8, а) и интрудированы комплексом разновозрастных тел гранитоидов (см. рис. 8, в, г) конкордантных с северо-западным простиранием тектонитов подзоны.

В Южно-Енисейском сегменте региона бластомилониты внутренней подзоны изучены в правобережье р. Енисей на контакте высокоглиноземистых гнейсов палеопротерозоя енисейского комплекса с кузеевской толщей неоархея (?) палеопротерозоя. Крутое залегание полосчатости здесь маркируется дайками гранат содержащих, возможно — синтектонических, метадолеритов. Особенности гранитоидного магматизма (рапакиви, рои даек аплита, пегматиты) и результаты изотопного датирования структурно-вещественных комплексов позволяют рассматривать центральную подзону как долгоживущую в интервале 880—540 млн лет [11].

#### Внешняя подзона бластомилонитов

Данная подзона надшовной зоны характеризуется участками с сохранностью деформационных структур  $D_1$ , установленных в береговых обнажениях среднего течения р. Гаревки (рис. 9, а, б) в гаревском комплексе. Бластомилониты этой подзоны низкотемпературные и представлены маломощными зонами Chl—Ser—Bt сланцеподобных тектонитов по метапелитам малогаревской толщи и тектонитами по гранитам Чернореченского массива (см. рис. 9, в, г).

Граница внешней подзоны проходит предположительно в 30 км на восток от Приенисейского глубинного разлома, срытого под покровом осадочного чехла, западнее устья р. Ангара. Свидетельством этому является недеформированный Стрелковский массив лейкогранитов глушихинского комплекса с контактово-измененными метакарбонатами горевской свиты позднего рифея.

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

Таким образом, шовные и фронтальные (надшовные) бластомилонитовые комплексы отличаются геолого-структурным положением и гетерогенным составом протолитов слагаемых вещественных комплексов (базиты, гнейсы, граниты). Возраст бластомилонитовых комплексов Енисейского кряжа, согласно <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датированию слюд и амфиболов (см. табл. 1), – поздненеопротерозойский и варьирует в пределах 635–583 млн лет.

# ЭТАПЫ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПОРОД

Анализ геохронологических данных, полученных при изучении гнейсов Приенисейской сдвиговой зоны, позволил выделить несколько этапов деформационно-метаморфических преобразований в последовательности тектонических событий в докембрийской эволюции Енисейского кряжа в интервале от позднего палеопротерозоя до венда.

Этап ~1.73 млрд лет. Первый этап формирования реликтовых гнейсов в Ангаро-Канском блоке (~1.73 млрд лет) соответствует времени проявления гранулит-амфиболитового метаморфизма пород. Полученные датировки хорошо согласуются с возрастом формирования аллохтонных гиперстен-ортоклазовых гранитов — чарнокитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа. Мы полагаем, что этот этап фиксирует завершение становления структуры Сибирского кратона в составе суперконтинента Нуна.

Этап с рубежами 1.54, 1.38 и 1.25 млрд лет. На втором этапе в результате растяжения коры, который может быть связан с предполагаемым распадом палеоконтинента Нуна, эти породы подверглись прогрессивному динамометаморфизму с трансформацией от реликтовых к бластомилонитовым гнейсам и образованием комплексов высокобарических тектонитов. Эти процессы контролировались системой дискретных сдвиговых плоскостей и зон деформаций, обусловивших многократную деструкцию пород с тремя пиками 1.54, 1.38 и 1.25 млрд лет. Поздние деформации мезопротерозойской тектонической активизации в регионе произошли в интервале 1.17-1.03 млрд лет назад [11]. Это хорошо согласуется с эволюцией Гренвильского пояса в Лаврентии, являющейся ядром Родинии, диапазон развития которого охватывал от 1.8 до 1.0 млрд лет с заключительными деформациями, приведшими к коллизии мезопротерозойских блоков, в интервале 1.19-0.98 млрд лет назад [43].

Этап 615–600 млн лет. Заключительный этап динамометаморфических структурно-вещественных преобразований, приуроченных к Приенисейской сдвиговой зоне, проявлен в эдиакарии (венде), в узком диапазоне времени 615–600 млн



- Внутренняя подзона:
- (а) разлистованные апогнейсовые бластомилониты и микрофотография шлифа, николи параллельны,

(б) – гранат-ставролит-кианитовые апометапелитовые бластомилониты и микрофото шлифа, николи параллельны (правый берег р. Гаревки в 1.5 км выше устья);

Центральная подзона:

(в) – бластомилониты по гранитам рапакиви и микрофото шлифа, николи параллельны,

(г) – бластомилониты по микроклиновым гранитам и микрофото шлифа, николи скрещены, (устье р. Вятка).

лет назад. Возраст заключительных тектонотермальных событий маркирует завершающий этап неопротерозойской истории в формировании покровно-складчатого орогена как составной части Саяно-Енисейского горно-складчатого региона Сибирской докембрийской платформы. Данный этап связан с аккрецией Исаковского и Предивинского островодужных террейнов, формированием Саяно-Енисейского аккреционного пояса и латеральным приращением континентальной коры на западной окраине Сибирского кратона. Совокупность имеющихся датировок циркона из магматических комплексов Исаковского террейна (701.6  $\pm$  8.4, 697.2  $\pm$  3.6, 691.8  $\pm$  8.8 и 682  $\pm$   $\pm$  13 млн лет) в Северо-Енисейском кряже [10] совместно с датировками вулканитов Предивинского террейна, расположенного в Южно-Енисейском кряже (637  $\pm$  5.7 млн лет), указывают на формирование офиолитов и островных дуг Приенисейской зоны в интервале 700—640 млн лет. В последовательности тектонических событий в эволюции Енисейского кряжа изученные проявления основного магматизма могли отражать раз-



**Рис. 9.** Фотографии обнажений внешней подзоны фронтальной зоны тектонитов. Субгоризонтальное залегание пород:

(а) – углеродистые филлиты кординской свиты мезопротерозоя,

(б) – D<sub>1</sub>-деформированные порфирокластические плагиогнейсы немтихинской толщи (среднее течение р. Гаревка); бластомилониты по гранитам западного эндоконтакта Чернореченского массива:

(в) – гнейсовидность и кручение порфирокластов микроклина,

(г) – тонкая полосчатость с дифференциацией на микроклиновые и кварц-слюдяные литоны (правый берег р. Енисей в 45 км на северо-запад от г. Енисейск).

Рис. 8. Фотографии обнажений тектонитов внутренней и центральной подзон фронтальной зоны Приенисейской региональной сдвиговой зоны.

личные этапы растяжения вдоль западной окраины Сибирского кратона [35]. Образование более примитивных по химическому составу базальтов происходило на начальных этапах спрединга, когда плавлению подвергались верхние горизонты деплетированной мантии. А более высокотитанистые базальты образовались как продукты плавления обогащенного мантийного субстрата (менее истощенных горизонтов мантии) на более поздних этапах спрединга [10].

В конце неопротерозоя в диапазоне времени от 640 до 600 млн лет океаническая литосфера, фрагментом которой являлись базиты и ультрабазиты Исаковского террейна, субдуцировала под окраину Сибирского континента. Об этом свидетельствует обнаружение в регионе эксгумированных блоков с проявлениями глаукофансланцевого метаморфизма – метаморфизованных членов офиолитовых разрезов, - формирующихся в зоне палеосубдукции и являющихся ее прямым индикатором. С учетом данных по продолжительности эксгумации пород в интенсивно деформированных тектонических зонах [27] предполагаемый возраст процессов субдукции (погружения) базитов Исаковского террейна, ответственных за формирование глаукофановых сланцев, может отвечать интервалу от 640 до 620 млн лет. Это согласуется со временем формирования ряда высокобарических продуктов процессов субдукции (например. в Куртушибинском глаукофансланцевом и Северомуйском эклогитовом комплексах) в Центрально-Азиатском подвижном поясе [2].

Впоследствии в процессе эксгумации глаукофановые сланцы подвергались интенсивным деформациям с полной перекристаллизацией субстрата и образованием новых высокобарических минеральных парагенезисов в Приенисейской сдвиговой зоне. В результате изотопного датирования биотитов и мусковитов из тектоносланцев было установлено время наиболее позднего импульса динамометаморфических структурно-вещественных преобразований, которое произошло в эдиакарии (венде), в узком диапазоне времени 595-608 млн лет назад [10]. Выявленный синхронный этап вендских деформационно-метаморфических событий в северном и южном сегментах Приенисейской сдвиговой зоны связывается с интенсивной тектонической переработкой пород меланжа шовной зоны после проявления аккреционно-субдукционных процессов в регионе. Полученные нами результаты согласуются с оценками возраста метаморфических пород Северо-Западного Присаянья (Канский, Арзыбейский и Дербинский блоки), входящих совместно с Енисейским кряжем в состав Саяно-Енисейского аккреционного пояса [14].

### ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Для определения возраста деформационнометаморфических преобразований породного субстрата Приенисейской региональной сдвиговой зоны проведен изотопный <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar анализ фракций слюд, отобранных из наиболее интенсивно деформированных образцов Grt–Pl–Bt– Ms–Kfs–Qz тектонитов и амфиболов из апобазитовых бластомилонитов. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), (аналитик А.В. Травин) по стандартным процедурам, по [10].

Исследуемые минералы представлены кристаллами таблитчатой формы, ориентированными в породной массе согласно общему простиранию сдвиговой зоны и обособленными преимущественно на плоскостях межзернового скольжения, кливажа плойчатости и граничных поверхностях микролитонов. В результате изотопного датирования тектоносланцев по возрасту плато установлено время наиболее позднего эпизода динамометаморфических структурно-вещественных преобразований, приуроченных к Приенисейской сдвиговой зоне, который произошел в эдиакарии (венде), в узком диапазоне времени 583-635 млн лет назад (см. табл. 1, рис. 10). Это свидетельствует о достаточно продолжительном времени формирования тектонитов (30-50 млн лет) в процессе аккреционно-коллизионных событий в эдиакарии.

Мы предполагаем, что выявленный этап вендских деформационно-метаморфических событий в северном сегменте сдвиговой зоны маркирует завершающую стадию неопротерозойской истории формирования Енисейского кряжа как орогена на докембрийском этапе, связанную с интенсивной тектонической переработкой пород меланжа шовной зоны в ходе аккреционно-субдукционных процессов в регионе. Верхний возрастной рубеж этапа проявления этих процессов ограничивается накоплением вороговской серии, в базальных конгломератах которой обнаружена галька серпентинитов сурнихинского комплекса [5], и внедрением лейкогранитов и субщелочных лейкогранитов гранитов Осиновского массива [10]. Наши результаты согласуются с оценками возраста перекрывающих молассовых комплексов поздневендского возраста, базанитов и бластомилонитов гаревского комплекса и метабазальтов и метагаббро офиолитового комплекса Исаковского террейна Северо-Енисейского кряжа. Близкие результаты были получены при исследования гнейсов континентального блока и амфиболитов островодужного Предивинского террейна, сочлененных в южном сегменте Приенисейской сдвиговой зоны Южно-Енисейского кряжа [11]. Поздненеопротерозойский этап эво-

#### БЛАСТОМИЛОНИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ



**Рис. 10.** Результаты <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar определений для слюд из бластомилонитов разных зон Енисейского кряжа.

люции кряжа можно сопоставить с заключительной фазой распада палеоконтинента Родиния, отчленением от нее Сибирского кратона и раскрытием Палеоазиатского океана. Полученные в результате проведенного нами анализа возрасты зерен детритового циркона (610–600 млн лет) из осадочных формаций Саяно-Байкало-Патомского пояса на южной окраине Сибирского кратона подтвердили начало активного осадконакопления в формировавшемся океаническом бассейне между палеоконтинентами Сибирь и Лаврентия [23].

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### Р-Т эволюция пород и геодинамические модели

Установленная тектоническая зональность строения шовной и фронтальной зон свидетельствует о восточной вергентности коллизии Исаковского и Предивинского палеоокеанических террейнов и генетической связи бластомилонитовых комплексов с зоной субдукции, петрологическими свидетельствами чего является обнаружение реликтов глаукофановых сланцев в шовной зоне. Результаты геотермобарометрии, полученные ме-



**Рис. 11.** *Р*–*Т* условия и тренды эволюции метаморфизма для исходных пород и тектонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны.

Обозначены сланцы: зеленые – 3С, голубые – ГС; эпидотовые амфиболиты – ЭАМФ, амфиболиты – АМФ; гранулиты – ГР, кианитовые гранулиты – КГР; эклогиты – ЭКЛ (по [25]). 1-2-P-Tобласти: 1 – исходных гнейсов, 2 – бластомилонитов Заангарья; 3-4-P-Tобласти: 3 – исходных гнейсов,

1–2– Р–Т области: 1 – исходных гнейсов, 2 – бластомилонитов Заангарья; 3–4– Р–Т области: 3 – исходных гнейсов, 4 – бластомилонитов Ангаро-Канского блока; 5 – обобщенные направления Р–Т трендов эволюции стресс-метаморфизма со значениями метаморфического градиента; 6 – локальные вариации Р–Т параметров между реликтовыми гнейсами и тектонитами в разных доменах пород Ангаро-Канского блока

тодами мультиравновесной геотермобарометрии и фазовых диаграмм с использованием химических составов минералов и их зональности, приведены в работах [11, 35]. Расчеты показали значимые различия по P-T параметрам формирования тектонитов разных частей шовной зоны, что свидетельствует о существенной неоднородности дислокационного метаморфизма и контрастности проявления деформаций по простиранию и вкрест простирания Приенисейской региональной сдвиговой зоны.

Формирование основной массы бластомилонитов происходило с повышением давления в среднем на 2–3 кбар при незначительном повышении температуры (рис. 11). Более интенсивно деформированные тектониты, приуроченные, как правило, к приразломным зонам или полосам концентрированных деформаций, показывают повышенные значения величин давления (10– 15 кбар в метабазитах и 8–13 кбар в метапелитах) в сравнении с фоновыми (литостатическими) значениями более раннего регионального метаморфизма (6–8 кбар), определенными для менее деформируемых участков гаревского комплекса.

Максимальные превышения давления (до 5 кбар) отмечены в породах метабазит-ультрабазитового блока, залегающих внутри зоны серпентинитового меланжа на границе Сибирского кратона и Исаковского островодужного террейна. Интенсивная деформация пород приводила к практически полной перекристаллизации субстрата и образованию новых высокобарических минеральных парагенезисов в условиях фации амфиболовых эклогитов (см. рис. 11). Поэтому отчетливая за-

пись ранних процессов формирования глаукофановых сланцев была стерта и сохранилась только в виде реликтовых включений в минералах поздних метаморфических этапов. Формирование апоглаукофановых бластомилонитов в ходе наложенных интенсивных сдвиговых деформаций происходило с максимальным повышением давления на 3-5 кбар с одновременным ростом температуры на 180-240°С. Генерации таких повышенных термодинамических параметров могли быть связаны с простым прогрессивным увеличением *P*-*T* параметров в ходе контролируемой деформацией перекристаллизации вещества, что хорошо согласуется с вычисленной траекторией изменения *P*-*T* параметров пород с ходом по часовой стрелке. Подобный механизм хорошо объясняет наблюдаемые микротекстурные и химические особенности изученных пород. Дополнительным источником тепла для проградного метаморфизма мог служить локальный разогрев пород при вязких деформациях [21, 22].

Однако формирование основной массы изученных бластомилонитов происходило с повышением давления в среднем на 2–3 кбар при незначительном повышении температуры в сравнении с фоновыми значениями более раннего регионального метаморфизма [35]. Возможно несколько сценариев тектонического развития таких комплексов:

• Рост литостатического давления мог являться результатом погружения первоначально горизонтальных- или наклонно залегающих метаморфических пород, впоследствии деформированных в процессе складчатости и сохранившихся либо как крыло складки, либо в виде моноклинали. Результаты геотермобарометрии свидетельствуют о перепаде давления в 2–3 кбар, что находится в противоречии с величиной литостатического давления при нормальном погружении, которое возникло бы в этих породах при градиенте 1 кбар/3.5 км. Кроме того, при погружении пород в этом случае происходило бы повышение температуры минимально на 100–120°С, если принять температурный градиент в 20°С/км.

• Увеличение давления в зоне сдвига могло быть обусловлено дифференциальным движением блоков земной коры, эксгумированных с различной глубины [19]. Однако эта модель последовательного структурного сдвига не имеет в данном случае таких геологических свидетельств, как тектонические контакты и высокие латеральные градиенты температуры между породами соседних блоков.

 Увеличение литостатического давления происходило под действием интрузивного тела (магматической нагрузки). В этом случае должно происходить значительное повышение температуры пород за счет тепла кристаллизации магмы (типичные величины для скрытой теплоты кристаллизации на порядки превосходят величины теплогенерации за счет радиоактивных источников) [44], что не согласуется с результатами геотермобарометрии.

Исходя из результатов минеральной геотермобарометрии и вычисленных Р-Т трендов эволюции, поздний этап метаморфизма не сопровождался существенным увеличением температуры и происходил в условиях очень низкого геотермического градиента ( $dT/dH < 10^{\circ}C/км$ ). Поэтому допустимо предложение такого механизма, при котором рост давления происходил в условиях приближающихся к изотермическим. Это возможно при быстром надвиге/поддвиге блоков при коллизии со скоростью более 400 м/млн лет с последующей быстрой эксгумацией пород [29, 30]. В соответствии с моделью тектонического утолщения земной коры в результате тепловой инерции температура погруженных на глубину пород не успевает повыситься до равновесной температуры, прежде чем породы оказываются поднятыми к поверхности [15]. В этом случае продолжительность постколлизионной эксгумации обычно не превышает 15-20 млн лет, что соответствует быстрой скорости подъема метаморфических пород около 500-700 м/млн лет [35]. Эти значения хорошо согласуются со скоростью эксгумации (400 м/млн лет), рассчитанной для коллизионных метаморфических комплексов Северо-Енисейского кряжа, по результатам термомеханического численного моделирования [34]. В соответствии с другими известными теплофизическими моделями [47] также было показано, что породы нижней плиты приразломной структуры могут подвергаться изотермическому погружению только при повышенной скорости надвига верхней плиты около нескольких сотен метров за миллион лет.

При тектонической интерпретации отдельных надвиговых структур региона Новая Англия в США было показано, что изотермическое погружение могло происходить в средней плите, расположенной между нижней и верхней плитами, если движение по разломам происходило одновременно [48]. Температуры в средней плите при этом остаются относительно постоянными, так как прогрев сверху уравновешивается остыванием снизу. Однако для применения этой модели к рассматриваемому нами случаю необходимо, чтобы под литосферной плитой находились породы, разделенные еще одним разломом, что противоречит геологической ситуации в регионе. Модель субизотермического увеличения давления при быстром надвиге блоков пород с различными теплофизическими и теплогенерирующими свойствами, используемая применительно к метаморфизму вблизи Панимбинского надвига в бассейнах рек Еруда и Чиримба (Северо-Енисейского кряжа), также не позволяет интерпретировать метаморфическую эволюцию региона [34, 42].

В связи с этим мы рассматриваем альтернативный механизм, предусматривающий значительные превышения давления, а не постепенный градиент давления — закономерное его увеличение в зависимости от глубины. Оценка отклонения полученных значений давления от литостатического давления указывают на распространенность подобных явлений в различных временных и пространственных масштабах при метаморфизме и конвергентных процессах, включая столкновение плит [28]. В рассмотренных случаях величины избыточного тектонического давления могут значительно изменяться и достигать до 100% от величины литостатического давления [40], в зависимости от реологии деформированных пород [26]. Однако есть свидетельства, что и небольшие локальные тектонические напряжения могут также способствовать генерации сверхдавлений в бластомилонитах [31, 45, 511, что полтверждает воздействие тектонического стресса как дополнительного термодинамического фактора метаморфических преобразований в шовных зонах земной коры.

Наши расчеты показывают, что оценки Р-Тпараметров значительно различаются между тектонитами, находящимися в структуре Приенисейской сдвиговой зоны, и менее деформированными породами на удалении от данной зоны (см. рис. 10). Вычисленные вариации давления могли быть вызваны интенсивной сдвиговой деформацией в неоднородной среде на поздних этапах метаморфической эволюции пород. Эти результаты согласуются с численными экспериментами, согласно которым ориентированное тектоническое давление, генерированное локально в зонах пластического сдвига, в 1.4-2 раза превышало литостатическое давление [16, 39, 45, 46, 49]. Таким образом, предлагаемая нами тектоническая модель, основанная на превышении ориентированного тектонического давления над литостатическим давлением в зоне пластического сдвига. рассматривается как один из возможных сценариев эволюции пород региона.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны Енисейского кряжа изучены метапелиты и метабазиты, подвергшиеся интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием комплексов бластомилонитов с возрастом 640–580 млн лет. Впервые установлена их зональность и выделены шовная зона в палеоокеаническом секторе и фронтальная (надшовная) зона в палеоконтинентальном секторе. На основании геолого-структурных и петрологических исследований установлена пространственная связь и корреляция вариаций

*P*-*T* условий метаморфизма с интенсивностью деформаций пород в процессе коллизии Исаковского и Предивинского террейнов с краем Сибирского кратона, о чем свидетельствует неоднородность распределения этих параметров в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны.

Выявленные различия в *Р*-*Т* параметрах метаморфизма между сильно- и слабодеформированными породами и конфигурации Р-Т трендов контролировались разными тектоническими механизмами. Повышение давления на 1.5-3 кбар при незначительном увеличении температуры с низким  $dT/dH < 10^{\circ}$  C/км, вероятно, было обусловлено утолщением земной коры в результате быстрого надвига/субдукции с последующим быстрым подъемом пород. Максимальные превышения давления на 5 кбар и температуры на 200°С при более высоком градиенте  $dT/dH = 20^{\circ}$ С/км могли быть результатом прогрессивной перекристаллизации субстрата, осложненной локальным разогревом пород при вязких деформациях и превышением ориентированного тектонического давления над литостатическим давлением в зонах пластического сдвига. Полученные нами данные и имеющиеся результаты компьютерного моделирования подтверждают возможность генерации сверхдавлений и повышения температуры при интенсивных пластических сдвиговых деформациях в шовных зонах земной коры. Это позволяет рассматривать геодинамическую модель превышения сверхдавления над литостатическим давлением в зоне пластического сдвига как один из возможных сценариев тектонической эволюции региона, включающей проградное увеличение *P*-*T* параметров при вызванной деформацией рекристаллизации, присутствие в тектоническом меланже различных блоков пород с различной метаморфической историей.

*Благодарности.* Авторы выражают благодарность рецензенту д.-г. м. н. Н.Б. Кузнецову (ГИН РАН, г. Москва) за ценные конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

Финансирование. Исследования проведены в рамках госзаданий ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, АААА-A18-118052590032-6) и по проекту РФФИ № 18-05-00152.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Петров В.П. Локальные вариации РТ-параметров тектонометаморфизма в зоне пластического сдвига // ДАН. 1998. Т. 361. № 3. С. 370–374.
- 2. Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. Т. 48. № 1. С. 109–119.

- 3. Ениколопян Н.С., Мхитарян А.А., Карагезян А.С. Сверхбыстрые реакции разложения в твердых телах под давлением // ДАН. 1986. Т. 288. № 3. С. 657–660.
- 4. Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника. 1997. № 1. С. 6–19.
- Качевский Л.К. Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200000 (2-ое изд.). Красноярск: Красноярскгеология, 2002. 200 с.
- Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса как свидетельство проявления гренвильских событий на западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1476–1496.
- Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия // Геотектоника. 2020. Т. 54. № 1. С. 62–78.
- Кузьмичев А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В. Позднерифейский Борисихинский офиолитовый массив (возраст и обстановка формирования) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 12. С. 1175–1188.
- Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смульская А.И. Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 1. С. 44–68.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. Т. 52. № 1. С. 28–51.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В. Р-Т-т реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 6. С. 1031–1056.
- Митрофанов Г.Л., Мордовская Т.В., Никольский Ф.В. Структуры скучивания коры некоторых окраинных частей Сибирской платформы / Тектоника платформенных областей / О.А. Вотах, В.А. Соловьев (ред.). Новосибирск: Наука, 1988. С. 169–173.
- Молчанов В.И., Селезнева О.Г., Осипов С.Л. Механоактивация минерального вещества как предпосылка стресс-преобразований в линеаментных зонах / В сб.: Структура линеаментных зон стрессметаморфизма. В.А. Соловьев, Б.М. Чиков (ред.). Новосибирск: Наука, 1990. С. 150–164.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В. Вендское аккреционно-коллизионное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН. 2007. Т. 415. № 6. С. 782–787.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.

- 16. Тен А.А. Динамическая модель генерации высоких давлений при сдвиговых деформациях горных пород (результаты численного эксперимента) // ДАН. 1993. Т. 328. № 3. С. 322–324.
- 17. *Чередниченко А.И.* Тектонофизические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. Киев: Наукова думка, 1964. 184 с.
- Aerden D.G.A.M., Bell T.H., Puga E., Sayab M., Lozano J.A., Diaz de Federico A. Multi-stage mountain building vs. relative plate motions in the Betic Cordillera deduced from integrated microstructural and petrological analysis of porphyroblast inclusion trails // Tectonophysics. 2013. Vol. 587. P. 188–206.
- Beaumont C., Jamieson R.A., Nguyen M.H., Lee B. Hymalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation // Nature. 2001. Vol. 414. P. 738–742.
- Bell T.H., Rieuwers M.T., Cihan M., Evans T.P., Ham A.P., Welch P.W. Inter-relationships between deformation partitioning, metamorphism and tectonism // Tectonophysics. 2013. Vol. 587. P. 119–132.
- 21. *Burg J.-P., Gerya T.V.* The role of viscous heating in Barrovian metamorphism: thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps // J. Metamorph. Geol. 2005. Vol. 23. P. 75–95.
- 22. *Burg J.-P., Schmalholz S.M.* Viscous heating allows thrusting to overcome crustal scale buckling: numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 274. P. 189–203.
- Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. Vol. 449. P. 118–126.
- Chu X., Ague J.J., Podladchikov Y.Y., Tian M. Ultrafast eclogite formation via melting-induced overpressure // Earth Planet. Sci. Lett. 2017. Vol. 479. P. 1–17.
- Ernst W.G. Subduction-zone metamorphism, calc-alkaline magmatism, and convergent-margin crustal evolution // Gondwana Research. 2010. Vol. 18. P. 8–16.
- Faccenda M., Gerya T.V., Burlini L. Deep slab hydration induced by bending related variations in tectonic pressure // Nature Geosci. 2009. Vol. 2. P. 790-793.
- Fornash K.F., Cosca M.A., Whitney D.L. Tracking the timing of subduction and exhumation using <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar phengite ages in blueschist- and eclogite-facies rocks (Sivrihisar, Turkey) // Contrib. Mineral. Petrol. 2016. Vol. 171. pp. 67.
- Gerya T. Tectonic overpressure and underpressure in lithospheric tectonics and metamorphism // J. Metamorph. Geol. 2015. Vol. 33. P. 785–800.
- Huerta A.D., Royden L.H., Hodges K.V. The effects of accretion, erosion and radiogenic heat on the metamorphic evolution of collisional orogens // J. Metamorph. Geol. 1999. Vol. 17. P. 349–366.
- Jamieson R.A., Beaumont C., Nguyen M.H., Lee B. Interaction of metamorphism, deformation and exhumation in large convergent orogens // J. Metamorph. Geol. 2002. Vol. 20. P. 9–24.

- Li Z.H., Gerya T.V., Burg P. Influence of tectonic overpressure on P-T paths of HP-UHP rocks in continental collision zones: thermomechanical modeling // J. Metamorph. Geol. 2010. Vol. 28. P. 227–247.
- Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. Vol. 300. P. 315–331.
- Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. Vol. 328. P. 128–145.
- 34. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // J. Metamorph. Geol. 2004. Vol. 22. P. 743–762.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. Vol. 304–307. P. 468–488.
- Mancktelow N.S. Tectonic pressure: Theoretical concepts and models // Lithos. 2008. Vol. 103. P. 149–177.
- Moulas E. The problem of depth in geology: When pressure does not translate into depth // Petrology. 2013. Vol. 21(6). P. 577–587.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. (Berlin– Heidelberg, Springer, 2005), p. 366.
- Petrini K., Podladchikov Yu. Lithospheric pressuredepth relationship in compressive regions of thickened crust // J. Metamorphic Geol. 2000. Vol. 18. P. 67–77.
- Pleuger J., Podladchikov Y.Y. A purely structural restoration of the NFP20-east cross section and potential tectonic overpressure in the Adula nappe (central Alps) // Tectonics. 2014. Vol. 33. P. 656–685.
- Price N.J., Cosgrove J.W. Analysis of geological structures. (Cambridge, UK, Cambridge Univ. Press, 1990), p. 502.

- 42. Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. The Nature and models of metamorphism. (Cham, Springer, 2019), p. 330.
- Rivers T. Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province – Implications for the evolution of large hot long-duration orogens // Precambrian Research. 2008. Vol. 167. P. 237– 259.
- 44. *Ruppel C., Hodges K.V.* Pressure-temperature-time paths from two-dimensional thermal models: prograde, retrograde and inverted metamorphism // Tectonics. 1994. Vol. 13. P. 17–44.
- 45. *Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y.* Metamorphism under stress: The problem of relating minerals to depth // Geology. 2014. Vol. 42. P. 733–734.
- 46. *Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y.* Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for exhumation of high-pressure rocks // Geophys. Res. Lett. 2013. Vol. 40. P. 1984–1988.
- 47. *Shi Y., Wang C.* Two-dimensional modeling of the *P*-*T* paths of regional metamorphism in simple over-thrust terranes // Geology. 1987. Vol. 15. P. 1048–1051.
- 48. Spear F.S., Kohn J.T., Cheney J.T., Florence F. Metamorphic, thermal, and tectonic evolution of central New England // J. Petrol. 2002. Vol. 43. P. 2097–2120.
- 49. *Tajchmanova L*. Pressure variations in metamorphic rocks: Implications for the interpretation of petrographic observations // Mineralog. Magazine. 2013. Vol. 77. № 5. P. 2300.
- Tajchmanova L., Vrijmoed J., Moulas E. Grain-scale pressure variations in metamorphic rocks: implications for the interpretation of petrographic observations // Lithos. 2015. Vol. 216–217. P. 338–351.
- Vrijmoed J.C., Podladchikov Y.Y., Andersen T.B., Hartz E.H. An alternative model for ultra-high pressure in the Svartberget Fe–Ti garnet-peridotite, western gneiss region, Norway // Europ. J. Mineral. 2009. Vol. 21. P. 1119–1133.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for rock-forming minerals // Am. Mineralogist. 2010. Vol. 95. P. 185–187.

## Blastomylonite Complexes of the Western Yenisei Ridge (Eastern Siberia, Russia): Geology, Metamorphism and Geodynamic Models

I. I. Likhanov<sup>a, \*</sup>, S. V. Zinoviev<sup>a</sup>, P. S. Kozlov<sup>b</sup>

 <sup>a</sup>Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, bld. 3 Acad. Koptuyg prosp., 630090 Novosibirsk, Russia
<sup>b</sup>Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of Russian Academy of Sciences, bld. 15 Vonsovsky st., 620016 Ekaternburg, Russia

onsovsky si., 020010 Ekulerhourg,

\*e-mail: likh@igm.nsc.ru

Metapelites and metabasites subjected to intensive deformations with recrystallization of the substrate and the formation of blastomilonites were studied within the Yenisei regional shear zone of the Yenisei Ridge. The geological-structural, petrological and isotopic-geochronological features of the development of the Late Neoproterozoic blastomylonite complexes marking the junction zone of the paleocontinental and paleooceanic sectors of the Yenisei Ridge are considered. From west to east, in the direction from the paleooceanic formations, two zones of heterogeneous blastomylonites are distinguished: (I) high-pressure complexes of the suture zone and (II) frontal (above-suture) moderately baric and medium-low-temperature complexes. The

NCKFMASH system, were discussed within geodynamic models controlled by different tectonic mechanisms. The polychronous dynamometamorphism of the gneisses of the Angara-Kan block in the south and the formation of the main mass of the blastomylonites of the northern segment of the YRSZ occurred with an increase in pressure of 1.5-3 kbar with a slight increase in temperature with a low metamorphic gradient  $dT/dH < 10^{\circ}$  C/km in comparison with the background values of the earlier regional metamorphism. This was probably due to the thickening of the earth's crust as a result of rapid thrust/subduction, followed by a rapid rise in the rocks. The maximum excess of the thermodynamic parameters of metamorphism was established in the tectonites of the basite composition with relic glaucophane schist associations that underwent metamorphism with a simultaneous significant increase in pressure by 3-5 kbar and in temperature by  $180-240^{\circ}$ C with a higher gradient  $dT/dH = 15-20^{\circ}$ C/km. Such excesses of P-T parameters could be associated with progressive metamorphism, complicated by local heating of rocks under viscous deformations and exceeding the oriented tectonic pressure over lithostatic in the zones of plastic shear. The obtained data are in good agreement with the results of numerical experiments, which confirms the concept of the role of tectonic stress as an additional thermodynamic factor of metamorphic transformations in the suture zones of the Earth's crust.

*Keywords:* blastomylonites, Yenisei regional strike-slip zone, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating, metamorphic evolution, tectonic models, Yenisei ridge

УДК 551:24

## ГИГАНТСКАЯ КВАЗИ-КОЛЬЦЕВАЯ МАНТИЙНАЯ СТРУКТУРА В ЗОНЕ АФРИКАНО-АРАВИЙСКОГО СОЧЛЕНЕНИЯ: ДАННЫЕ КОМПЛЕКСА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2021 г. Л. В. Эппельбаум<sup>1, \*</sup>, Ц. Бен-Аврахам<sup>1</sup>, Ю. И. Кац<sup>2</sup>, С. Клотинг<sup>3</sup>, М. К. Кабан<sup>4, 5</sup>

<sup>1</sup>Тель-Авивский университет, факультет точных наук — кафедра наук о Земле, ул. Профессора Клаузнера, 6997801 Тель-Авив, Израиль <sup>2</sup>Музей естественной истории — Национальный исследовательский центр Штайнхардта Тель-Авивского университета, ул. Профессора Клаузнера, 6997801 Тель-Авив, Израиль <sup>3</sup>Утрехтский университет, факультет наук о Земле, 3508 ТА, Утрехт, Нидерланды <sup>4</sup>Гельмгольц-Центр — GFZ Немецкий научно-исследовательский центр наук о Земле, ул. Телеграфенберг, 14473 Потсдам, Германия <sup>5</sup>Институт физики Земли им. О. Шмидта РАН, д.10 ул. Б. Грузинская, 123242 Москва, Россия \*e-mail: levap@tauex.tau.ac.il Поступила в редакцию 27.07.2020 г. После доработки 04.10.2020 г.

Тектоно-геодинамические характеристики Североафрикано-Аравийского региона осложнены взаимодействием многочисленных факторов. Для исследования этого взаимодействия мы прежде всего использовали спутниковые гравитационные данные (пересчитанные на поверхность Земли), признанные мошным инструментом тектоно-геолинамического районирования. Примененное нами полиномиальное осреднение гравитационных данных указало на наличие гигантской, глубинной квази-кольцевой структуры в Восточном Средиземноморье, центр которой находится под островом Кипр. Одновременно геометрический центр выявленной структуры совпадает с критической широтой Земли 35°. Количественный анализ полученной гравитационной аномалии позволил оценить глубину верхней кромки аномального тела ~1650-1700 км. Карта векторов GPS, совпадающая с гравитационным трендом, указывает на вращение этой структуры против часовой стрелки. Обзор палеомагнитных данных на проекции обнаруженной структуры на земную поверхность также подтверждает ее вращение против часовой стрелки. Проведенный анализ карты распределения аномалий геоида и данные сейсмической томографии подтверждают наличие глубинной аномалии. Структурно-геодинамические характеристики региона и палеобиогеографические данные согласуются с предлагаемой физико-геологической моделью. Комплексный анализ петрологических, минералогических и тектонических данных позволяет предположить связь между обнаруженной глубинной структурой и приповерхностными процессами. Выявленная геологическая структура проливает свет на специфические аномальные эффекты, проявляющиеся в верхней части земной коры. включая высокоинтенсивную кипрскую гравитационную аномалию, вращение Мезозойского террейнового пояса против часовой стрелки, конфигурацию Синайской плиты и асимметрию осадочных бассейнов, расположенных вдоль континентальных разломов.

*Ключевые слова:* спутниковые гравитационные данные, геодинамика, тектоника, квази-кольцевая мантийная структура, палеомагнетизм, GPS, комплексный анализ **DOI:** 10.31857/S0016853X21010057

#### введение

Исследование взаимосвязи между глубинной геодинамикой и приповерхностными геологическими процессами является одной из главных задач в науках о Земле [42, 43]. В статье представлен комплексный геолого-геофизический анализ региона Северной Африки—Западной Азии, в котором развиты как гигантские Нубийская, Аравийская и Евразийская тектонические плиты, так и ряд сравнительно небольших тектонических единиц. Данный регион занимает площадь ~24 млн км<sup>2</sup> (рис. 1). Он включает ряд активных разломов и взаимодействующие тектонические пояса, континентальную и океаническую кору разного воз-



Рис. 1. Обзорная карта региона исследования с основными тектоническими элементами.

раста, интенсивную сейсмическую активность, а также несколько высокоамплитудных гравитационных аномалий и характеризуется значительными отклонениями в скоростях сейсмических волн на больших глубинах. Здесь сравнительно близко расположены зоны заключительных фаз субдукции и начальных стадий рифтогенеза [14, 34, 52, 57, 61, 95, 97, 100, 108]. Геолого-геофизическая нестабильность данного региона, расположенного в зоне сочленения между Восточной Гондваной и Евразией, определяется интенсивностью геодинамики – как коллизионного, так и рифтового типов (рис. 1). Здесь развиты несколько складчатых поясов и кратонов, и проявляются различные геолого-геофизические процессы [60, 74, 108, 110]. Восточное Средиземноморье развивается в центре прогрессирующего Афро-Евразийского столкновения, для исследования которого необходимо применение комплексного структурно-геодинамического анализа с использованием моделирования и численных методов.

Геофизические исследования Восточного Средиземноморья показали обширную зону развития утоненной континентальной коры [34] и идентифицировали цепочку доальпийских террейнов в

67

этой области [34, 35]. В центре Восточного Средиземноморья находится кипрская гравитационная высокоамплитудная аномалия (почти 200 мГал в редукции Буге) [64].

Целью нашей статьи является проведение расширенного комплексного анализа с применением геофизических методов (моделирование спутниковых и конвенциональных аномалий гравитационного поля, изучение распределения аномалий геоида, анализ положения векторов GPS и палеомагнитных данных, деформации земного эллипсоида вращения и глубинное геофизическое картирование) и синтез разнообразных аспектов геологических исследований (тектоно-структурное районирование, структурно-конседиментационные реконструкции, геодинамический анализ, фациально-палеобиогеографическое картирование, использование геоморфологических данных, привлечение широкого спектра петроструктурных, радиометрических и минералогических методов исследований магматических пород).

#### АНАЛИЗ ДАННЫХ СПУТНИКОВЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

Анализ современных спутниковых гравиметрических данных является мощным и эффективным инструментом регионального тектоно-геодинамического районирования, данный анализ включет сегментацию данных, различные преобразования и комплексную тектоно-структурную интерпретацию [39, 52, 55–57, 75, 76].

В нашем исследовании спутниковые гравитационные данные были получены из общемировых гравитационных баз данных (проекты Geosat и ERS [102]). Изучение спутниковых данных в контексте тектонического регионального анализа во многих случаях позволяет определить структуру земной коры и толщину литосферы [57, 76].

Было показано, что для исследования глубинной структуры обширных регионов, начиная с нескольких миллионов квадратных километров, спутниковые гравитационные данные, пересчитанные к поверхности Земли, могут быть использованы без дополнительных редукций [55]. Ранее изучаемый Аравийско-Североафриканский регион был ограничен координатами  $0^{\circ}-38^{\circ}$  с.ш. и 30°-57° з.д., в котором были проанализированы различные особенности земной коры и литосферы [55, 57]. Однако никаких региональных взаимоотношений между поворотом векторов GPS против часовой стрелки [47, 97] и структурой литосферы не было выявлено. Поэтому мы предполагаем возможное нахождение основного аномального источника, формирующего подобную конфигурацию векторов GPS, на больших глубинах.

В нашей работе мы расширили регион нашего исследования до  $0^{\circ}-55^{\circ}$  с.ш. и  $22^{\circ}-62^{\circ}$  з.д. Для анализа гравитационных спутниковых данных нами было применено несколько эффективных методик, включая полиномиальную аппроксимацию.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

#### Полиномиальная аппроксимация

Спутниковые гравитационные наблюдения, наблюденные по однородной сети, являются наиболее приемлемыми для использования математического моделирования. Гравитационное поле исследуемого региона обусловлено десятками, возможно сотнями тысяч, гравитационных аномалий, - и есть ли среди них некая региональная главенствуюшая аномалия? Для того чтобы лучше оценить природу гравитационных аномалий, мы применили полиномиальную аппроксимацию – мощный современный инструмент для решения широкого ряда проблем в области математики и прикладных наук [23, 28]. Полиномиальный подход идентифицирует наличие генерализованных трендов в наборах данных. Обработка используемого нами громадного массива гравитационных спутниковых данных (для построения исходной гравитационной карты было использовано более 9.5 × 10<sup>6</sup> наблюдений) практически исключает появление случайных основных компонент, которые могут привести к ошибкам в небольших наборах данных.

Аномальный тренд, полученный из полиномиальной аппроксимации массива данных кубической поверхностью (рис. 2), соответствует результатам, полученным с использованием методов дистанционного оценивания и нелинейной фильтрации. Основная тенденция на всех рассчитанных картах трансформированных аномалий силы тяжести показывает овальную (квази-кольцевую) структуру, отражающую глубокозалегающий источник этой аномалии. Аналогичный характер региональных аномалий был выявлен на гравитационной карте длинноволновых (800– 3500 км) аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе [84].

#### Количественный анализ гравитационной аномалии

Количественная интерпретация трансформированных аномалий потенциальных полей является традиционной практикой [78, 113]. Глубина аномального источника связана с шириной аномалии, наклоном ее ветвей, площадью, занимаемой аномальной областью, и некоторыми другими параметрами. Предварительный анализ полученной гравитационной аномалии был проведен нами с использованием усовершенствованных



**Рис. 2.** Результаты аппроксимации кубическим полиномом спутниковых гравитационных данных. Обозначено (белая пунктирная линия): положение критической широты, совпадающее с центром полиномиальной аномалии и центральной областью о. Кипр.

методов касательных, характерных точек и площадей, разработанных для количественной интерпретации аномалий потенциальных геофизических полей для условий, где уровень нормального поля неизвестен [58]. Применение этих методов позволило определить, что верхняя кромка выявленной гигантской глубинной кольцевой структуры (ГГКС) залегает на глубине около 1650—1700 км, что свидетельствует о ее местоположении в нижней мантии. Использование классических методов количественной интерпретации [113] дало 10% занижение глубины залегания верхней кромки (<1550 км).

Для дальнейшего анализа обозначим проекцию ГГКС на относительно верхние геологические разрезы (литосфера и приповерхностная геология) как ГГКСП.

## Модельный расчет остаточных гравитационных аномалий от нижней мантии

Нами были проведены расчеты гравитационных аномалий, обусловленных влиянием нижней мантии. Гравитационный эффект вариаций плотности в нижней мантии едва заметен в наблюдаемом поле силы тяжести, т.к. здесь доминируют плотностные неоднородности земной коры и верхней мантии [75]. Другим фактором, также маскирующим гравитационный эффект плотностных неоднородностей нижней мантии, является динамическая топография, индуцированная мантийной конвекцией [39, 75]. В частности, влияние динамической топографии четко прослеживается в изостатических аномалиях силы тяжести, вычисленных для тектонических структур Ближнего Востока и прилегающих регионов [75, 76]. Тем не менее, обработка больших массивов ланных обеспечивает возможность вылеления аномалий, относящихся к нижней мантии (см. рис. 2). Рассматриваемый в этом параграфе математический модельный расчет позволяет устранить из наблюденного поля гравитационный эффект коры и верхней мантии и обеспечивает независимое подтверждение полученных результатов. Этот эффект рассчитывается на основе независимых моделей, полученных из различных типов сейсмических данных, конвертированных в вариации плотности с использованием физики минералов [75].

Расчет остаточных мантийных аномалий состоял из двух этапов:

 удаление гравитационного эффекта земной коры, включая топографию и/или батиметрию, из наблюдаемого поля;

• устранение эффекта верхней мантии из общемантийного гравитационного поля (показан конечный результат (рис. 3)).

На первом этапе для Ближнего Востока и окружающих регионов была построена 3D плотностная модель земной коры на основе имеющихся сейсмических и геологических данных. Эта модель была использована для определения гравитационного эффекта коры относительно 1D эталонной модели стандартного распределения плотности по вертикали. Этот эффект был удален из наблюденного гравитационного поля, включая аномалии, вызванные вариациями топографии и рельефа морского дна. Соответственно, влияние динамической топографии, как части наблюдаемых аномалий, также исключено из исходного поля [75].

Для вычисления гравитационного эффекта верхней мантии была использована томографическая модель SL2013sv, представленная вариациями *S*-волн, скорректированными с учетом анизотропии [103]. Для глубин менее 300 км вариации плотности были получены на основе использования соотношений физики минералов [114]. На больших глубинах, где этот подход не работает, для расчета плотности был использован постоянный коэффициент преобразования, полученный по результатам геодинамического моделирования:

$$\partial (\ln \Delta \rho) / \partial (\ln \Delta V_s) = 0.28,$$
 (1)

где  $\rho$  – плотность,  $V_S$  – скорость поперечных волн [109]. Гравитационный эффект верхней мантии и переходной зоны (до глубины 700 км) был также рассчитан относительно 1D эталонной модели и удален из общемантийного гравитационного поля [77] (см. рис. 3).

Наиболее выраженная отрицательная аномалия соответствует Аденскому заливу, в то время как северная часть, относящаяся к Евразии и Евразийско-Аравийской переходной зоне, в основном характеризуется положительными гравитационными аномалиями (см. рис. 3).

Гравитационное поле, рассчитанное для нижней мантии значительно отличается от общемантийных аномалий. Например, гравитационный эффект плюма Афар почти незаметен, в то время как Южная Евразия после устранения эффекта верхней мантии характеризуется преимущественно отрицательными гравитационными аномалиями (см. рис. 3). Остаточное гравитационное поле явно разделяется на аномалии с характерными размерами примерно в интервалах >1000 и <400 км, т.е. на крупно- и среднемасштабные соответственно. Среднемасштабные аномалии не могут быть обусловлены влиянием нижней мантии ввиду большого расстояния до находящихся там возмущающих объектов. Очевидно, что эти аномалии связаны с недостаточным разрешением исходной томографической модели и погрешностями преобразования скорости в плотность [77]. Таким образом, можно выделить две группы крупномасштабных положительных остаточных аномалий:

• первая группа объединяет максимумы поля силы тяжести в Восточном Средиземноморье и региона Красного моря (см. рис. 3). Эта широкая аномалия силы тяжести хорошо коррелирует с гравитационной аномалией, выявленной путем расчета полиномиальной аппроксимации (см. рис. 2, см. рис. 3). Данный анализ, основанный на независимом подходе, также подтверждает наличие глубинной структуры с повышенной плотностью, находящейся в нижней мантии.

• Вторая группа интенсивных положительных аномалий (см. рис. 3, восточная часть изучаемого региона) соответствует коллизионной зоне между Аравией и Евразией.

#### Анализ карты аномалий геоида

Обобщенные аномалии геоида (составленные на основе EMG2008) и их сопоставление с данными распределения векторов GPS показаны на



**Рис. 3.** Остаточные гравитационные аномалии, полученные для нижней мантии путем удаления эффекта верхней мантии из общемантийного поля (методика по [75]). Гравитационные аномалии от верхней мантии были рассчитаны на основе томографической модели SL2013sv [103] (по [76]).

Показано (эллипс черного цвета): приблизительное положение максимума (максимум – см. рис. 2).

рисунке 4. Известно, что аномалии геоида отражают интегрированные эффекты земной коры, мантии и ядра [98]. Распределение аномалий геоида показывает большую квази-кольцевую структуру (см. рис. 4).

Положительные аномалии геоида отражают поднятие глубинной структуры, отрицательные аномалии геоида отражают ее периклинальную часть. Геодинамические характеристики данной карты (см. рис. 4) хорошо согласуются с картой положения векторов GPS, полиномиальной гравитационной аномалией (см. рис. 4, изолинии белого цвета) и остаточными гравитационными аномалиями, рассчитанными от нижней мантии (см. рис. 3). Аномалии геоида также в значительной степени коррелируют с региональными тек-

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

тоническими элементами (см. рис. 4). Аномалии геоида показывают вытянутую зону в направлении от север-северо-востока до юг-юго-запада, разделяющую области положительных и отрицательных значений (см. рис. 4). Эти неоднородности в мантии Земли были ранее интерпретированы как планетарная Урало-Африканская ступень [6]. В настоящее время на основе анализа данных гравитационного поля, векторов GPS, палеомагнитных и сейсмических данных, — мы полагаем, что подобное распределение аномалий геоида обусловлено интегральным эффектом от ранее выявленной Урало-Африканской ступени и объекта гигантской глубинной кольцевой структуры, верхняя кромка которой определяется на глубине ~1700 км.



**Рис. 4.** Карта аномалий геоида (построена на основе EMG2008 [126]), интегрированная со скоростями GPS, изолиниями гравитационного тренда и основными тектоническими элементами.

Обозначено: СР – Синайский разлом, ТРММ – трансформный разлом Мертвого моря, РО – разлом Оуэн. 1 – векторы скоростей GPS мониторинга, по [47, 97]; 2 – основные межплитные разломы; 3 – блок океанической коры с палеомагнитной гиперзоной Киама обратной полярности, по [22]; 4 – изолинии гравитационного тренда, полученного путем полиномиальной аппроксимации (см. рис. 2).

#### КРИТИЧЕСКАЯ ШИРОТА ЗЕМЛИ

Véronnet [120] провел детальный физико-математический анализ земного эллипсоида вращения и показал, что наиболее критической является широта ≅35°. Этот факт, по [120], обусловлен изменениями в скорости вращения Земли и неравномерным воздействием приливных сил. Дальнейшие исследования с применением обширного материала [6, 15, 25] подтвердили, что в соответствии с теорией Веронне осуществлялись периодические перетоки вещества в мантии Земли в направлении от экваториальной области ее фигуры к полярным и наоборот. Критические же параллели ≅±35° образуют неизменные по пло-
щади поперечного сечения Земли наиболее активные геодинамические зоны деформации земного эллипсоида вращения.

На основе рассчитанной карты энтропии (как информационной меры неопределенности, с использованием известной формулы

$$H_i = -\log_2 p_i, \tag{2}$$

где  $p_i$  — относитетельная вероятность события (значения физической величины) [78]) по спутниковому гравитационному полю [57] был построен эмпирический график зависимости величины энтропии от широты (рис. 5, а). Очевидно, что на рассчитанные значения энтропии силы тяжести влияет не только критическая широта, но в целом график хорошо иллюстрирует повышение значения энтропии на широтах, близких к 35°.

Левин с соавт. [8] провели анализ особенностей критических широт ( $\cong$ +35° и  $\cong$ -35°) во вращающемся земном эллипсоиде, представили связь величины сжатия тела с угловой скоростью вращения и указали на усиление сейсмоактивности на критических широтах и вблизи них. Левин с соавт. [8] выделили две критические зоны, в которых фиксируются пиковые значения плотности энергии вращения геоида: для северного полушария Земли ≅+35° (см. рис. 5, б) и южного полушария ≅-35° (где картина распределения значений плотности симметрична распределению, показанному на рис. 5, б). Это значение полностью совпадает со значением критической широты, выделенной ранее, по [120]. Следует подчеркнуть, что центр выявленной глубинной структуры практически совпадает с широтой 35° (см. рис. 2).

Мы считаем важным отметить, что центр аномалии силы тяжести, рассчитанной от нижней мантии и соответствующий срединной части коллизионной зоны между Аравией и Евразией, также соответствует широте 35° (см. рис. 3).

# КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

### Геодинамический анализ

Геодинамический анализ глобальных геологических структур показывает [1], что зоны поднятий, особенно в случае выявления вращения, являются наиболее нестабильными тектоническими структурами. Зона спрединга рифта Красного моря очерчена интенсивным позитивным трендом гравитационной аномалии в редукции Буге [86] (рис. 6, В), совпадающим с длинной осью аномального гравитационного тренда, полученного из спутниковых аномалии силы тяжести (рис. 6, А), в центре которой на о. Кипр была определена высокоамплитудная гравитационная аномалия [65] (рис. 6, Б). Таким образом, произошло совпаде-

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021



**Рис. 5.** Графики зависимости энтропии и относительной объемной плотности энергии вращения земного эллипсоида от широты.

 (а) – эмпирический график изменения энтропии в зависимости от широты, вычисленный на базисной основе спутниковых гравиметрических данных для Восточного Средиземноморья (по данным [57]);
 (б) – зависимость относительной объемной плотности энергии вращения земного эллипсоида от широты (по данным [8]).

ние трех типов независимо наблюденных гравиметрических данных.

Представленная нами карта показывает полное соответствие с другими геолого-геофизическими данными, свидетельствующими об асимметрии структуры и движений обоих бортов зоны новейшего рифтогенеза региона Красного моря (см. рис. 6, В). В пределах осевой зоны рифта, где отсутствует гранитный слой земной коры [40], величины аномалий Буге достигают почти +100 мГал (см. рис. 6, В). При резком падении плотности земной коры, в связи с усилением блоковых движений, формированием раздвиговых и трещиноватых элементов срыва литосферы, величины аномалий силы тяжести Буге резко смещаются в сторону отрицательных значений вплоть до экстремально отрицательных величин к юго-западу от зоны тройного сочленения Афар.

Анализ аномалий Буге западного и восточного обрамлений Красного моря, прорезающего систему магматических и метаморфических комплексов Неопротерозойского пояса (рис. 7), чет-



Рис. 6. Сравнение гравитационных аномалий.

(А) – Полиномиальный тренд, полученный из спутниковых гравитационных данных;

(Б) – кипрская гравитационная аномалия (суша/море), по [65];

(В) – аномалии Буге, наблюденные на Красном море и прилегающих областях (море/суша), по [86].

ко показывает региональную асимметрию распределения характеристик поля силы тяжести (см. рис. 6, см. рис. 7). На западе, в пределах Нубийской литосферной плиты, величины аномалий Буге близки к стабильным платформенным значениям и составляют ±50 мГал. Резко контрастно по отношению к этим данным на восточном побережье, соответствующему Аравийской литосферной плите (где развиты протяженные поля даек и эффузивных траппов позднего кайнозоя), — аномалии Буге, линейно вытянутые параллельно берегу Красного моря, характеризуются выраженными отрицательными значениями, что свойственно активизированным платформам.

Зона спрединга Красного моря содержит также признаки глубинной геодинамической активности — эпицентры землетрясений на больших глубинах (от 150 до  $\geq$ 600 км) [50, 67, 119, 125] (см. рис. 7). Несмотря на небольшую амлитуду этих землетрясений (M  $\leq$  3), этот факт является дополнительным аргументом влияния глубинной кольцевой структуры на вышележащие геологические образования. Большая часть глубокофокусных землетрясений сосредоточена в осевой части глубинной структуры, а землетрясения с наибольшими глубинами заложения (300–600 и >600 км), за исключением двух геодинамических событий в районе Персидского залива, целиком совпадают с указанной осевой частью (см. рис. 7).

Приведена комплексная тектоно-геодинамопалеомагнитная схема региона, наложенная на изолинии гравитационного тренда (см. рис. 7, см. рис. 2). Элементы ротационной динамики, полученные из палеомагнитного анализа данных (см. рис. 7), в основном характеризуются вращением против часовой стрелки и согласуются с направлением расположения векторов GPS.

Данные плитотектонических реконструкций [108] соответствуют положениям современной региональной геодинамики зоны аравийского сочленения Лавразии и Гондваны, поскольку закрытие океана Палеотетис сопровождалось поворотом оси спрединга океана Неотетис и террейновых поясов в направлении против часовой стрелки. Это факт подтверждают и палеомагнитные исследования юрских и нижнемеловых образований района Южных Альп [94]. На основании исследования палеомагнитных данных пород триаса в ряде регионов было сделано предположение, что в этот период ось спрединга древнего океана Неотетис, находившегося на месте Восточного Средиземноморья, была повернута против часовой стрелки [94].

#### Тектоно-конседиментационный анализ

Наряду с современными и позднекайнозойскими асимметричными грабенами, приуроченными к трансформному разлому Мертвого моря, в исследуемом регионе намечаются и более древние структуры подобного типа, фиксирующиеся по данным тектоно-конседиментационного картирования [53]. Это асимметричный кулисообразный палеогеновый прогиб, приуроченный к террейнам Пальмирид-Антиливана, где палеогеновые отложения Южных Пальмирид достигают максимально известной мощности в пределах Мезозойского террейнового пояса – 1417 м [53]. Значительным тектоно-седиментационным формированием является также позднемеловой грабен Азрак-Сирхан, заложенный в северной части Неопротерозойского складчатого пояса непосредственно к югу от Мезозойского террейнового пояса [53]. Этот асимметричный грабен отличается развитием в крайней восточной части

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

аномально высоких мощностей верхнего мела (до 2747 м) — максимальных для всего региона Аравийской литосферной плиты. По направлению к западу мощности верхнего мела на протяжении 25 км резко уменьшаются до 1400 м, далее в том же направлении — плавно снижаются до значений 80–600 м. Подобной асимметрией отличается аномальный кулисообразный позднемеловой прогиб террейнов Антиливана и системы Галилея—Ливан, соответственно, имеющий мощность осадочных отложений данной зоны:

максимальную мощность на востоке зоны – до 1453 и 1550 м;

минимальную мощность на западе зоны – до 449–300 м.

Таким образом, конседиментационные данные по распределению мощности осадочных слоев (палеоген-верхний мел), относящиеся к постаккреционному этапу гелогической истории региона, показывают, что до формирования системы рифтогенеза Красного моря (поздний мел-палеоген) в регионе были развиты асимметричные, нередко кулисообразные прогибы с аномально высокой мощностью осадконакопления на востоке региона. Приведенные данные свидетельствуют о тенденции к повороту блоков земной коры в направлении против часовой стрелки.

# Анализ палеобиогеографических данных

Вращение глубинной структуры и ее связь с приповерхностными структурами также подтверждается палеобиогеографическими данными.

Особенностью Приаравийской мезозойской фауны палеоконтинента Восточная Гондвана и сопряженных с ним островных дуг палеоокеана Неотетис является развитие мелководных донных фаунистических ассоциаций с усилением гигантизма среди ряда групп брахиопод и моллюсков. Прежде всего, это выявленные среднетриасовые миалинидные двустворчатые моллюски Ramonalina ramanensis, достигающие в длину до 15 см и являющиеся самыми крупными двустворчатыми моллюсками из всех до сих пор обнаруженных в мире в отложениях среднего триаса [123]. Находки этой уникальной фауны известны в террейне Негев в Южном Израиле. По своей структуре и тектоническому положению этот террейн является аллохтонным, он был перемещен на сотни километров из области островных дуг южного обрамления палеоокеана Неотетис в западный сегмент нынешнего Восточного Средиземноморья [53]. Дальнейшие биогеографические данные по фауне юры и мела более многочисленны и систематизированы для использования в тектоно-палеогеографическом анализе, поэтому мы рассматриваем не все, но только данные, касаю-



щиеся развития наиболее важных биогеографических индикаторов.

В конце юры мелководные отложения террейнов Негева, Антиливана, северных и южных Пальмирид включали коралловые биостромы с аномально крупными по размерам раковинами брахиопод и иглами морских ежей. Брахиоподовая фауна (Somalirhynchia–Septirhynchia) в этих фациях имеет прямое сходство с изученными фациями Эфиопской биогеографической провинции Саудовской Аравии, Эфиопии и Сомали [53]. Таким образом, осадочные отложения форланда Северной Аравии и Восточной Нубии тектонически дискордантно соединены с аллохтонным ме**Рис.** 7. Тектоно-геофизическая схема изучаемого региона, наложенная на гравитационный полиномиальный тренд. Гравитационный полиноминальный тренд показан на рис. 2.

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

*I* – архейские кратоны; 2-4 – складчатые пояса: 2 – палео-среднепротерозойский, 3 – неопротерозойский, 4 – позднепалеозойский (герцинский); 5 – мезозойский террейновый пояс; 6 – Альпийско-Гималайский орогенный пояс; 7 – кайнозойские траппы африкано-аравийского рифтового пояса; 8 – системы главных разломов; 9 – палеомагнитная гиперзона Киама обратной полярности, по [22, 53]; *10* – изолинии регионального гравитационного тренда (показан на рис. 2); *11* – глубина эпицентров глубокофокусных землетрясений: a – 150–300 км (по [50, 67, 119, 125]), 6 – 300–600 км (по [50, 67, 119, 125]), e – больше 600 км (по [50, 67]); *12* – элементы геодинамики, полученные из:

*а* – палеомагнитных (основные) и тектонических (дополнительные) данных (1 – пояс Пьеннинских клиппенов (Западные Карпаты), по [89], **2** – Гетический бассейн (Южные Карпаты–Мезия), по [83], **3** – полуостров Афон (Греция), по [81], **4** – о. Самотраки (Греция), по [81], **5** – о. Крит (Греция), по [48], **6** – массив Мендерес (Западная Анатолия, Турция), по [115], **7** – о. Кипр, по [37, 38], **8** – палеомагнитная гиперзона Киама (Восточное Средиземноморье), по [22, 53], **9** – Галилейская магматическая и блоковая система (Израиль), по [36, 101], **10** – дайки Махтеш Рамона (террейн Негев, Израиль), по [53], **11** – блоковые системы залива Акаба (северный Египет) и разломной зоны Мидьян (крайний запад Саудовской Аравии), по [29, 32], **12** – дайки Синайского полуострова, по [73], **13** – блоковая система Синайского залива, по [40], **14** – донные отложения северного части Красного моря, по [29], **15** – кольцевой комплекс Мансури (плато Восточной пустыни, Египет), по [85], **16** – шовная зона Бараке (Красное море), по [87], **17** – северо-восток депрессии Афар (Эритрея), по [93], **18** – центральная часть террейна Галилея–Северный Ливан, по [71], **19** – Восточные Тавриды (Анатолия, Турция), по [80, 91], **20** – сейсмо-тектоническая сдвиговая зона, Черное море (к югу от полуострова Крым), по [2], **21** – Рионский бассейн (Грузия), по [30, 72], **22** – Восточные Понтиды, по [72, 99], **23** – Аджаро-Триалетский пояс (Грузия), по [53], **54** – Восточный Кавказ (горный Дагестан), по [16], **25** – Куринская депрессия (Азербайджан), по [3, 17], **26** – Сомхето-Карабахский пояс, по [9, 18, 79], **27** – Нахичевань и Талыш (Азербайджан), по [16, 99], **28** – Ката-Раш (Ирак), по [53, 54], **29** – подножье горы Хермон (север Израиля), по [122]), *6* – построения векторов GPS мониторинга (по данным [47, 97], с обобщением)

зозойским террейновым поясом, вращавшимся в направлении палеоконтинента Гондвана против часовой стрелки (см. рис. 7). Этот факт доказывает движение против часовой стрелки восточной и центральной частей приповерностных проекций глубинной структуры в юре и раннем мелу. Это впервые дает возможность, используя геодинамические и геофизические характеристики, объяснить уникальность биогеографически аномальной зоны причленения террейновых блоков к палеоконтиненту Гондвана в середине раннего мела — в эпоху Левантийской фазы тектогенеза.

Следующим палеобиогеографическим уникальным явлением, до настоящего времени необъяснимым, является развитие в позднем мелу финальной фазы развития фауны гигантских брахиопод Praeneothyris на территории, протягивающейся от Индостанской плиты (Юго-Восточная Индия, штат Мадрас) до граничных регионов палеозоид и альпид Средней Азии – от Таджикской, Ферганской депрессий (Таджикистан, Узбекистан) до Горного Бадхыза (Туркмения), Южноаральской части Тургайской плиты (Узбекистан) и далее на запад – от азербайджанской части альпид Малого Кавказа до болгарской части палеозоид Родопского массива [5, 24]. Отсутствие подобной фауны в близрасположенном поясе террейнов балканид и пеллагонид скорее всего указывает на аллохтонный характер причленения группы террейновых блоков Родопской зоны Болгарии, геодинамически аналогичной более раннему по возрасту раннемеловому террейновому поясу Леванта, имеющему эфиопскую фауну.

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

Таким образом, намечаются два важных биогеографических аномальных пояса:

- юрский с Somalirhychia—Septirhynchia;
- позднемеловой с Praeneothyris.

Эти биогеографические аномальные пояса были аллохтонно перемещены на запад в результате движения коровых блоковых структур против часовой стрелки как в зоне центральной части проекции глубинной структуры, расположенной вблизи пассивной окраины Гондваны, так и в более северной зоне, приуроченной к сложной системе рифтовых бассейнов и террейновых глыб подвижного пояса системы палеоокеана Неотетис.

# Анализ асимметричных бассейнов региона

Ben-Avraham [33] и Smit et al. [104] провели изучение развития асимметричных бассейнов вдоль трансформных континентальных разломов, расположенных в восточной части проекции на поверхность выявленной глубинной структуры. Мы предполагаем, в свете полученных нами данных, что асимметричная структура этих бассейнов и их левостороннее региональное вращение против часовой стрелки являются следствием воздействия глубинной структуры.

В Эйлатском заливе с юга на север развиты три системы глубоководных трогов, сдвинутые с востока на запад, образующие серию кулисообразных прогибов. Подобный характер расположения структур позволяет предположить, что здесь превалирует не только механизм сдвига, но и вращения блоков в направлении против часовой стрелки. В регионе Мертвого моря, также как и в системе грабенов Эйлата (Израиль–Иордания), осевая часть грабена приурочена к востоку, а выположенная часть структуры тяготеет к западу [32, 33, 62]. Тектоно-геоморфологическая и магматическая асимметрия бассейна восточного и западного побережья Мертвого моря хорошо известна, при этом восточная часть бассейна является более высокоамплитудной и активной [62].

На основе общего полого-дугообразного строения трансформного разлома Мертвого моря [104] нами предлагается новая геодинамическая концепция для объяснения асимметрии тектонотипа грабенообразных структур его глубинного сдвига. Суть данной концепции обусловлена развитием в регионе не только сдвиговых, но и вращательных перемещений блоков земной коры, что мы и рассматриваем как базисное положение для объяснения развития асимметричных бассейнов региона.

На северном продолжении трансформного разлома Мертвого моря на севере Израиля расположено Галилейское море (оз. Киннерет). Здесь издавна известно, что ось глубоководного бассейна озера Киннерет смещена к его восточному берегу, а ось мелководного бассейна смещена к западному берегу озера [51]. Ранее была предложена модель регионального тектонического сдвига вдоль линии (или системы линий) трансформного разлома [33]. Однако анализ палеомагнитных данных [101], полученных по результатам исследования территорий, прилегающих к региону Галилеи, и данные структурного картирования, выявившие в зоне сдвига широкое развитие дугообразных разломов [105], позволяют уточнить общий доминириующий характер геодинамики региональных перемещений. Они совмещены с осевым вращением блоков континентальной коры Аравийско-Нубийского региона в направлении перемещения против часовой стрелки, что хорошо согласуется с данными GPS мониторинга.

Асимметрия локальных бассейнов осадконакопления района проекции глубинной структуры подчеркивается и особенностями геоморфологической асимметрии Аравийско-Нубийской зоны Гондваны в позднем кайнозое. В ее западной части, соответствующей области сочленения Нубийской литосферной плиты и рифтовой зоны Красного моря, гипсометрические отметки развитых здесь плато и речной долины р. Нил не превышают 500 м. В ее восточной части – Аравийско-Синайской зоне – сочленения этих литосферных плит с рифтовой зоной системы Красного моря и сдвиговой зоной Мертвого моря гипсометрические отметки явно превышают 500-1000 м (см. рис. 1). В краевых зонах Аравийской и Синайской литосферных плит образуются горные гряды высотой свыше 2000-3000 м. Мы предполагаем, что явление региональной геоморфологической асимметрии двух бортов спрединговой зоны Красного моря геодинамически обусловлено вращением структур региона против часовой стрелки.

# Глубинная сейсмическая томография

Наличие гигантской глубинной квази-кольцевой структуры в нижней мантии под Восточным Средиземноморьем также подтверждается результатами глубинной сейсмической томографии [106, 111, 117, 118, 121], которые указывают на аномальные скорости прохождения продольных и поперечных волн на глубинах 1200-1800 км. Van der Meer [118] представил сейсмо-томографический профиль, проходяший вдоль района Анталии на 40° с.ш. (на юге Турции). Данные сейсмической томографии (построенные как по Р-, так и по S-волнам) указывают на наличие в мантии неоднородных аномальных источников внутри контура гигантской глубинной кольцевой структуры [118]. Здесь, во вращающихся круговых (эллиптических) структурах неоднородного состава. могут возникать аномальные процессы разных знаков [1].

# Анализ палеомагнитных данных

Анализ палеомагнитных данных был произведен преимущественно по породам кайнозоя и отчасти верхнего мела. Изучение геодинамики центральной части проекции глубинной аномальной кольцевой структуры (включая структурные зоны Восточных Таврид, Кипрской дуги, южных и северных окраин Мезозойского террейнового пояса, западной окраины Неопротерозойского складчатого пояса), показывает, что здесь в основном наблюдается вращение тектонических блоков (см. рис. 7) в направлении против часовой стрелки [37, 53, 72, 79, 80, 85]. В структуре Западного Кавказа, связанного с периферической частью проекции глубинной структуры, отмечено доминантное вращение блоков против часовой стрелки [30, 72, 99, 100], тогда как в различных структурных зонах поднятий и прогибов Восточного Кавказа, расположенных вне контура глубинной мантийной структуры, происходит вращение блоков земной коры по часовой стрелке [16, 17, 79, 100] (см. рис. 7).

Исследования палеомагнитных данных в западной, периферической части проекции глубинной структуры, в зоне сопряжения различных тектонических структур и блоков от дуги Западных и Южных Карпат, герцинского Родопского массива до дуг Пелагонийской зоны и Эллинид, протягивающихся в бассейн Эгейского моря, показывают геодинамическую нестабильность. В частности, это следует из данных по выявлению новейших движений в различных структурах се-

вера и юга Эгейского моря. Данные проведенных палеомагнитных исследований северо-эгейских гранитоидов и вулканитов (о. Самотраки и п-ов Афон на северо-востоке Греции), по [81], свидетельствуют о повороте данного региона, относящегося к Родопскому массиву Евразийской плиты, по часовой стрелке, тогда как большая часть данных, полученных по району центральной и южной частей Эгейского бассейна [90] и, в частности, по о. Крит [48], демонстрируют тенденцию позднекайнозойского поворота в направлении против часовой стрелки. Подобная неустойчивость поворота различных тектонических блоков проявляется также в Карпатском складчатом регионе. На севере, в пределах внутреннего пояса Пьеннинских клиппенов Западных Карпат, обнаружено вращение блоков в направлении против часовой стрелки [89], а южнокарпатский Гетический бассейн Мезии поворачивается в направлении по часовой стрелке [83].

Рассмотренные палеомагнитные вращения хорошо согласуются с конфигурацией полиномиальной аномалией силы тяжести (см. рис. 2), аномалиями геоида (см. рис. 4) и распределением векторов GPS (см. рис. 4).

Моггіs et al. [92] установили, что горные породы офиолитовых массивов Тродос (о. Кипр) и Баер-Бассит (Сирия) были подвергнуты значительному вращению против часовой стрелки. Палеомагнитные реконструкции позволили построить наглядные геодинамические схемы, иллюстрирующие вращение структуры о. Кипр против часовой стрелки от мелового периода до позднего кайнозоя (рис. 8).

# Палеомагнитная гиперзона Киама и древняя океаническая кора

Центральная часть проекции глубинной структуры (центральная часть Восточного Средиземноморья) коррелирует с аномально низкими региональными значениями теплового потока (~15-30 мВт/м<sup>2</sup>) [26, 49, 53], которые мы рассматриваем как отображение древнего возраста литосферы в изучаемом регионе. Низкие значения теплового потока свидетельствуют также о холодном типе литосферы. Уникальность этой зоны подчеркивает факт обнаружения, на основе анализа комплекса геолого-геофизических данных, одного из самых древних блоков океанической коры, относящейся к палеомагнитной гиперзоне Киама обратной полярности (поздний карбон-ранняя пермь). Верхняя кромка обнаруженного блока залегает примерно на 10-11-километровой глубине в центре проекции глубинной структуры в первых десятках километров к югу от о. Кипр [22, 53] (см. рис. 7). Первоначальное формирование гиперзоны Киама [53] могло происходить восточнее современного положения Персидского зали-

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

ва [70]. Этот тектонический блок, очевидно, передвигался по региональным трансформным разломам до его современного положения, под воздействием кругового движения проекции глубинной структуры против часовой стрелки. Можно предположить, что именно определяющее влияние глубинной структуры предотвратило процесс субдуцирования этого океанического блока и сохранило его местоположение до настоящего времени.

# Положение мезозойского террейнового пояса

Важнейшим элементом региональной структуры Ближнего Востока, определяющей геодинамические процессы и тектонику этого сложного региона, является открытый [31, 34, 35] и детально исследованный Мезозойский террейновый пояс [53, 55, 57] (см. рис. 7).

До начала 1990-х гг. практически на всех палеогеографических и тектонических картах район Восточного Средиземноморья относился к Аравийской докембрийской платформе [34], осложненной в западной части глубинным левым сдвигом, включающим систему грабенообразных прогибов и именуемый разломом Мертвого моря. Фронтальная часть докембрийской платформы, имеющая складчато-блоковое строение, именовалась Сирийской дугой (аркой), возраст которой считался позднекайнозойским, и предполагалось, что движения платформы были обусловлены особенностями геодинамики разлома Мертвого моря или даже влиянием трансафриканских разломов, тянущихся с Запада со стороны Атлантики [70].

Осуществив исследование мощностей, скоростей и геодинамических особенностей земной коры различных зон и структур Восточного Средиземноморья, Ben-Avraham [31, 34, 35] впервые показал, что доминантной моделью эволюции структур этого района являлся не рифтогенез, обусловленный позднекайнозойским спредингом системы Красного моря, а более ранняя коллизия террейновых блоков, связанная с закрытием океана Неотетис.

Однако стало очевидным, что геофизические данные должны быть дополнены комплексом полученных и накопившихся региональных стратиграфических, палеогеографических, фациальных, биогеографических, геоморфологических, структурно-конседиментационных, петрологических, минералогических, радиометрических и тектонических данных, выявленных при исследовании как поверхностных образований, так и из кернов многочисленных скважин глубокого бурения. Это позволило нам обобщить результаты большого количества деталь-



Рис. 8. Геодинамические схемы вращения структуры острова Кипр (мел-поздний кайнозой).

(а) – вращение о. Кипр против часовой стрелки от позднего мела до позднего миоцена (по палеомагнитным данным [37]);
 (б) – изменение взаимного расположения Кипра и Африкано-Аравийской плиты палеоконтинента Гондвана в позднем мелу (по палеомагнитным данным [92]);

(в) – структурно-палеогеодинамическая реконструкция палео-структур о. Кипр в пределах позднемелового палеоокеана Тетис и его обрамления, по [70].

Обозначено: I — субдуцирующая океаническая плита южного борта Неотетис, II — офиолитовый комплекс раннемезозойской коры бассейна Маммония, III — район зоны спрединга позднемеловой части срединного хребта Тродос, IV — зона террейнов Эгейско-Анатолийского пояса с континентальной корой.

ных геологических съемок и осуществить построение новых для данного региона палеогеографических, палеомагнитных и тектоногеофизических карт [51–54, 56, 57].

# Геолого-геофизические характеристики мезозойского террейнового пояса

Нами приведены важнейшие аспекты и геолого-геофизические характеристики Мезозойского террейнового пояса (см. рис. 7), существенные с позиций обоснования глубинной мантийной структуры, повлиявшей на особенности его формирования. Данные структурно-конседиментационного анализа показывают, что в юре-мелу рассматриваемые террейны отличались друг от друга и от прогибов форланда, связанных с пассивной окраиной палеоокеана Неотетис, т.к. их тектоническое залегание дискордантно. Биогеографические данные (развитие в террейнах юрской фауны Эфиопской провинции) указывают на их аллохтонное (восточное) происхождение,

которое по палеогеографическим данным могло быть продолжением шельфового залива северовосточной Аравии, т.е. на расстоянии 500—1000 км от района нынешнего расположения террейнов. Структурно-конседиментационные карты Восточного Средиземноморья, выстроенные по нижнему и верхнему мелу, палеогену и неоген—антропогену, показали автохтонность залегания всех горных пород, исключая неотектоническое смещение на 100 км вдоль трансформного разлома Мертвого моря [62].

Построенная палеогеографическая карта нижнего мела показывает, что при размыве консолидированного террейнового пояса образований триаса и юры, подстилающих поверхность регионального несогласия, сформировались эрозионные врезы амплитудой размыва до 1000-1200 м [53]. Радиометрический возраст несогласия, определенный по коллизионным траппам в скважине Атлит-1 (эта параметрическая скважина была пробурена под патронажем Геологической Службы Израиля в поселении Атлит на побережье Средиземного моря на севере Израиля), составляет около 133 млн лет, что отвечает выделенной Левантийской фазе на границе нижнего и верхнего готерива [53]. Террейны этого пояса двигались на запад в направлении против часовой стрелки в более раннее время – на протяжении поздней юры и начале раннего мела. Это явление было определено по радиометрическому возрасту и направлению поворота доколлизионных траппов многочисленных базальтовых даек эрозионнотектонической депрессии Махтеш Рамон, расположенной на юге Израиля [54].

В мезозойском террейновом поясе было выявлено наличие террейнов, но только выделение Левантийской фазы как главного коллизионного этапа причленения к Гондване данного террейнового пояса позволило определить его мезозойский возраст, т.к. данный террейновый пояс был классифицирован как складчато-глыбовый пояс мезозойской консолидации [31, 34, 53] (см. рис. 7). Наиболее значительным геодинамическим фактором мезозойского террейнового пояса является перемещение в течение юры и начала мела его структурных элементов по серии трансформных разломов на расстояние до 1000 км в направлении против часовой стрелки в район Восточного Средиземноморья (как мы предполагаем, под воздействием влияния глубинной структуры) (см. рис. 7). В процессе этих движений была захвачена и перемещена в том же направлении древнейшая океаническая кора Неотетис с палеомагнитной зоной Киама [56].

# ОБОБЩЕННЫЙ ГЕОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

На комплексной геофизико-геодинамо-геологической карте, представленной на рисунке 9, приведен ряд геодинамических показателей: положение векторов GPS и многочисленные геологические индикаторы – выходы на поверхность глубинных магматических элементов и основные тектонические особенности региона [21, 27, 46, 54, 59, 68].

Выходы различных глубинных магматических элементов на о. Кипр [41, 66, 112] указывают на высокий уровень тектоно-геодинамической активности в приповерхностной проекции глубинной аномальной зоны. Распределение векторов GPS, ясно отображающее круговое вращение против часовой стрелки, хорошо согласуется с изолиниями регионального гравитационного тренда и указывает на наличие в центрально-западной части региона геодинамической вихревой структуры, в центре которой находится кипрская высокоамплитудная гравитационная аномалия [47, 64, 97] (см. рис. 2, см. рис. 4, см. рис. 6). Однако за пределами контура гравитационного тренда, например на северо-востоке региона, векторы GPS постепенно приобретают направление по часовой стрелке (см. рис. 4). Это явление в регионе сопровождается также изменением направления палеомагнитных векторов от против часовой до по часовой стрелке (см. рис. 7).

В тектоно-магматическом плане отмеченная региональная асимметрия бассейна Красного моря является еще более отчетливой. 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 поворачивая далее к северу по направлению против часовой стрелки к Паннонскому массиву Закарпатья (рис. 10) и далее по дуге на юг – в область важного в магматическом отношении узла – вулкана Санторин взрывного типа. Вулкан Санторин, расположенный вблизи критической широты 35° с.ш. и проекции центра глубинной структуры на поверхность, явился основой одной из самых значимых геокатастроф в мировой истории в XVII в. до н.э.

Нами выделены два линейных пояса (меловой и позднекайнозойский), характеризующихся вращением против часовой стрелки, но различающихся по возрасту и характеру магматизма [55]:

• меловой пояс обладает разнообразием магматизма с широким развитием щелочных и кимберлитовых ассоциаций, маркируемых находка-



ми алмазов и их спутников – от Северной Сирии до Восточной пустыни Египта [19, 21, 27, 68].

• позднекайнозойский пояс сложен преимущественно мощной трапповой ассоциацией, причем наиболее древняя часть ассоциации отвечает рубежу эоцена и олигоцена в районе горячей точки Афар и протягивающейся в виде пятен до Паннонского массива Закарпатья.

Эти два линейно вытянутых пересекающих друг друга пояса мезозойского и кайнозойского маг-

матизма маркируют пространственное перемещение глубинной мантийной структуры относительно коры и мантийной литосферы. Они представляют собой разновозрастные осевые линии сквозных глубинных магмо- и рудоконтролирующих разломов, пересекающих различные геотектонические зоны земной коры. Очевидно, что зона спрединга Красного моря является частью сквозного глубинного разлома, продолжающегося к северу, до области Карпат, и пересекающей разные по характеру структуры и литосферные Обозначено: СР – Синайский разлом, ТРММ – трансформный разлом Мертвого моря, ГВЕР – Главный Восточно-Европейский разлом, ВСНП – Восточно-Средиземноморско-Нубийский пояс, РО – разлом Оуэн.

I – изолинии гравитационного тренда (см. также рис. 2), II – разломы: a – основные межплитные,  $\delta$  – внутриплитные; III – векторы скоростей GPS мониторинга [47, 97]; IV – показаны (цифры в кружках) наиболее значимые обнажения с мезозойскими мантийными породами и минералами: 1 – офиолиты Тродос (о.Кипр), 2 – базальты горы Кармель (север Израиля), 3 – щелочные породы тектоно-эрозионной впадины Махтеш Рамон (юг Израиля), 4 – базитовые комплексы вулканической впадины Тимна (юг Израиля), 5 – траппы Джебель Шекуф (запад Ливана), 6 – интрузивы Наби Матта (северо-запад Сирии), 7 – траппы Джебель Рмах (запад Сирии), 8 – офиолиты Баер-Бассит (северо-запад Сирии), 9 – офиолиты Кизилдаг (юг Турции), 10 – офиолиты Анталии (юго-запад Турции), 11 – офиолиты Ликии (Турция), 12 – Карфатос-Родос (юг Греции), 13 – офиолиты Локрис-Беотия (центр Греции), 14 – щелочные базальты Крумовград (юг Болгарии), 15 – офиолиты Харманчик (северо-запад Турции), 16 – офиолиты Бейсехир (запад Турции), 17 – офиолитовый меланж Анкары (север Турции), 18 – офиолиты Позанти–Корсанти (юг Турции), 19 – офиолиты Тункели (юго-восток Турции), 20 – офиолиты Гулеман (восток Турции), 21 – офиолиты Хой-Маку (северо-запад Ирана), 22 – офиолиты Керманшах (северо-восток Ирака–северо-запад Ирана), 23 – перидотиты Седлице (восток Словакии), 24 – траппы оз. Сиваш (юг Украины), 25 – щелочные дайки Приазовского массива (юг Украины), 26 – туфогенные породы Изюм (восток Украины), 27 – щелочные траппы Абухрук (юго-восток Египта), 27а – кимберлиты Афиа, Вади Зейдун (восток Египта), 28 – щелочные траппы Эль-Кахфа (юго-восток Египта), 29 – перидотиты о. Забаргад (Красное море, Египет), 30 – щелочные траппы Эль-Нага (юго-восток Египта), 31 – щелочные траппы Мансури (юго-восток Египта), 32 – вулканиты Дельго (север Судана), 33 – щелочные траппы Вади Шак Ум Бош (восток Судана), 34 – щелочные траппы Миндара (восток Судана), 35 – офиолиты Нейриз (юг Ирана), 36 – офиолиты Забзевар (север Ирана), 37 – офиолиты Торбат-е-Хайдариех (северо-восток Ирана), 38 – офиолиты Бирджанд–Нехбандан (восток Ирана), 39 - офиолиты Семейл (Оман), 40 - офиолиты о. Масирах (Оман), 41 - светлоярские траппы, Ставропольское поднятие (Россия), 42 – кубанские траппы (Северо-Западный Кавказ, Россия); V – позднекайнозойские траппы; VI – палеомагнитная гиперзона Киама обратной полярности (Восточное Средиземноморье) [22]

плиты. Этот разлом совпадает с проекцией длинной оси глубинной мантийной структуры.

Центральная (апикальная) часть глубинной мантийной структуры образует Синайскую литосферную плиту, ограниченную меридионально двумя разломами. На севере Синайская литосферная плита ограничена разломом, развивающимся от южной части Эгейско-Анатолийской плиты. Южная часть о. Кипр с развитием мелового мантийного диапира, выходящего на поверхность, примыкает к зоне океанического террейна Восточного Средиземноморья, имеющего древнейшую в мире океаническую кору, соответствующую палеомагнитной зоне Киама.

Периферические тектоно-термальные и геодинамические процессы, следующие из анализа рассматриваемой карты, также нуждаются в комментариях, поскольку здесь проявляются достаточно масштабные процессы и структуры (см. рис. 10). Прежде всего, это крупные вулканы: Эльбрус, Казбек, Арарат, Демавенд, стратовулкан Кения, тройное сочленение Афар, кальдера вулкана Санторин, образованные горячими точками, расположенными явно на периферии рассматриваемой глубокомантийной структуры (см. рис. 10).

Можно было бы предположить, что это сочетание носит случайный характер. Однако проанализируем расположение данных вулканов совместно с данными GPS, трансформантами гравиметрических спутниковых данных, сейсмичностью зоны Вранча и тянущейся от нее серией глубинных надастеносферных разломов, внедряющихся глубоко в зону центральной части Восточно-Европейской докембрийской платформы. Комплексное сочетание этих факторов позволяет прийти к

ГЕОТЕКТОНИКА № 1 2021

выводу о закономерности явлений, обусловленных эффектом влияния глубинной структуры.

Уникальное возникновение аравийских позднекайнозойских эффузивных траппов находит тектоническое обоснование в региональной геодинамической модели Казьмина [4], наметившего развитие региональных сдвигов и межслоевых срывов утоненной литосферы в процессе формирования рифта Красного моря, что было подтверждено авторами данной статьи [56].

На карте суммарных мощностей литосферы (рис. 11) показано, что общие минимумы мощностей совпадают с рифтовыми зонами Красного моря, Аденского залива и, отчасти, Восточной Африки. Они оконтуривают не только крупные плиты – Аравийскую, Нубийскую, Сомалийскую и южную окраину Евразийской, но и плиты меньшего масштаба – Синайскую и Викторианскую. Утолщение мощности литосферы в центральной части Синайской литосферной плиты объясняется наличием здесь фронтальной зоны Мезозойского террейнового пояса с развитыми офиолитовыми и субдукционными комплексами океанической коры северо-западной окраины палеоокеана Неотетис [54]. Полученные нами данные свидетельствуют о геодинамической асимметрии восточного и западного побережий Красного моря. Утолшение мантийной литосферы смешено к востоку по направлению вращения ее глубинной структуры против часовой стрелки в центральную область Аравийской литосферной плиты, причем максимальные мощности ≥150 км развиты во фронтальной зоне глубинного перемещения масс. Минимумы мощностей (~70-75 км) оконтуривают восточный берег Красного моря и зону

Рис. 9. Комплексная геолого-геофизическая схема распределения геодинамических индикаторов в регионе исследования.



**Рис. 10.** Меловые (мезозойские) и позднекайнозойские магматические и дизъюнктивные индикаторы развития глубинной мантийной структуры в зоне Аравийского сочленения Евразии и Гондваны.

1 – главные межплитные и внутриплитные глубинные разломы; 2 – глубинные разломы, обусловленные новейшей геодинамической активностью мантийной структуры, по [11, 63, 110]; 3 – наиболее крупные вулканы центрального типа и кальдеры: A – Арарат,  $\Im$  –  $\Im$ льбрус, K – Казбек, С – Санторин; 4 – зоны развития неоген–четвертичных эффузивных траппов, по [45, 88]; 5 – зоны развития олигоцен– миоценовых: a – эффузивных траппов,  $\delta$  – дайковых комплексов;  $\delta$  – пункты находок алмазов, по [19, 21, 27, 68]; 7 – зоны развития меловых траппов и островодужных магматических комплексов, по [10, 44, 53, 69, 96, 116]; 8 – изолинии регионального гравитационного тренда восточнее трансформного разлома Мертвого моря, где развиты позднекайнозойские траппы. Утоненная литосфера западного побережья Красного моря характеризуется слаборазвитым позднекайнозойским трапповым магматизмом и достаточно отчетливым глубинным щелочным магматизмом мелового и триасового возраста [116]. Литосфера региона отражает как утонение коры и мантийной литосферы развитого здесь позднепротерозойского пояса с переходным режимом, так и присутствие здесь реликтовой мезозойской осевой зоны глубинной мантийной структуры с активным меловым магматизмом, развитым к северу в зоне более позднего разлома Мертвого моря, и далее — в поясе палеоокеана Неотетис.

Таким образом, карта мощностей коры и верхней мантии (см. рис. 11) отражает следующие геолого-геофизические аспекты динамики проекции глубинной структуры:

• отчетливо выраженную тенденцию развития осевого вращения глубинных масс мантийной литосферы в направлении против часовой стрелки с утолщением фронтальной части движущихся масс;

• утонение корово-мантийных масс в осевой части глубинной структуры на современном этапе позднекайнозойского спрединга;

• наличие реликтовой зоны осевого утонения литосферы мезозойской оси проекции глубинной структуры, располагавшейся дискордантно по отношению к оси спрединга океана Неотетис.

Это объясняет уникальность подобия структур и характер цикличности мелового траппового магматизма Мезозойского пояса Гондваны и его северо-восточных аналогов, развитых в террейновом поясе северного борта палеоокеана Неотетис — на Малом Кавказе, а также в террейнах и массивах Анатолии.

Западный и Восточный Кавказ разделяет Главный Восточно-Европейский разлом [7, 20], который продолжается на север в пределах Восточно-Европейской платформы, мы рассматриваем этот разлом как систему разрывных нарушений (см. рис. 7, см. рис. 9). Полагаем, что продолжением Главного Восточно-Европейского разлома на юг является Восточно-Средиземноморско-Нубийский пояс [27, 53, 56], он смещен относительно Главного Восточно-Европейского разлома на 500–600 км к западу. Предположительно, Восточно-Средиземноморско-Нубийский пояс являлся осевым разломом в проекции глубинной структуры на земную поверхность в мезозойскую эру (см. рис. 7, см. рис. 9).

Обобщение глубинных минерало-петрологических и тектоно-геодинамических показателей региона показывает, что (см. рис. 7, см. рис. 9):



Рис. 11. Карта мощности литосферы и положение главных тектонических элементов (по данным [57], с изменениями и дополнениями).

Обозначено: системы разломов (красные линии), границы кратонов и тектонических поясов (серые линии), границы между зонами ранней и поздней протерозойской консолидации внутри неопротерозойского пояса (желтые линии), границы между сушей и морскими бассейнами (белые линии).

 в проекции глубинной структуры наблюдается множество различных проявлений магматизма;

 наибольшее количество проявлений пород и минералов глубинного происхождения сосредоточено в апикальной части проекции глубинной структуры, в центре которой расположены офиолитовые зоны о. Кипр, где были обнаружены многочисленные мантийные минералы, например, – мелилит, клинопироксены, амфиболы, оливин, хромшпинелиды [41, 66];

 пояс кайнозойских траппов вдоль линии, соответствующей простиранию Красного моря, согласуется с современным положением длинной оси проекции глубинной структуры [40];

85

 древняя ось проекции глубинной структуры выражена Восточно-Средиземноморско-Нубийским поясом и, возможно, его северным продолжением — Главным Восточно-Европейским разломом, который делит Кавказ на западный и восточный (см. рис. 7);

– древняя мезозойская ось (вдоль Восточно-Средиземноморско-Нубийского пояса) и современная кайнозойская ось (вдоль простирания Красного моря) были активизированы в позднем кайнозое. Они расположены под углом 35°–40° друг к другу и соответствуют западной и восточной границам Синайской плиты, сформированной на рубеже миоцена и олигоцена.

# ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ геодинамических и геологических индикаторов по изучаемому региону основывался на изучении распределения глубинных магматических элементов, включая офиолиты, траппы, крупные вулканические сооружения и диатремы (см. рис. 9). Мезозойские обнажения (см. рис. 9) указывают на расположение пород и минералов, связанных с мантийными подтоками (офиолиты, траппы и мантийные диапиры). Пространственное положение этих индикаторов хорошо согласуется как с картой полиномиальных аномалий силы тяжести, так и с расположением векторов GPS (см. рис. 2, см. рис. 4, см. рис. 9).

Карта обобщенных аномалий геоида представляет большую квази-кольцевую аномалию, которая хорошо коррелирует с картой полиномиальной гравитационной аномалии, остаточными аномалиями силы тяжести от нижней мантии и положением векторов GPS (см. рис. 4, см. рис. 2, см. рис. 3, см. рис. 9).

Палеомагнитные данные и схемы однозначно показывают вращение центральной части проекции глубинной структуры против часовой стрелки (см. рис. 7, см. рис. 8). Геодинамическая нестабильность, возникающая в периферических областях проекции глубинной структуры, обуславливает появление вращений как по часовой стрелке, так и против нее. За пределами проекции глубинной структуры преобладают повороты по часовой стрелке.

Пересчитанная к полюсу, т.е. освобожденная от влияния наклонного намагничивания карта магнитных аномалий Аравийского полуострова (см. рис. 11) содержит три разнородных зоны, отличающихся по структуре и принадлежности к шкале намагниченности:

 – линейно вытянутая зона полосовых позднекайнозойских аномалий Красного моря;

 сложная система раздробленной сетчатой намагниченности в пределах неопротерозойского щита Аравийской плиты;  периферический дугообразный пояс линейных аномалий.

В пределах докембрийского щита магнитоактивными являются магматические тела неопротерозойского островодужного комплекса и система даек и траппов позднего кайнозоя, наложенная на более древнюю систему. Периферическая восточная зона дугообразно огибает докембрийский щит, и тренд его линейных аномалий совпадает с дугообразным характером распределения векторов GPS и близок к тренду изолиний глубинной мантийной структуры. Это свидельствует о влиянии глубинного аномального объекта на породы, находящиеся на глубинах не более нескольких десятков километров.

Региональный тренд спутниковых гравитационных аномалий и гравитационной аномалии на Кипре (находящейся в геометрическом центре проекции глубинной структуры) и в зоне спрединга рифта Красного моря (вдоль длинной оси проекции глубинной структуры) отлично согласуются между собой (см. рис. 6). Карта мощностей литосферы, составленная по результатам анализа спутниковых гравитационных данных, показывает не только геодинамическую асимметрию восточного и западного побережий Красного моря, но и некоторые элементы вращения против часовой стрелки (см. рис. 11). Практически идеальное совпадение критической широты 35° с.ш. [8, 120] с высокоинтенсивной кипрской гравитационной аномалией [64] и с центром выявленной глубинной структуры [56], не может быть случайным событием.

Полученные нами геофизические данные подтверждают модельные расчеты Трубицына [12], показавшие, что глубина 1650—1700 км соответствует аномальной зоне спинового (фазового) перехода, что совпадает с положением верхней кромки обнаруженной нами глубинной структуры. Такие зоны являются наиболее нестабильными и часто включают мантийные плюмы, которые могут влиять на геодинамику и магматизм слоев верхней мантии и коры, а также на формирование геохимических резервуаров в припоповерхностных слоях [13].

Два осевых положения проекции глубинной структуры, маркированные мезозойскими и кайнозойскими трапповыми комплексами, являются естественным структурным ограничением Синайской плиты как самостоятельной геодинамической структуры [31] (см. рис. 10).

Столь широкое развитие в исследуемом регионе мезозойских и кайнозойских трапповых бассейнов и интрузивных проявлений, образующих протяженные линейно вытянутые структуры, требует теоретического обоснования. Небезынтересно отметить, что внутриплитный (платформенный) магматизм (траппы, платобазальты,



Рис. 12. Карта магнитных аномалий Аравийского щита, пересчитанная к полюсу (по данным [124], с дополнениями).

кимберлиты) и металлогения не могут быть объяснены или спрогнозированы конвенциональной моделью тектоники плит [14, 107].

Выделенная нами кольцевая глубинная структура, предположительно, генерирует формирование линейных структур, существование которых теоретически ранее не было обосновано [107]. Зоны развития неогеновых эффузивных траппов и дайковых комплексов, а также места обнаружения алмазов (мелового периода) в Египте, Израиле и Сирии хорошо согласуются с длинной осью выявленной структуры (см. рис. 10). Существенным представляется общее совпадение крупных палеотектонических данных этого района Гондваны, таких как крупный свод Хелец (см. рис. 2), с полученными данными по глубинно-геофизическому анализу. Например, была закартирована обширная региональная зона поднятия, тянущуаяся субмеридионально, ось которой совпадает с Аравийской пограничной зоной [70]. Свод структуры, где отсутствуют даже самые верхние слои докембрия — аркозы свиты Зенифим, — определен по террейну Хелец и отчасти по автохтонному блоку Синайского полуострова.

Восточное крыло этого поднятия содержит более молодые образования нижнего палеозоя — от кембрия и до силура, и далее — до образований верхнего палеозоя. Не вдаваясь в проблемы аллохтонности ряда структур, отнесенных к этому поднятию, отметим, что ось этой обширной палеотектонической структуры Гондваны совпадает с ранним (позднепалеозойско-мезозойским) положением оси выявленной глубинной мантийной структуры.

Построенная нами физико-геологическая модель доказывает существование гигантской мантийной кольцевой структуры и основывается на совокупности следующих геофизических и геологических факторов:

 вычисление полиномиального тренда спутниковых гравитационных данных, указывающих на кольцевую (эллипсоидальную) структуру;

 – результаты количественной интерпретации полиномиальной гравитационной аномалии;

 вычисление остаточных гравитационных аномалий от нижней мантии;

- кольцевое положение векторов GPS;

- аномалии изолиний геоида;

- сейсмико-томографические данные;

 палеомагнитные данные, указывающие на преимущественное вращение блоков земной коры против часовой стрелки;

 многочисленные минералого-петрологические данные, указывающие на тектоно-геодинамическую активность в пределах проекции глубинной структуры на приповерхностную часть геологического разреза;

– геодинамические выводы о сопряженной деформации земного эллипсоида вдоль широты 35° с.ш., где находится центр выявленной структуры;

палеобиогеографические данные;

- многочисленные тектоно-структурные данные.

Случайное совпадение всех этих независимых определяющих факторов (с учетом того что мы рассматриваем только основные показатели) крайне маловероятно [82].

### выводы

Проведенное детальное исследование проливает свет на связь между ранее неизвестной глубинной структурой и приповерхностными геолого-геофизическими особенностями среды. Выявленная взаимосвязь многосторонне и тщательно, с учетом различных компонентов данной структуры изучена авторами.

1. Наличие глубинной вращающейся кольцевой структуры отражено в широком спектре полученных нами данных с использованием различных методов исследования: полиномиально обработанные спутниковые гравитационные данные (i), количественный анализ полиномиальной гравитационной аномалии (ii), вычисление остаточных гравитационных аномалий от нижней мантии (iii), данные сейсмической томографии (iv), распределение векторов GPS мониторинга (v), анализ палеомагнитных данных (vi), аномалии геоида (vii), данные геодинамического анализа (viii), тектонические индикаторы (ix), палеобио-географические реконструкции, а также многочисленные подтверждения, полученные путем исследования тектонико-структурных, геодинамических данных (x). Вероятностная оценка случайного совпадения всех этих факторов чрезвычайно мала.

2. Открытие глубинной аномальной структуры объясняет, в частности, существование внутриплатформенных магматических поясов, не нашедших ранее логического объяснения в рамках существовавших теорий.

3. Впервые в тектоно-магматическом плане отмечена и интерпретирована региональная асимметрия бассейна Красного моря. Очевидно, что глубинная кольцевая структура, влияющая на многие тектоно-геодинамические процессы, может являться глобальным геодинамическим фактором, способствующим спредингу Красного моря. Мы полагаем, что эта структура влияет на кипрскую высокоамплитудную аномалию силы тяжести, конфигурацию Синайской плиты, вращение террейнового мезозойского пояса против часовой стрелки, геометрию асимметричных бассейнов вдоль трансформного разлома Мертвого моря и передвижение тектонического блока, соответствующего палеомагнитной гиперзоне Киама, в Восточном Средиземноморье.

*Благодарности.* Авторы выражают сердечную благодарность редактору журнала "Геотектоника" М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва) за вдумчивое и высокопрофессиональное редактирование текста статьи.

Авторы благодарны проф. Е.А. Рогожину (ИФЗ РАН, г. Москва) и анонимному рецензенту, чьи замечания и комментарии способствовали значительному улучшению статьи.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Алейников А.Л., Беликов В.Т., Эппельбаум 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 в Азербайджане. Дис. ... д. г.-м. н. М.: ИФЗ РАН, 1983. 289 с.
- Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 205 с.

- 5. *Кац Ю.И*. Новые роды позднемеловых замковых брахиопод Таджикской депрессии и прилежащих к ней регионов // Ученые зап. Харьк. гос. ун-та. Геол. отдел. 1962. Т. 15. С. 132–154.
- Кац Ю.И. Меловой талассократический максимум и планетарные движения гидросферы, – В кн.: Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. Д.П. Найдин и др. (ред.), – М.: Наука, 1986. С. 191–237.
- Копп М.Л. Мобилистская теория платформ Северо-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 342 с.
- 8. 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.
- Печерский Д.М., Нгуен Т.К. Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов. Данные по СССР. (Сводный каталог. Геофизич. комис. АН СССР, г. Москва) // Всемирный центр данных. 1979. Сер. В. № 4.
- Реннгартен Н.В., Старостина З.М. Геолого-литологические исследования лейасовых отложений на северном склоне центрального Кавказа, – В кн.: Геология и полезные ископаемые центральной части Северного Кавказа. – Е.В. Бризке (ред.). – М.: АН СССР, 1956. С. 83–147.
- 11. *Соллогуб В.Б.* Литосфера Украины. Наукова Думка, Киев. 1986. 184 с.
- Трубицын В.П. Природа границы между верхней и нижней мантией и ее влияние на конвекцию // Физика Земли. 2010. № 6. С. 3–18.
- 13. *Трубицын В.П.* Прохождение океанических плит через границу верхней и нижней мантии // ДАН. 2012. Т. 446. № 6. С. 677–679.
- 14. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный Мир, 2001. 606 с.
- 15. *Хаин В.Е., Короновский Н.В.* Планета Земля от ядра до ионосферы. М.: МГУ, 2007. 244 с.
- 16. Халафлы А.А. Палеомагнетизм Малого Кавказа. Баку: Тахсил, 2006. 189 с.
- Халафов А.А. Магнитные исследования коньяксантонских отложений Газахской депресии // Изв. АН Азерб. ССР. Сер. Науки о Земле. 1986. № 4. С. 123–126.
- 18. Храмов А.Н. Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов. Данные по СССР. (Сводный каталог. Геофизич. комис. АН СССР, г. Москва) // Всемирный центр данных. 1984. Сер. В. № 1.
- 19. 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.
- Шатский Н.С., Беляевский А.А., Богданов А.Н., Муратов М.Е. Тектоническая карта СССР и прилегающих стран. Масштаб: 1: 5000000. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 9 листов.
- Эппельбаум Л.В., Ваксман В.Л., Кузнецов С.В., Сазонова Л.В., Смирнов С.А., Сурков А.В., Безлепкин Б.М., Кац Ю.И., Коротава Н.Н., Беловицкая Г.И. Обнаружение микроалмазов и минералов-спутников в каньоне Махтеш Рамон (пустыня Негев, Израиль) // ДАН. 2006. Т. 407. № 1. С. 1–3.

- 22. Эппельбаум 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.
- 23. *Ahlberg J.H., Nilson E.N., Walsh J.N.* The theory of splines and their applications. (Academ. Press, N.Y.–London, 1967), P. 284.
- Alizadeh A.A., Guliyev I.S., Kadirov F.A., Eppelbaum L.V. Geosciences in Azerbaijan, Vol. 1. Geology, (Springer– Heidelberg, N.Y., 2016), P. 239.
- 25. Andersson D.L. New theory of the Earth. (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2007, 2<sup>nd</sup> ed.). P. 400.
- 26. 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.
- Barakat A.A., Kandil S.M.R. Diamond in the newly discovered kimberlite and related rocks, Central Eastern Desert, Egypt // Proceed. of the XXXVI Int. Conf. "Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits" St.-Petersburg Univ., Russia, 23– 26 May 2019, (St-Petersburg Univ. Publ., Russia, 2019). P. 36–42.
- Barbeau E.J. Polynomials, In: Problem books in mathematics, (Springer, N.Y.–Berlin–Heidelberg, 2003), P. 455.
- Bayer H.J., Hotzl H., Jado A.R., Ruscher B., Voggenreter W. Sedimentary and structural evolution of the northwest Arabian Red Sea margin // Tectonophysics. 1988. Vol. 153. P. 137–151.
- 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.
- Ben-Avraham Z. The structure and tectonic setting of the Levant continental margin, Eastern Mediterranean // Tectonophysics. 1978. Vol. 46. P. 313–331.
- 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.
- Ben-Avraham Z. Development of asymmetric basins along continental transform faults // Tectonophysics. 1992. Vol. 215. P. 209–220.
- Ben-Avraham Z., Ginzburg A. Displaced terranes and crustal evolution of the Levant and the Eastern Mediterranean // Tectonics. 1990. Vol. 9. P. 613–622.
- Ben-Avraham Z., Ginzburg A., Makris J., Eppelbaum L. Crustal structure of the Levant basin, Eastern Mediterranean // Tectonophysics. 2002. Vol. 346. P. 23–43.
- 36. 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.
- Borradaile G.J., Lagroix F., Hamilton T.D., Trebilcock D.A. Ophiolite tectonics, rock magnetism and paleomagnetism, Cyprus // Surv. Geophys. 2010. Vol. 31. P. 285– 359.
- 38. *Borradaile G.J., Lucas K.* Tectonics of the Akamas and Mamonia ophiolites, Western Cyprus: Magnetic pet-

rofabrics and paleomagnetism // J. Struct. Geol. 2003. Vol. 25. P. 2053–2076.

- Boschi L., Faccenna C., Becker T.W. Mantle structure and dynamic topography in the Mediterranean basin // Geophys. Res. Lett. 2010. Vol. 37. L20303. P. 1–6.
- 40. *Bosworth W., Huchon P., McClay K.* The Red Sea and Gulf of Aden basins // J. African Earth Sci. 2005. Vol. 43. P. 334–378.
- Chan G.H.-N., Malpas J., Xenopnontos 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.
- 42. Cloetingh S., Willet S.D. Linking deep Earth and surface processes // EOS. 2013. Vol. 94. № 5. P. 53–54.
- 43. Cloetingh S., Tibaldi A., Dobrzhinetskaya L., Matenco L., Nader F., de Vries B.v.W. (eds.). From the deep Earth to the surface: A multiscale approach // Global Planet. Change. 2018. Vol. 171. P. 1–322.
- 44. Cvetković V., Šarić K., Prelević D., Genser J., Neubauer F., Höck V., Von Quadt A. An anorogenic pulse in a typical orogenic setting: The geochemical and geochronological record in the East Serbian latest Cretaceous to Palaeocene alkaline rocks // Lithos. 2013. Vol. 180– 181. P. 181–199.
- 45. *Çubuk-Sabuncu Y., Taymaz T., Fichtner A.* 3D crustal velocity structure of western Turkey: Constraints from full-waveform tomography // Phys. Earth Planet. Interiors. 2017. Vol. 270. P. 90–112.
- 46. 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. Vols. 310–311. P. 355–368.
- Doubre C., Déprez A., Masson A., Socquet A., Lewi E., Grandin R., Nercessian A., Ulrich P., De Chabalier J.-B., Saad I., Abayazid A., Peltzer G., Delorme A., Calasis 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.
- 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.
- 49. *Elgabry M.N., Panza G.F., Badawy A.A., Ibrahim M.K.* Imaging a relic of complex tectonics: the lithosphere asthenosphere structure in the Eastern Mediterranean // Terra Nova. 2013. Vol. 25. P. 102–109.
- El-Quliti S.A., Al-Harbi T.B.S., Al-Yami M.B.S., Al-Ghamdi A.B.M., Al-Shammari M.B.M. Assessment of Main Parameters of Extreme earthquakes in Red Sea, West Coast of Saudi Arabia // Open J. Earthquake Res. 2016. Vol. 5. P. 122–134.
- 51. Eppelbaum L.V., Ben-Avraham Z., Katz Y.I. Structure of the Sea of Galilee and Kinarot Valley derived from combined geological-geophysical analysis // First Break. 2007. Vol. 25. № 1. P. 21–28.
- 52. Eppelbaum L.V., Katz Y.I. Key Features of Seismo-Neotectonic Pattern of the Eastern Mediterranean //

Izv. Acad. Sci. Azerb. Rep., Ser. Earth Sci. 2012. № 3. P. 29–40.

- 53. *Eppelbaum L.V., Katz Yu.I.* Eastern Mediterranean: Combined geological-geophysical zonation and paleogeodynamics of the Mesozoic and Cenozoic structural-sedimentation stages // Marin. Petrol. Geol. 2015. Vol. 65. P. 198–216.
- 54. *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 Geosci.). 2015. Vol. 7. № 1. P. 95–117.
- 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.
- 56. *Eppelbaum L., Katz Yu.* Significant tectono-geophysical features of the African-Arabian tectonic region: An overview // Geotectonics. 2020. Vol. 54. № 2. P. 266–283.
- 57. 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 Planet. Change. 2018. Vol. 171. P. 65–87.
- 58. *Eppelbaum L.V., Khesin B.E.* Geophysical Studies in the Caucasus. (Springer, Heidelberg–N.Y.–London, 2012), pp. 411.
- 59. *Esperanza S., Garfunkel Z.* Ultramafic xenoliths from the Mt Carmel area (Karem Maharal Volcano), Israel // Lithos. 1986. Vol. 19. P. 43–49.
- Faccenna C., Becker T.W., Auer L., Billi A., Boschi L., Brun J.P., Capitanio F.A., Funiciello F., Horvàth F., Jolivet L., Piromallo C., Royden L., Rossetti F., Serpelloni E. Mantle dynamics in the Mediterranean // Rev. Geophys. 2014. Vol. 52. P. 283–332.
- Faccenna C., Jolivet L., Piromallo C., Morelli A. Subduction and depth of convection in the Mediterranean mantle // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108(B2). P. 1–13.
- Garfunkel Z., Ben-Avraham, Z. The structure of the Dead Sea basin // Tectonophysics. 1996. Vol. 266. P. 155–176.
- 63. Garson M.S., Krs M. Geophysical and geological evidence of the relationship of Red Sea transverse tectonics to ancient fractures // GSA. Bull. 1976. Vol. 87. № 2. P. 169–181.
- Gass I.G. Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? // Nature. 1968. Vol. 220(5162). P. 39–42.
- 65. Gass I.G., Masson-Smith D. The geology and gravity anomalies of the Troodos Massif, Cyprus // Philosoph. Transactions. Ser. A. 1963. Vol. 255. P. 417– 467.
- 66. George R.P. (Jr.). Structural petrology of the Olympus ultramafic complex in the Troodos ophiolite, Cyprus // GSA Bull. 1978. Vol. 89. P. 845–865.
- 67. Godey S., Bossu R. Guilbert J., Mazet-Roux G. The Euro-Mediterranean Bulletin: A comprehensive seismological bulletin at regional scale // Seismol. Res. Lett. 2006. Vol. 77. P. 460–474.
- 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 (Ti<sub>2</sub>O<sub>3</sub>): Ultra-

low oxygen fugacity in the upper mantle beneath Mount Carmel, Israel // Geology. 2016. Vol. 44.  $\mathbb{N}_{2}$  10. P. 815–818.

- Hässig M., Rolland Y., Sosson 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 Caucasus, Ed. by M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2010. Vol. 428. P. 1–20.
- Hall J.K., Krasheninnikov V.A., Hirsch F., Benjamini C., Flexer A. Geological Framework of the Levant, In: The Levantine Basin and Israel, (Historical Productions-Hall, Jerusalem, Israel, 2005. Vol. II), P. 826.
- 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.
- 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.
- 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 Gulf of Suez // Tectonophysics. 2000. Vol. 321. P. 343–358.
- 74. Jolivet L., Faccenna C., Agard P., de Lamotte D.F., Menant A. et al. Neo-Tethys geodynamics and mantle convection: from extension to compression in Africa and a conceptual model for obduction // Canad. J. Earth Sci. 2016. Vol. 53. 1–15.
- 75. Kaban M.K, El Khrepy S., Al-Arifi N., Tesauro M., Stolk W. Three dimensional density model of the upper mantle in the Middle East: Interaction of diverse tectonic processes // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2016. Vol. 121. № 7. P. 5349–5364.
- 76. *Kaban M.K. El Khrepy S., Al-Arifi N.* Importance of the decompensative correction of the gravity field for study of the upper crust: Application to the Arabian plate and surroundings // Pure Appl. Geophys. 2017. Vol. 174. № 1. P. 349–358.
- 77. Kaban M.K., Petrunin A.G., El Khrepy S., Al-Arifi N. Diverse continental subduction scenarios along the Arabia–Eurasia collision zone // Geophys. Res. Lett. 2018. Vol. 45. № 14. P. 6898–6906.
- Khesin B.E. Alexeyev V.V., Eppelbaum L.V. Interpretation of geophysical fields in complicated environments, (Kluwer Academ. Publ. – Springer, Ser.: Modern Approach. Geophys., Boston–Dordrecht–London, 1996), P. 368.
- 79. *Khramov A.N.* Paleomagnetology, (Springer, Berlin, 1987), P. 308.
- Kissel C., Laj C., Poisson A., Gorur N. Paleomagnetic reconstruction of the Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean // Tectonophysics. 2003. Vol. 362. P. 199–217.
- 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.

- Koralov L., Sinai Y.G. Theory of probability and random processes, (Springer, Berlin-Heidelberg, 2<sup>nd</sup> edn., 2007), P. 358.
- 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 Csaba // Global Planet. Change. 2013. Vol. 103. P. 63-81.
- Lemoine F.G. et al. The NASA and DMA joint geopotential model // EOS Trans. AGU. 1996 Fall Meet. Suppl. F136.
- 85. 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. № 1. P. 1–15.
- 86. 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.
- Makris J., Rihm R. Shear-controlled evolution of the Red Sea: Pull-apart model // Tectonophysics. 1991. Vol. 198. P. 441–466.
- 88. Marchev P., Raicheva R., Downes H., Vaselli O., Chiaradia M., Moritz R. Compositional diversity of Eocene–Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: Implications for genesis and tectonic setting // Tectonophysics. 2004. Vol. 393. № 1–4. P. 301–328.
- 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.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A. et al. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. P. 5695– 5719.
- 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.
- 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.
- 93. Muluneh A.A., Cuffaro M., Dogloni C. Leftlateral transtension along the Ethiopian Rift and mantle-reference plate motions // Tectonophysics. 2014. Vol. 632. P. 21–31.
- Muttoni G., Erba E., Kent D.V., Bachtadse V. Mesozoic Alpine facies deposition as a result of past latitudinal plate motion // Lett. Nature. 2005. Vol. 434. P. 59–63.
- 95. Muttoni G., Kent D.V., Garzanti E., Brack P., Abrahamsen N., Gaetani M. Early Permian Pangea 'B' to Late

Permian Pangea 'A' // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 215. P. 379–394.

- 96. Okay A.I., Tuysuz A. Tethyan sutures of northern Turkey, In: The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen, Ed. by B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, M. Sebanne // Geol. Soc., London, Spec. Publ. 1999. Vol. 156. P. 475–515.
- 97. 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. BO5411. P. 1–26.
- 98. Richards M.A., Hager B.H. Geoid anomalies in a dynamic Earth // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. B7. P. 5987–6002.
- 99. *Rolland Y.* Caucasus collisional history: Review of data from East Anatolia to West Iran // Gondwana Research. 2017. Vol. 49. P. 130–146.
- 100. 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.
- Ron H., Freund R., Garfunkel Z., Nur A. Block rotation by strike-slip faulting: structural and paleomagnetic evidence // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 6256– 6270.
- 102. Sandwell D.T., Garcia E., Soofi K., Wessel P., Smith W.H.F. Toward 1 mGal global marine gravity from CryoSat-2, Envisat, and Jason-1 // The Leading Edge. 2013. Vol. 32(8). P. 892–899.
- 103. Schaeffer A.J., Lebedev S. Global shear-speed structure of the upper mantle and transition zone // Geophys. J. Int. 2013. Vol. 194. № 1. P. 417–449.
- 104. Smit J., Brun J.-P., Cloetingh S., Ben-Avraham Z. The riftlike structure and asymmetry of the Dead Sea Fault // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. Vol. 290. P. 74–82.
- 105. Sneh A., Bartov Y., Rozensaft M. Geological Map of Israel, Scale 1 : 200000. // Geol. Surv. Israel, (Minisntr. of Nation. Infrastructure, Jerusalem, 1998), 4 sheets.
- 106. Schmid C., van der Lee S., VanDecar J.C., Engdah 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.
- 107. Skobelin E.A., Sharapov I.P., Bugayov A.F. Deliberations of state and ways of perestroika in geology (Has plate tectonics resulted in a revolution in geology?), In: *Critical Aspects of the Plate Tectonics Theory*, (Theophrastus Publ., Athens, Greece, 1990. Vol. 1), P. 17–37.
- 108. Stampfli G.M., Hochard C., Vérard C., Wilhem C., von Raumer J. The formation of Pangea // Tectonophysics. 2013. Vol. 593. P. 1–19.
- 109. *Steinberger B., Calderwood A.R.* Models of large-scale viscous flow in the Earth's mantle with constraints from mineral physics and surface observations // Geo-phys. J. Int. 2006. Vol. 167. P. 1461–1481.
- 110. *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.

- 111. Su W.-J., Woodward R.L., Dziewonski A.M. Degree-12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № 4. P. 4945–4980.
- 112. 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.
- 113. *Telford W.M., Geldart L.R., Sheriff R.E.* Applied Geophysics, (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1991), P. 770.
- 114. Tesauro M., Kaban M.K., Mooney W.D., Cloetingh S.A.P.L. Density, temperature, and composition of the North American lithosphere – new insights from joint analysis of seismic, gravity, and mineral physics data:
  2. Thermal and compositional model of the upper mantle // Geochem. Geophys. Geosyst. 2014. Vol. 15. P. 4808–4830.
- 115. Uzel B., Langereis C.G., Kaymakci N., Sozbilir H., Ozkaymak C., Ozkaptan, M. Paleomagnetic Evidence for an Inverse Rotation History of Western Anatolia during the Exhumation of Menderes Core Complex // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. Vol. 414. P. 108–125.
- 116. *Vail J.R.* Ring complexes and related rocks in Africa // J. African Earth Sci. 1989. Vol. 8. № 1. P. 19–40.
- Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R. Evidence for deep mantle circulation from global tomography // Nature. 1997. Vol. 386. P. 578–584.
- 118. 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.
- 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.
- 120. Véronnet A. Rotation de l'Ellipsoide Hétérogène et Figure Exacte de la Terre // J. Math. Pures et Appl. 1912. Vol. 8. Ser. 6. P. 331–463.
- 121. *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.
- 122. 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.
- 123. 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.
- 124. 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 : 2000000. Saudi Geol. Surv. Open-File Rep. SGS-OF-2002-8. 2003. 4 sh. 6 p.
- 125. 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.
- 126. https://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/ egm2008/egm08\_wgs84.html (Accessed April 22, 2020).

# Giant Quasi-Ring Mantle Structure in the African-Arabian Junction: Results Derived from the Geological-Geophysical Data Integration

L. V. Eppelbaum<sup>a</sup>, \*, Z. Ben-Avraham<sup>a</sup>, Yu. I. Katz<sup>b</sup>, S. Cloetingh<sup>c</sup>, M. K. Kaban<sup>d, e</sup>

<sup>a</sup>School of Geosciences, Faculty of Exact Sciences, Tel Aviv University, Ramat Aviv, 6997801 Tel Aviv, Israel <sup>b</sup>Steinhardt Museum of Natural History & National Research Center, Faculty of Life Sciences, Tel Aviv University, Ramat Aviv, 6997801 Tel Aviv, Israel

<sup>c</sup>Faculty of Geosciences, Utrecht University, 3508 TA, Utrecht, The Netherlands

<sup>d</sup>Helmholtz-Centre Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences, Telegrafenberg, 14473 Potsdam, Germany <sup>e</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS, bld. 10 Bolshaya Gruzinskaya, 123242 Moscow, Russia

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

The tectonic-geodynamic characteristics of the North African-Arabian region are complicated by interaction of numerous factors. To study this interaction, we primarily used the satellite gravity data (retracked to the Earth's surface), recognized as a powerful tool for tectonic-geodynamic zonation. The applied polynomial averaging of gravity data indicated the presence of a giant, deep quasi-ring structure in the Eastern Mediterranean, the center of which is located under the Island of Cyprus. Simultaneously, the geometrical center of the revealed structure coincides with the Earth's critical latitude of 35°. A quantitative analysis of the obtained gravitational anomaly made it possible to estimate the depth of the upper edge of the anomalous body as 1650-1700 km. The GPS vector map agreeing with the gravitational trend indicates counterclockwise rotation of this structure. Review of paleomagnetic data on the projection of the discovered structure into the earth's surface also confirms its counterclockwise rotation. The analysis of the geoid anomalies map and seismic tomography data commonly approve presence of this deep anomaly. The structural and geodynamic characteristics of the region and paleobiogeographic data are consistent with the proposed physical-geological model. Comprehensive analysis of petrological, mineralogical, and tectonic data suggests a relationship between the discovered deep structure and near-surface processes. The revealed geological deep structure sheds light on specific anomalous effects in the upper crustal layer, including the high-intensity Cyprus Isl. gravity anomaly, counterclockwise rotation of the Mesozoic terrane belt. configuration of the Sinai plate, and the asymmetry of sedimentary basins along the continental faults.

*Keywords:* satellite gravity data, geodynamics, tectonics, quasi-ring mantle structure, paleomagnetism, GPS, combined analysis

# ПРАВИЛА ПРЕДСТАВЛЕНИЯ СТАТЕЙ В ЖУРНАЛ "ГЕОТЕКТОНИКА" (*GEOTECTONICS*)

Выполнение авторами статьи изложенных ниже требований к рукописи обязательно. Рукопись, не соответствующую этим требованиям, редакция журнала вынуждена возвращать авторам.

# 1. Общие требования

1.1. Статья должна быть представлена на русском языке. Журнал публикует также статьи, полученные на английском языке.

1.2. Рукопись статьи должна быть представлена в электронном виде в Word файле, который должен содержать текст, список литературы, таблицы (если имеются), подписи к рисункам и пронумерованные рисунки JPEG. Необходимо сформировать дополнительную папку с рисунками в JPEG файлах (1 рисунок = 1 JPEG файл; рисунок, состоящий из фрагментов (а), (б) и т.д., следует разместить в одном JPEG файле) и архивировать в ZIP, также необходимо сформировать дополнительную папку с таблицами в Word файлах (1 таблица = 1 Word файл) и архивировать в ZIP.

Сформированный Word файл рукописи и дополнительные папки с рисунками и таблицами, архивированные в ZIP, автор-корреспондент направляет в редакцию.

1.3. Титульная страница статьи должна содержать элементы в следующей последовательности в Word файле: название статьи, инициалы и фамилии авторов, аффилиация авторов, адрес электронной почты автора-корреспондента.

Статья должна содержать рубрики в следующей последовательности:

\* Аннотация (не менее 150 и не более 300 слов).

\* Ключевые слова: 8—12 слов и/или словосочетаний.

\* Введение, в котором необходимо указать цель исследования. Во Введении уместны исторические сведения.

\* Геологический очерк с описанием региона исследования.

\* Описание метода исследования (если он нестандартен) и фактического материала.

\* Основная часть, в которой необходимо разбить описание на подробные рубрики и снабдить их подзаголовками.

\* Результаты исследования.

\* Обсуждение результатов.

- \* Заключение, или пронумерованные Выводы.
- \* Благодарности.
- \* Финансирование.
- \* Список литературы.

\* Авторский перевод титула статьи, который включает название статьи, имена авторов, аффилиацию авторов, аннотацию, ключевые слова.

\* Таблицы.

\* Подписи к рисункам, составленные от общего названия рисунка и далее — описания фрагментов рисунка, например, (а), (б), к обозначениям в виде сокращений и аббревиатур, раскрытие условных обозначений к рисунку завершает подпись.

\* Пронумерованные рисунки.

1.4. В статье должны быть мелкомасштабная географическая карта с обозначенными объектами (например, Каспийское море, п-ов Камчатка, и т.п.), на которой показано положение района исследований, и обзорная карта района исследований, на которой показаны исследуемые геологические объекты, структуры. На всех рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка; на картах обязательно указать градусную сетку, широту и долготу.

1.5. На картах и рисунках необходимо обозначить упоминаемые в тексте географические и геологические объекты, тектонические структуры, зоны, пункты. Не следует перегружать рисунки ненужными названиями.

1.6. При использовании стратиграфических подразделений, которые не находятся в международной стратиграфической шкале (свит, серий, горизонтов и др.), необходимо указывать их возраст (абсолютный или относительно подразделений международной шкалы) при первом упоминании в тексте или таблице, стратиграфической колонке.

# 2. Требования к рукописи

2.1. Размер представляемой статьи не должен превышать 36 страниц, которые включают текст, список литературы, подписи к рисункам.

2.2. Текст рукописи должен быть отпечатан через 2 интервала шрифтом Times New Roman размером 12 pt; форматирование по левому полю. Список литературы и подписи к рисункам печатать через 2 интервала с новой страницы, таблицы необходимо разместить после списка литературы. Все страницы должны быть пронумерованы.

2.3. Первая (титульная) страница статьи должна быть оформлена по следующему образцу: индекс статьи по системе Универсальной десятичной классификации (УДК); название статьи; инициалы и фамилии авторов статьи; полное название учреждений, в которых проводилось исследование, их почтовый адрес с индексом; электронный адрес автора-корреспондента.

2.4. Иностранные фамилии, а также названия зарубежных географических пунктов в тексте приводятся в русской транскрипции.

2.5. Все аббревиатуры и сокращения (за исключением общеупотребительных) должны быть раскрыты при первом их упоминании.

2.6. В статье должны использоваться физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе единиц СИ.

2.7. Библиографические ссылки размещаются в тексте в формальном порядке следующим образом: в квадратных скобках указывается номер, который этот литературный источник имеет в алфавитном списке литературы, помещаемом после текста.

2.8. Размер иллюстраций в записи должен быть не менее  $9 \times 7$  см и не более  $18 \times 24$  см.

2.9. Рисунки предоставляются в файлах в формате JPEG с разрешением не менее 300 точек на дюйм, каждый рисунок – в отдельном файле.

2.10. Фотографии предоставляются также в файлах в формате JPEG.

2.11. Место размещения иллюстраций и таблиц указывается в тексте в круглых скобках: первое упоминание рисунка (рис. 1), таблицы (табл. 1), все последующие упоминания – (см. рис. 1) и (см. табл. 1). Первое упоминание рисунка, таблицы автор выделяет зеленым цветом.

Статья может сопровождаться дополнительными материалами в Приложении к статье, в котором авторы могут разместить таблицы, карты, разрезы. Приложение упоминается в статье в круглых скобках.

2.12. Требование к оформлению списка литературы.

\* Литература, на которую имеются ссылки в тексте, таблицах, рисунках, приводится в конце статьи под заголовком СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

\* Список литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому. Ссылки нумеруются сплошной нумерацией. Количество ссылок в статье должно быть не более 100. Под одним номером размещается ссылка на одну работу.

\* Все ссылки даются на языке оригинала. Названия на японском, китайском и других иностранных языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в латинской транслитерации.

\* Ссылки на статьи в журналах должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы всех авторов (курсивом), Название статьи, Название журнала, год, том, номер журнала, страницы, *примеры*:

*Белов Б.Б.* Тектоника Кавказа // Геотектоника. 2001. № 2. С. 17–31.

или

Smith S.S. Tectonics of Japan // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 139–161.

\* Ссылки на статьи в сборниках (статей, докладов, тезисов и др.) должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название работы, Название сборника, Инициалы и фамилии редакторов, Издательство, год, том, номера станиц, *примеры*:

*Белов Б.Б.* Вулканизм Южного Урала — В сб.: Вулканизм Урала. — И.И. Иванов (ред.) — М.: Наука, 2002. С. 73–85.

или

*Smith S.S.* Ophiolites of Asia, In: *Ophiolites*, Ed. by A.A. Brown, (Cambridge, Cambr. Press, UK, 2005), P. 599–614.

\* Ссылка на сборник целиком начинается с его названия, затем указываются ответственный редактор сборника и выходные данные, *пример*: Вулканизм Урала. – И.И. Иванов (ред.). – СПб.: Наука, 2005. 711 с.

\* Ссылки на книги должны содержать следующую информацию: Фамилии и инициалы авторов (курсивом), Название книги, Город, Издательство, год, том, количество страниц, *пример*: *Жеваго В.С.* Геотермия и термальные воды Казахстана. — М.: Наука, 1972. 253 с.

2.13. К рукописи необходимо приложить файл Word, который должен содержать:

\* Расшифровку аббревиатур, как русских, так и иноязычных.

\* В латинской транскрипции: фамилии всех авторов статьи, адреса всех иностранных авторов, названия иностранных геологических объектов (разломов, террейнов, массивов и т.п.), малоизвестные иностранные географические названия.

\* Желательный автору статьи перевод терминов на английский язык.

\* На русском языке, в именительном падеже: географические названия, по которым названы местные стратиграфические объекты (*например*: Тундровка – тундровская свита, Иваново – Ивановский разлом).

\* Сведения об авторе-корреспонденте статьи, с которым редакция будет поддерживать связь: фамилию, имя и отчество, почтовый адрес с индексом, номера телефонов и электронный адрес (e.mail).

# 3. Требования к электронной версии статьи

3.1. Файлы должны быть протестированы автором на отсутствие вирусов.

3.2. В состав электронной версии статьи должны входить:

3.2.1. Файл в формате программы Microsoft Word, сформированный в соответствии с п. 1.2.

3.2.2. Файлы таблиц в формате программы Microsoft Word (1 таблица = 1 файл) в ZIP-archive.

3.2.3. Файлы иллюстраций (1 рисунок = 1 файл) в ZIP-archive:

\* векторные рисунки должны быть в программах Corel Draw, Adobe Illustrator или в формате JPEG;

\* для растровых рисунков использовать формат JPEG или TIF с разрешением 300 dpi, 256 оттенков серого цвета;

3.2.4. Файл в формате Word, который создан из всех файлов, перечисленных в пунктах 1.2, 3.2.1., 3.2.2. и 3.2.3., и содержит: текст статьи, список литературы, авторский перевод на английский язык титула статьи, таблицы, подписи к рисункам, все иллюстрации, автор-корреспондент направляет в редакцию.

3.2.5. Файл "Readme" в формате программы Microsoft Word, содержащий:

а) название журнала, фамилии и инициалы авторов, название статьи,

б) опись всех файлов с их расширениями и указанием версий использованных программ (*на-пример*, A. Illustrator CS3).

# 4. Прохождение рукописи статьи в редакции журнала

Поступившая в редакцию статья проверяется на соответствие изложенным выше требованиям к рукописи и направляется на рецензии. После рецензирования редакция направляет автору-корреспонденту редакционный Word файл статьи для внесения исправлений в соответствии с комментариями рецензентов. Исправленная авторами статья повторно рецензируется и, затем, обсуждается Редколлегией журнала, которая принимает статью к печати или отклоняет ее. Рукописи отклоненных статей редакция не возвращает.

Принятые к публикации статьи проходят редактирование. Редакция высылает автору-корреспонденту отредактированный редакционный авторский оригинал статьи в Word файле на согласование. Дальнейшее воспроизведение редакционного авторского оригинала статьи контролируется редакцией.

Перевод статьи на английский язык производит Pleiades Publishing, Ltd.

Файлы PDF опубликованной статьи на русском и английском языках направляется на указанную в п.2.4 электронную почту автора-корреспондента.