

## ПЕТРОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 551.24; 551.25

doi: 10.17223/25421379/36/5

### ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КААХЕМСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

Ирина Владимировна Кармышева<sup>1</sup>, Владислав Александрович Яковлев<sup>2</sup>,  
Евгений Дмитриевич Зюков<sup>3</sup>



<sup>1, 2, 3</sup> *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*

<sup>1</sup> *iri@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup> *yakovlevva@igm.nsc.ru*

<sup>3</sup> *evgzyukov@gmail.com*

**Аннотация.** По результатам структурных исследований восточной части Каахемского ареала были выделены три тектонических этапа: 1 – фрагментация базитовых тел и их цементация гранитами (476±4 млн лет); 2 – становление базитовых даек (~450 млн лет); 3 – деформации, контролируемые внедрением монцодиорит-граносиенитов (282–293 млн лет). Характер деформаций хрупко-пластичный. Второй и третий этапы обусловлены обстановками растяжения со сдвигом и относятся к палеозойскому этапу эволюции Каахемской структурной зоны.

**Ключевые слова:** хрупко-пластичные деформации, вязко-пластичные деформации, дайковый комплекс, Каахемская тектоническая зона

**Источник финансирования:** Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН № 122041400176-0.

**Для цитирования:** Кармышева И.В., Яковлев В.А., Зюков Е.Д. Палеозойские деформации восточной части Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геосферные исследования. 2025. № 3. С. 86–103. doi: 10.17223/25421379/36/5

Original article

doi: 10.17223/25421379/36/5

### PALEOZOIC DEFORMATIONS OF THE EASTERN KAAKHEM MAGMATIC AREA (EAST TUVA)

Irina V. Karmysheva<sup>1</sup>, Vladislav A. Yakovlev<sup>2</sup>, Evgeny D. Zyukov<sup>3</sup>

<sup>1, 2, 3</sup> *V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia*

<sup>1</sup> *iri@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup> *yakovlevva@igm.nsc.ru*

<sup>3</sup> *evgzyukov@gmail.com*

**Abstract.** Based on the results of structural-petrological and microstructural studies of Paleozoic complexes in the eastern part of the Kaakhem magmatic area, three stages of tectonic activity were identified. The first stage is marked by the formation of the diorite-tonalite-plagiogranite association of the Tannuola complex (476±4 MA) and the fragmentation of earlier mafic rocks. As a result of tectonic-magmatic activity, a complex with breccia-like textures was formed: fragments of basite cemented by granitoid. The second stage is recorded by the formation of a complex of mafic dikes (~450 Ma) in the conditions of the upper crust. Dikes cut gabbro-granite deformation of the first stage, which indicates the presence of a long-lived tectonical weakened zone in this region. The third stage is the deformations that controls the formation of monzodiorite-granosyenites of the Shivey and Chadal massifs (282–293 MA). As a result of the simultaneous intrusion of basic and acidic melts, mingling structures are formed, complicated by synmagmatic deformations – lens-shaped small (up to 3 cm) mafic inclusions in granite material, feathery echelon cracks in mafic rocks filled with acidic material. The nature of the deformations of the first and third stages is brittle-plastic, which is due to different rheology of rocks at the same depth of the Earth crust (about 15 km). Mafic rocks are harder bodies that deform through brittle fault mechanisms. They have a rigid frame of partially crystallized minerals, but still contain a certain proportion of melt, which provides ductile deformations. The duration of all episodes of tectonic activity was insignificant and did not exceed

the time of melt consolidation. The second and third stages of deformation are caused by extension and extension and transtension conditions. The submeridional orientation of shear planes in Early Permian rocks and the position of Early Ordovician dikes allow us to consider them as a Paleozoic stage in the evolution of the southern part of the Kaakhem structural zone. Its activation and development in the Paleozoic are associated with the formation of permeable weakened zones at the final stage of the collision stage of development of the area. The data obtained do not allow us to classify the Kaakhem zone exclusively as a rift zone. For this object, the term “tectonic zone” or “zones of deformation concentration” is more appropriate, since it does not include geodynamic interpretation and kinematic characteristics – parameters that change during the long-term evolution of the tectonic structure.

**Keywords:** brittle-plastic deformation, ductile-plastic deformation, dike complex, Kaakhem tectonic zone

**Source of financing:** Work is done on state assignment № 122041400176-0.

**For citation:** Karmysheva I.V., Yakovlev V.A., Zyukov E.D. (2025) Paleozoic deformations of the Eastern Kaakhem magmatic area (East Tuva). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 3. pp. 86–103. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/36/5

## Введение

Крупные тектонические зоны представляют собой линейные структуры, размерами от первых километров до нескольких сотен и тысяч километров, со сложной внутренней структурой и интенсивной вещественной переработкой горных пород. Их строение обусловлено длительной эволюцией, сменой геодинамических режимов и, как следствие, формированием различных вещественных комплексов [Ажгирей, 1960; Sanderson, Marchini, 1984; Silvester, 1988; Чиков, 1990; Морозов, 2002; Fossen, 2010; Леонов, 2012]. Породы, слагающие тектоническую зону, могут быть сформированы в процессе ее активизации, иметь синтектоническую природу и значительно отличаться по составу от прилегающих к тектонической зоне комплексов. Также внутри тектонической зоны могут быть расположены комплексы пород, сформировавшиеся ранее и вовлеченные в деформационные процессы. Соответственно, от аналогичных по составу и возрасту комплексов, расположенных вне пределов зон концентрации деформаций, их будут отличать только интенсивные текстурные изменения. За время своего формирования подобные зоны чаще всего претерпевают несколько пиков реактивации, характеризующихся различными тектоническими режимами (сжатия, растяжения, сдвига и (или) их комбинациями) и самим характером деформаций, что отражается на вещественных комплексах.

Внутри крупной зоны формируются более мелкие участки концентрации деформаций и жесткие литоны, что связано с длительностью и характером деформационных процессов, а также реологией пород [Лукьянов, 1997; Талицкий, Галкин, 1997]. В зонах тектонических деформаций выделяются зоны хрупких и вязких деформаций, а также зоны перехода [Scholz, 1988; Van der Pluijm, Marshak, 2004]. Глубина перехода между хрупкими и пластическими деформациями зависит от геотермального градиента, состава пород, давления и состава флюида, скорости деформаций. Исследование конкретных тектонических обстановок, их привязка к определенному периоду

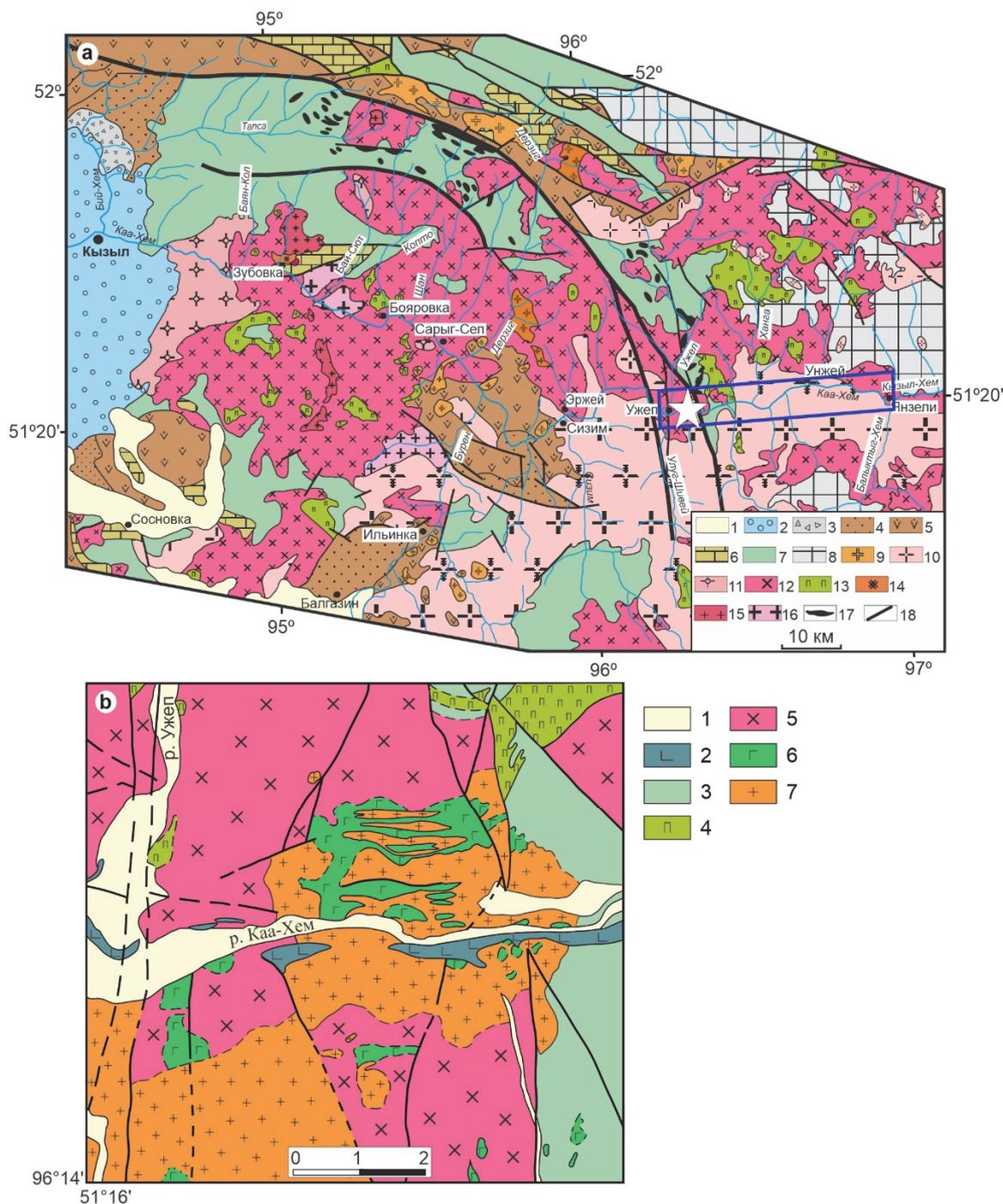
времени проявления, определение уровня глубинности деформаций позволяют реконструировать эволюцию подвижных участков земной коры на разных этапах ее эволюции.

В данной работе рассматриваются палеозойские деформации восточной части Каахемского ареала (Восточная Тува). В его пределах выделена крупная тектоническая структура – Каахемский глубинный разлом [Агентов, Агентова, 1960; Коробейников, Исаков, 1981; Черезов и др., 1999; Сугоракова, Бутанаев, 2014], простирающийся в северо-западной части ареала в субширотном направлении и отклоняющийся к югу в субмеридиональном направлении в центральной части ареала. Также данная структура описывается как Каахемская рифтогенная зона [Коробейников, Исаков, 1981; Черезов и др., 1999], что связано с широким развитием в ее северной части терригенно- и вулканогенно-осадочных комплексов, характерных для зон вулканической активности. Длительная эволюция Каахемской зоны и геологическое строение одноименного магматического ареала предполагают более сложную историю развития тектонической структуры.

Объекты исследования данной статьи расположены в зоне субмеридиональных разломов Каахемской зоны (южная часть тектонической структуры) и в верхнем течении р. Каа-Хем, где какие-либо тектонические нарушения не закартированы. Целью работы является соотнесение данных деформаций со структурами Каахемской зоны и этапами ее эволюции.

## Геологический обзор

Каахемский магматический ареал расположен в раннекаледонских структурах Восточной Тувы, его формирование происходило в длительный период времени 570–300 млн лет в разных геодинамических обстановках: от островодужной и аккреционно-коллизийной стадий до режима внутриконтинентального растяжения [Руднев и др., 2006; Руднев и др., 2015; Сугоракова, Хертек, 2017].



**Рис. 1. Схема геологического строения Каахемского гранитоидного батолита (а) [Руднев, 2013] и геологическая карта контакта Шивейского и Чадалского массивов (b) [Karmysheva et al., 2022]**

Синим прямоугольником выделена область объектов исследования. Звездочкой показано положение врезки (b).

**a:** 1 – рыхлые отложения; 2 – осадочные и терригенные отложения, J<sub>1-2</sub>; 3 – осадочные и терригенные отложения, C<sub>1</sub>; 4 – красочетные осадочные отложения, D<sub>3</sub>; 5 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, D<sub>1-2</sub>; 6 – терригенные и карбонатные отложения, S<sub>1</sub>; 7 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, V–Є<sub>1</sub>; 8 – метаморфические образования Тувино-Монгольского массива, R<sub>3</sub>–Є<sub>1</sub>; 9 – бреньский граносиенит-гранит-лейкогранитный комплекс, D<sub>1</sub>; 10 – сархойский гранодиорит-гранитный комплекс, O<sub>3</sub>; 11 – чарашский плагиигранитный комплекс, O<sub>1</sub>; 12 – ранне- и позднепанноульский диорит-тоналит-плагиигранитный комплекс, O<sub>1-3</sub>; 13 – мажалькский перидотит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс; 14 – зубовский монцогаббро-монцонит-граносиенитовый комплекс, Є<sub>1</sub>; 15 – байсютский тоналит-плагиигранитный комплекс, V–Є<sub>1</sub>; 16 – коптинский диорит-тоналит-плагиигранитный комплекс, V; 17 – основные и ультраосновные образования актовраковского комплекса, V–Є<sub>1</sub>; 18 – тектонические нарушения

**b:** 1 – рыхлые отложения, Q; 2 – базальты, Q; 3 – вулканогенно-терригенно-карбонатные образования, V–Є<sub>1</sub>; 4 – габбро-нориты, габбро-диориты, O<sub>1-3</sub>; 5 – граниты, плагииграниты, тоналиты, кварцевые диориты, O<sub>1-3</sub>; 6 – габбро-монцодиориты Чадалского массива, P<sub>1</sub>; 7 – щелочные граниты, кварцевые сиениты, субщелочные граниты, сиенодиориты, сиениты Шивейского массива, P<sub>1</sub>

**Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Kaakhem granitoid batholith (a) [Руднев, 2013] and geological map of the Shivey and Chadal massifs structure (b) [Karmysheva et al., 2022]**

The area of study objects is highlighted with a blue rectangle. The star shows the position of the insert (b).

a: 1 – Quaternary deposits; 2 – sedimentary and terrigenous, J<sub>1-2</sub>; 3 – sedimentary and terrigenous, C<sub>1</sub>; 4 – red-colored sedimentary, D<sub>3</sub>; 5 – sedimentary and volcanosedimentary, D<sub>1-2</sub>; 6 – terrigenous and carbonate, S<sub>1</sub>; 7 – volcanic and volcanosedimentary, V–C<sub>1</sub>; 8 – metamorphic of the Tuva-Mongolian massif, R<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>; 9 – Bren’ granosienite-granite-leucogranite complex, D<sub>1</sub>; 10 – Sarkhoi granodiorite-granite complex, O<sub>3</sub>; 11 – Charash plagiogranite complex, O<sub>1</sub>; 12 – Early- and Late Tannuola diorite-tonalite-plagiogranite complex, O<sub>1-3</sub>; 13 – Mazhalyk peridotite-pyroxenite-gabbro-norite complex; 14 – Zubov monzogabbro-monzonite-granosyenite complex, C<sub>1</sub>; 15 – Baisyut tonalite-plagiogranite complex, V–C<sub>1</sub>; 16 – Kopta diorite-tonalite-plagiogranite complex, V; 17 – mafic and ultramafic deposits Actovrac complex, V–C<sub>1</sub>; 18 – faults.

b: 1 – Quaternary deposits; 2 – basalts, Q; 3 – volcanogenic-terrigenous-carbonate formations, V–C<sub>1</sub>; 4 – gabbro-norite, gabbro-diorite, O<sub>1-3</sub>; 5 – Early- and Late Tannuola diorite-tonalite-plagiogranite complex, O<sub>1-3</sub>; 6 – gabbro-monzodiorite of the Chadal massif, P<sub>1</sub>; 7 – alkaline granite, quartz syenite, subalkaline granite, syenodiorite, syenite of the Shivey massif, P<sub>1</sub>

Более 80 % площади занимают разновозрастные гранитоидные ассоциации, среди которых наиболее распространены таннуольский (ранне- (O<sub>1</sub>) и поздне-таннуольский (O<sub>2-3</sub>)) и сархойский (O<sub>3</sub>) [Козаков и др., 1998; Руднев, 2013] комплексы (см. рис. 1). Более поздний гранитоидный магматизм представлен девонским бреньским граносиенит-гранит-лейкогранитным комплексом и небольшим раннепермским Шивейским граносиенит-гранитным массивом. Порода основного состава менее распространены на территории Каахемского ареала, возраст габброидов варьирует от позднепротерозойского до раннепермского [Сугоракова, Хертек, 2017].

Габброиды слагают небольшие массивы, комплексы даек, а также многочисленные мелкие включения (от первых сантиметров до 1 м) в гранитоидах. Характерной чертой Каахемского магматического ареала является широкое распространение минглинг структур, свидетельствующих об одновременном внедрении и сосуществовании контрастных по составу магм.

Вмещающими породами для магматических ассоциаций Каахемского ареала являются позднепротерозойские-раннекембрийские метаморфические образования Тувино-Монгольского массива и вулканогенные, вулканогенно-осадочные венд-раннекембрийские отложения, наиболее широко развитые в северной части ареала.

Протяженность Каахемской тектонической зоны составляет около 150 км при ширине 15–25 км, ее заложение предполагается в позднем рифее [Коробейников, Исаков, 1981; Черезов и др., 1999; Сугоракова, Бутанаев, 2014], а неоднократная активизация проявляется с начала палеозоя до настоящего времени. Каахемская зона выделена по наличию сложной сети крупных и мелких разрывных нарушений. Порода подвержены расщеплению разной степени интенсивности, наблюдаются зоны дробления и милонитизации [Агентов, Агентова, 1960].

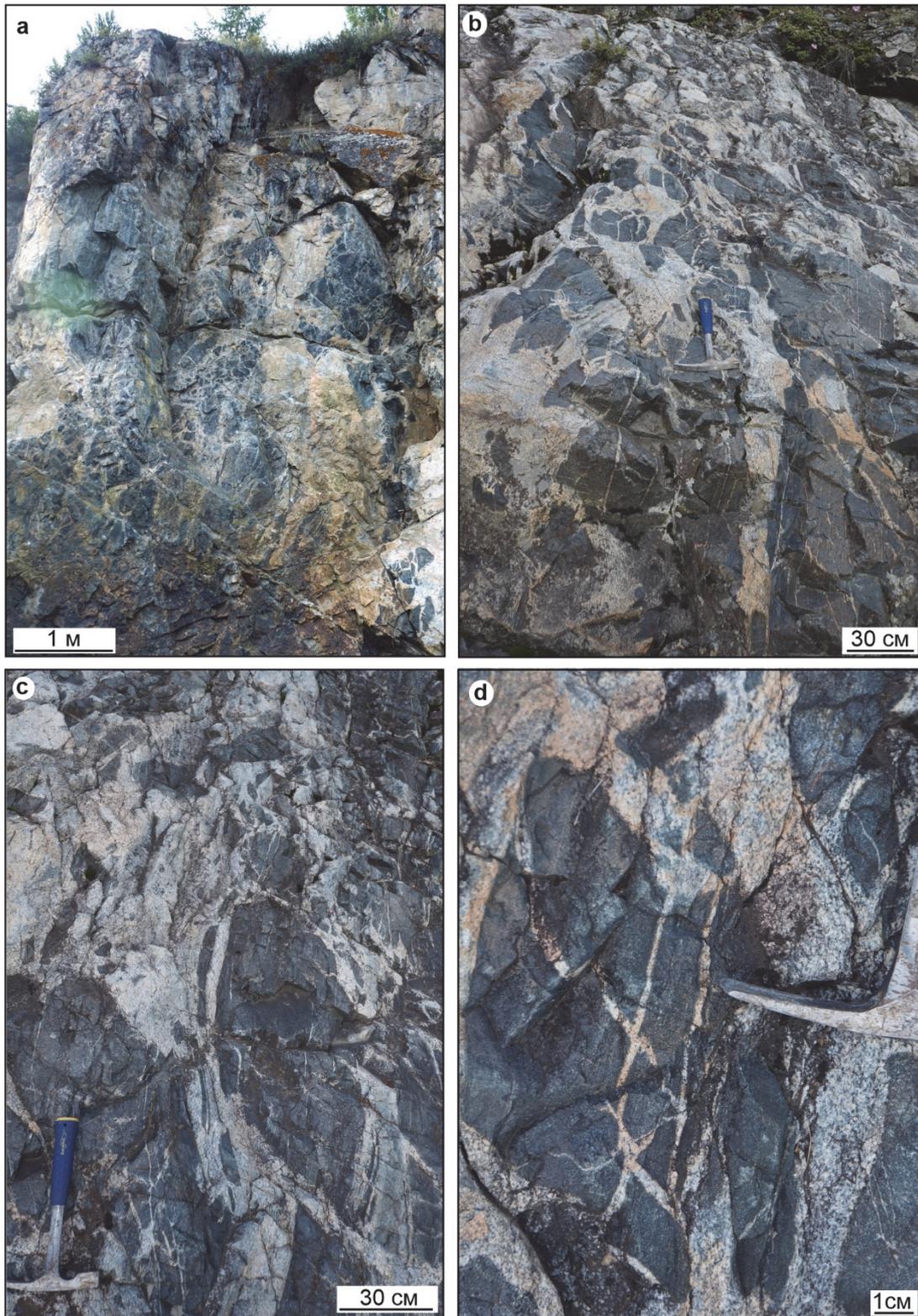
В восточной части Каахемского батолита, расположенной в стороне от основной линии Каахемского

разлома, отмечаются выходы таннуольского и сархойского гранитоидных комплексов с многочисленными базитовыми включениями, а также комплекс параллельных базитовых даек, прослеживающийся вдоль р. Каа-Хем на протяжении 10 км. Данная область является зоной сочленения докембрийских комплексов Тувино-Монгольского массива и гранитоидных комплексов Каахемского ареала. Порода, относящиеся к таннуольскому комплексу, значительно деформированы, иногда до образования гнейсогранитов и бластомилонитов.

#### Раннепалеозойские деформации

В районе слияния рек Кызыл-Хем и Балыктыг-Хем на протяжении около 10 км в береговых обнажениях отмечаются сложные взаимоотношения габброидов и гранитов, которые представляют собой остроугольные неправильной формы и линзовидные блоки базитов в гранитном матрикс (рис. 2). Размеры тел базитов варьируют от первых сантиметров до нескольких метров. Они значительно фрагментированы, трещины заполнены гранитным материалом (рис. 2, a). Блоки и мелкие тела базитов расположены закономерно, что особенно отчетливо наблюдается, если они имеют линзовидную форму (рис. 2, b, c). Ориентировка трещин закономерная, и доминирующее направление совпадает с директивностью в гранитах, опережающие трещины расположены к ним под углами 45–75° (рис. 2, d). Плоскости скалывания в гранитах имеют преимущественно субширотную ориентировку (азимут падения 165–180°, углы – 35–85°). Направление минеральной линейности составляет 40–45° и 330–350°, что подчеркивает структуры облекания тел базитов гранитным материалом.

В шлифах на контакте гранитоидов и базитов не отмечается секущих резких структур, отчетливо наблюдается укрупнение зерен амфибола и плагиоклаза со стороны габброидов, что указывает на рекристаллизацию базитов на контакте с гранитами под воздействием температуры от внедрившейся магмы (рис. 3, a).

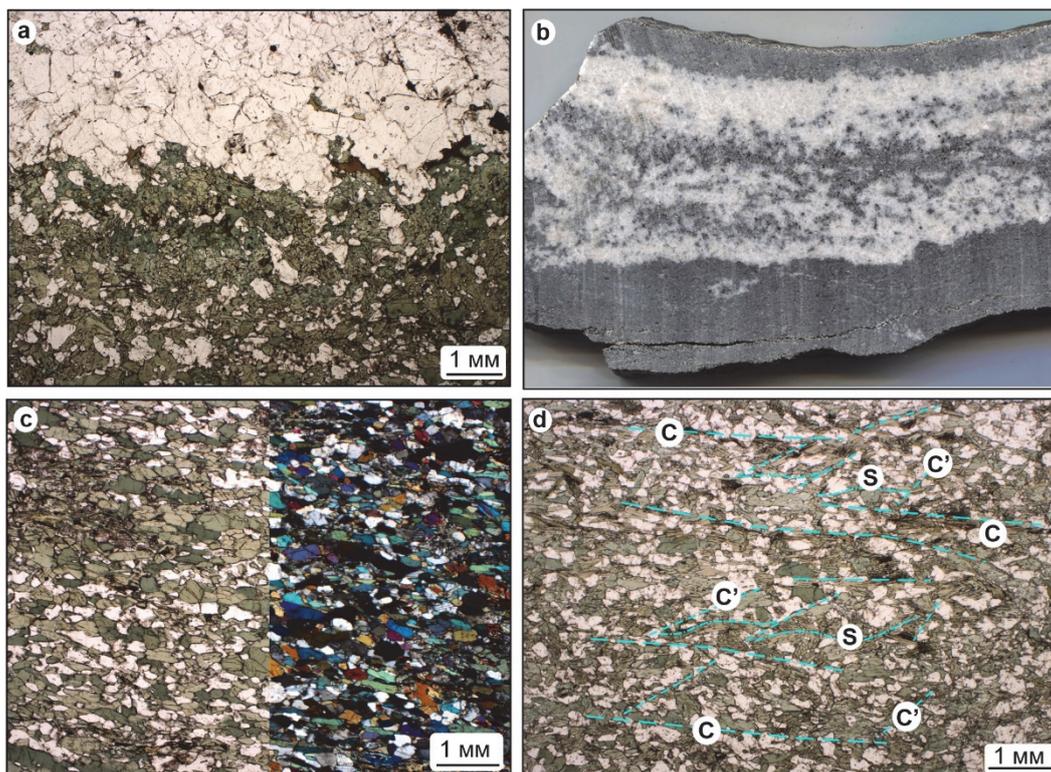


**Рис. 2. Фрагменты габбро в гранитном матриксе**

a – фрагментированные на остроугольные обломки тела габбро; b – линейное расположение фрагментов базитов; c – линзовидные фрагменты габбро; d – закономерные трещины раскрытия в обломках габбро

**Fig. 2. Gabbro fragments in granite matrix**

a – fragmented acute-angled gabbro; b – linear arrangement of mafic fragments; c – lens-shaped gabbro fragments; d – regular opening cracks in gabbro fragments



**Рис. 3. Контактные взаимоотношения базитов и гранитов**

a – магматический контакт габброидов и гранитоидов (476±4 млн лет); b – контактные взаимоотношения основных и кислых пород в трещинах растяжения; c – минеральная линейность в габброидах с рекристаллизованными агрегатами плагиоклаза; d – C/C'/S структуры в основных породах

**Fig. 3. Contact relationships between basit and granite**

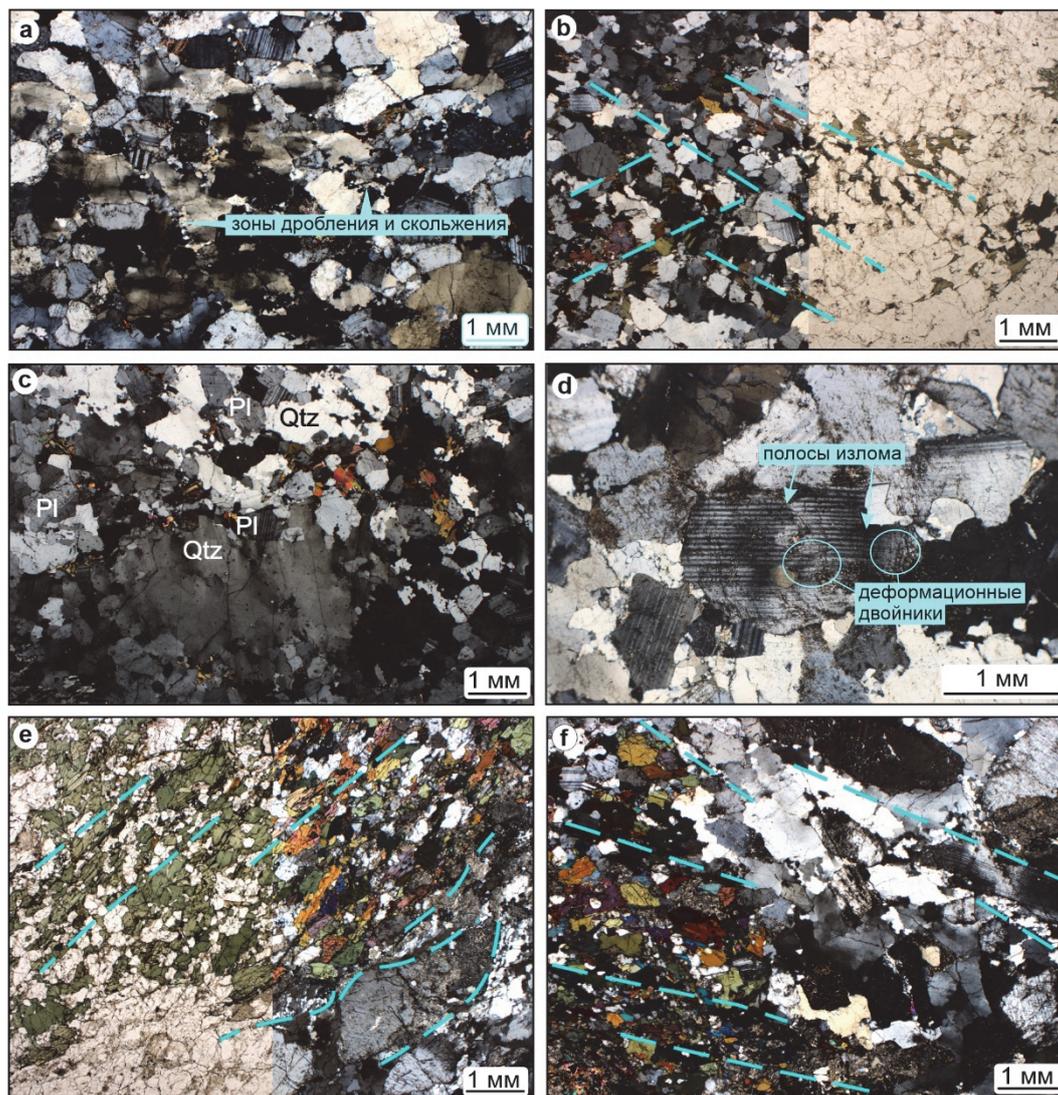
a – magmatic contact between gabbro and granit (476±4 MA); b – contact relationships between basic and acidic rocks in tensile fractures; c – mineral linearity in gabbro with recrystallized plagioclase; d – C/C'/S structures in basic rocks

В гранитных жилах, секущих базиты, иногда отмечаются фрагментированные прослои основных пород (см. рис. 3, b). Текстура габброидов в краевых частях, а также в центральных частях не крупных тел (до 0,5 м) линейная, с отчетливой директивностью и слабо выраженным структурам C/C'/S по амфиболу, кварцу и плагиоклазу. Плагиоклаз и кварц занимают межзерновое пространство, образуя вытянутые мелкие агрегаты с отсутствием внутрикристаллических деформаций (рис. 3, c, d).

Граниты, вмещающие фрагменты габбро, относятся к диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации таннуольского комплекса с оценкой возраста 476±4 млн лет [Руднев и др., 2023]. Текстура пород от массивной до полосчатой со следами течения в узких зонах между фрагментами базитов. В шлифах отчетливо наблюдаются внутрикристаллические и межзерновые деформационные структуры – зоны дробления и скольжения на границах зерен (рис. 4, a), закономерное распределение биотита (рис. 4, b), блочное погасание кварца, деформационные двойники и полосы излома в агрегатах плагиоклаза (рис. 4, c, d).

Зоны дробления и скольжения развиты на границах крупных агрегатов калиевого полевого шпата и плагиоклаза и совпадают по направлению с линейностью в габброидах. Сильно деформированные агрегаты кварца на контакте с базитами также вытянуты согласно минеральной линейности в базитах (рис. 4, e, f).

Наблюдаемые структуры указывают на хрупко-пластичный характер деформаций, наложенных на консолидированные тела базитов. Разрывные нарушения привели к их фрагментации, появлению остроугольных обломков и закономерно ориентированных трещин в крупных телах. Деформации сопровождались внедрением гранитов, которые цементировали обломки базитов и привели к их частичной рекристаллизации за счет повторного прогрева от кислого расплава. Наблюдаемые деформации в гранитах также носят хрупко-пластичный характер и указывают на динамическую рекристаллизацию пород, т.е. процессы перемещения расплава и консолидации сопровождались направленным давлением.



**Рис. 4. Хрупко-пластичные деформации в гранитах (476±4 млн лет) и на контакте с габбро**

a – межзерновые зоны дробления и скольжения в гранитах; b – зоны скалывания с распределением по ним лейст биотита; c – внутрикристаллические деформации в агрегатах кварца; d – деформационные двойники и полосы излома в плагиоклазе; e–f – зоны дробления и скольжения на контакте гранитов и габброидов

**Fig. 4. Brittle-plastic deformations in granit (476±4 MA) and in contact with gabbro**

a – intergranular zones of crushing and sliding in granit; b – biotite in shear zones; c – intracrystalline deformations in quartz; d – deformation twins and fracture bands in plagioclase; e–f – zones of crushing and sliding at the contact of granit and gabbro

Хрупко-пластичные габбро-гранитные структуры прорываются мафическими дайками с оценкой возраста ~450 млн лет [Яковлев и др., 2024], т.е. деформации были проявлены в период 476–450 млн лет, однако структурные данные указывают на их активизацию синхронно с перемещением и консолидацией кислого расплава в раннем ордовике.

Становление комплекса мафических даек в позднем ордовике [Яковлев и др., 2024] маркирует еще один раннепалеозойский этап деформаций в восточной части Каахемского магматического ареала. Они секут всю зону габбро-гранитных раннеордовикских брек-

чий, имеют достаточно строго выдержанные элементы залегания (азимут падения 270–310°, углы падения 45–85°), мощность – 1,5–3 м (рис. 5). Расположены дайки друг от друга на разных расстояниях – от 1–2 до 20–30 м. Стоит отметить, что по направлению с востока на запад расстояние между дайками становится больше, а также наиболее пологолежащие дайки с углами 45° тоже расположены в западной части участка распространения дайковых роев. Структурно-текстурные характеристики габбро не отражают каких-либо деформаций, на микроуровне в шлифах они также отсутствуют.



Рис. 5. Мафические дайки (450 млн лет), секущие плагиогранитоиды таннуольского комплекса (476±4 млн лет)

Fig. 5. Mafic dikes (450 MA) in plagiogranitoid of the Tannuola complex (476±4 MA)

### Позднепалеозойские деформации

Деформационные структуры, относящиеся к периоду 282–293 млн лет, зафиксированы в районе пос. Ужеп на правом берегу р. Каа-Хем и приурочены к становлению граносиенит-гранитного Шивейского и габбро-монцодиоритового Чадалского массивов. Зафиксировано два сближенных этапа формирования минглинг-структур, обусловленных одновременным внедрением основных и кислых магм. Структуры плутонического минглинга первого типа значительно осложнены синмагматическими хрупко-пластичными деформациями [Karmysheva et al., 2022].

Деформации наблюдаются на протяжении около 20 км вдоль течения р. Каа-Хем, где они формируют узкие линейные зоны мощностью примерно от 10–15 м до 0,5 км, чередуясь с участками, не подверженными деформациям. Зоны концентрации деформаций расположены друг от друга на разном расстоянии: от первых метров до 1,5 км, однако характер их проявления сохраняется на всем протяжении. В деформации вовлечены все породы Шивейского и Чадалского массивов. Ориентировка плоскостей скалывания в породах варьирует по азимуту падения от 35 до 120°, с доминирующим восточным направлением. Углы

падения преимущественно крутые – 65–90°. Доминирующее направление минеральной линейности (hade), характеризующее движение вещества в процессе деформации, составляет 20–60° (рис. 6). Кинематика деформаций в кислых и основных породах отвечает преимущественно вертикальным перемещениям с незначительной левосторонней компонентой.

Наиболее интенсивные деформации отмечаются в граносиенитах, насыщенных включениями диоритов. Здесь деформации носят вязко-пластичный характер и отчетливо наблюдаются в обнажениях и шлифах [Karmysheva et al., 2022]. Включения диоритов образуют линзовидные тела, вытянутые в одном направлении, совпадающим с направлением минеральной линейности во вмещающих граносиенитах (рис. 7, *a, b*). В наиболее деформированных зонах наблюдаются следы течения, S-образные структуры диоритов и граносиенитов. В шлифах деформации фиксируются по C/C'/S структурам, вращению крупных агрегатов калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца или их сростков (рис. 7, *c, d*). В агрегатах кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата также отмечаются деформации на внутрикристаллическом уровне – облачное погасание кварца, деформационные двойники плагиоклаза и нарушение кристаллической решетки калиевого полевого шпата (рис. 7, *e, f*).

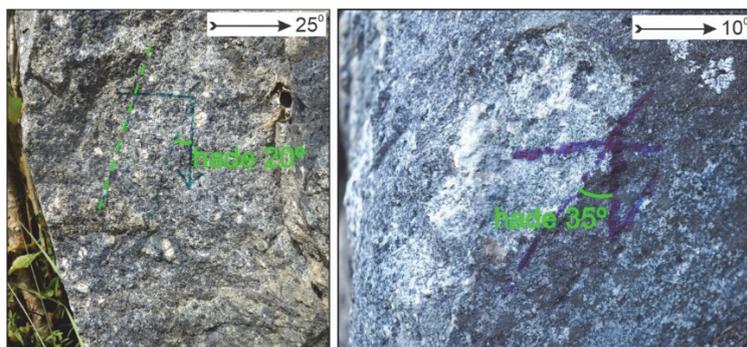


Рис. 6. Примеры замеров направления минеральной линейности (hade) в ориентированных образцах в пределах Шивейского массива

Fig. 6. Examples of measurements of the direction of mineral linearity (hade) in oriented samples within the Shivey massif

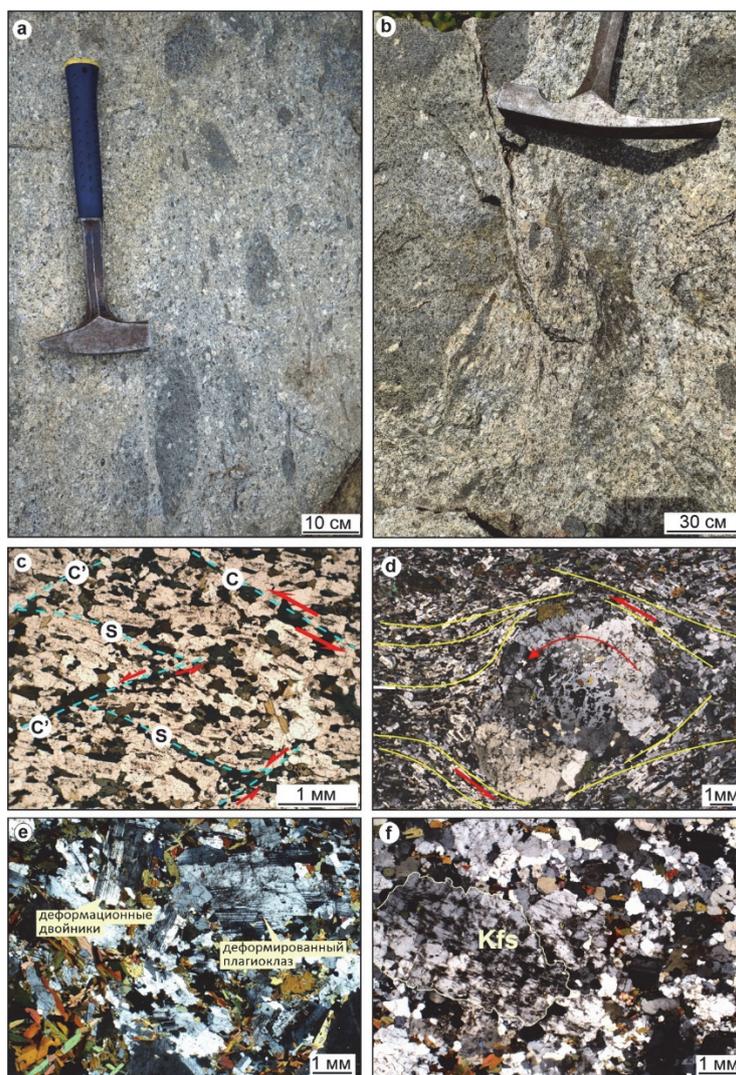


Рис. 7. Вязко-пластичные деформации в граносиенитах

a–b – линзообразные включения диоритов, вытянутые согласно минеральной линейности в граносиенитах; c – C/C'/S структуры с левосторонней кинематикой; d – вращение агрегата калиевого полевого шпата с нарушением внутренней структуры минерала; e – деформационные двойники плагиоклаза и хрупкие нарушения крупного агрегата плагиоклаза с «залечиванием» трещин; f – агрегат калиевого полевого шпата с блочным погасением из-за деформаций на внутрикристаллическом уровне

Fig. 7. Ductile-plastic deformations in granosyenites

a–b – lens-shaped diorite inclusions elongated according to mineral linearity in granosyenites; c – C/C'/S structures with left kinematic; d – rotation of the potassium feldspar with disruption of the internal structure; e – deformation twins of plagioclase and brittle fractures of a large plagioclase aggregate with “healing” of cracks; f – block extinction of potassium feldspar due to crystal lattice deformations

Тела основных пород деформированы в условиях хрупких и хрупко-пластичных деформаций. В обнажениях они отмечаются по трещинам в диоритах, заполненных кислым материалом, и в зонах смешения диоритов с гранитами. Составы гранитоидов в трещинах и жилах аналогичны кислым породам, слагающим крупные объемы Шивейского массива. Контакты между контрастными по составу породами могут быть как резкие и секущие, так и с постепенным переходом. Ориентировка гранитных прожилков и минеральная линейность внутри них совпадают с направлением минеральной линейности в монцодиоритах и длинными осями линзовидных диоритовых

включений (рис. 8, *a*). В крупных фрагментах основных пород отмечаются кулисные системы трещин растяжения, заполненные граносиенит-гранитным материалом (рис. 8, *b*).

На микроуровне в монцодиоритах по расположению агрегатов плагиоклаза и амфибола фиксируются линейные структуры (рис. 8, *c*), вращение порфировых вкрапленников калиевого полевого шпата (рис. 8, *d*), структуры  $C/C'$  (рис. 8, *c, d*). Внутрикристаллические деформации (блочное погасание, нарушение микроклиновой решетки) наиболее отчетливо видны в крупных вкрапленниках калиевого полевого шпата (рис. 8, *d*).



**Рис. 8. Хрупко-пластичные деформации в монцодиоритах**

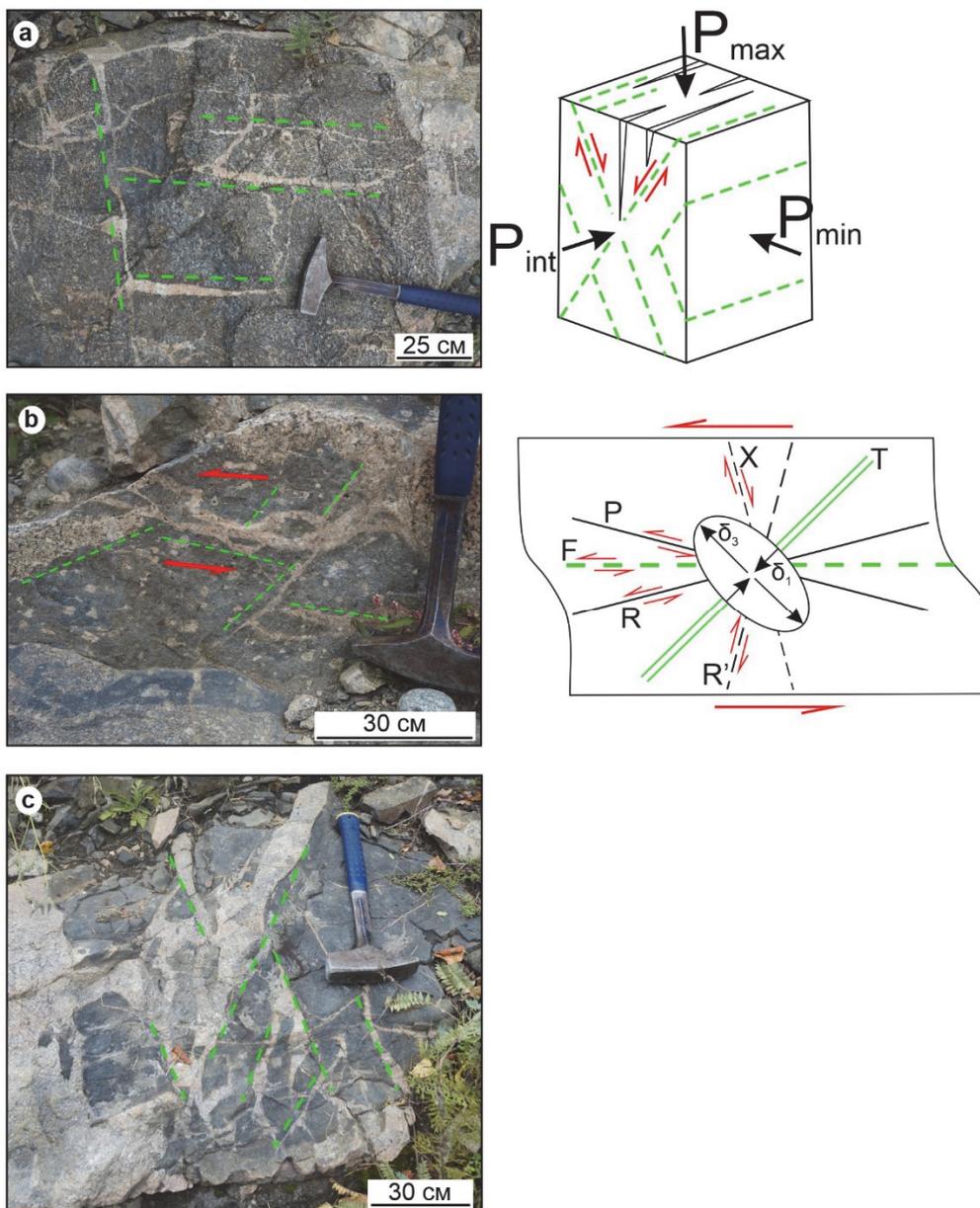
*a* – синдеформационные минглинг структуры; *b* – кулисные системы трещин растяжения во фрагментах монцодиоритов; *c* –  $C/C'$  структуры и минеральная линейность по плагиоклазу в монцодиоритах; *d* – вращение порфирового вкрапленника калиевого полевого шпата с внутрикристаллическими деформациями

**Fig. 8. Brittle-ductile deformations in monzodiorite**

*a* – syndeformation mingling structures; *b* – echelon systems of tensile cracks in monzodiorite fragments; *c* –  $C/C'$  structures and mineral linearity of plagioclase in monzodiorite; *d* – rotation of a porphyritic potassium feldspar phenocryst with intracrystalline deformation

Размер базитовых тел и, как следствие, их реологическое состояние на момент деформаций напрямую влияют на характер проявленных деформаций. Наиболее крупные участки базитов представляли собой консолидированные фрагменты массива, которые деформировались как хрупкие тела. Трещины растяжения с секущими контактами в монцодиоритах образуют сложные структуры: от закономерных, ориентированных перпендикулярно друг к другу зон отрыва до перистых, ориентированных под разными углами сколов (рис. 9).

В перпендикулярно ориентированных трещинах наблюдается их значительное расширение с увеличением количества гранитного материала в точках пересечения и постепенное выклинивание трещин по мере удаления от зоны пересечения. Перпендикулярное развитие сопряженных зон скальвания и отсутствие значительных закономерных смещений по зонам отрыва характерны для образования трещин по модели Кулона-Андерсена (рис. 9, а). Формирование разнонаправленных сколов (основных и сопряженных) реализуется при образовании трещин Риделя (рис. 9, b, c).



**Рис. 9. Хрупкие деформации в монцодиоритах**

а – перпендикулярно ориентированные трещины, модель образования Кулона–Андерсена; б – сопряженные трещины, отвечающие модели образования трещин Риделя; в – две системы сопряженных сколов

**Fig. 9. Brittle deformation in monzodiorite**

а – perpendicularly oriented cracks, Coulomb–Anderson formation model; б – conjugate cracks (Riedel crack formation model); в – two systems of conjugate chips

Мелкие фрагменты монцодиоритов, а также участки смешения контрастных по составу магм на момент проявления деформаций достигли только второго реологического порога, т.е. имели относительно жесткий каркас, но сохраняли некоторую долю расплава, что обусловило проявление хрупко-пластичных деформаций. Реологические особенности пород, их взаимоотношения, наблюдаемые в береговых обнажениях, не позволяют однозначно выявить доминирующее направление основных осей сжатия и растяжения при формировании разрывных нарушений в монцодиоритах, но однозначно можно говорить о наличии сдвиговой составляющей при тектонических деформациях.

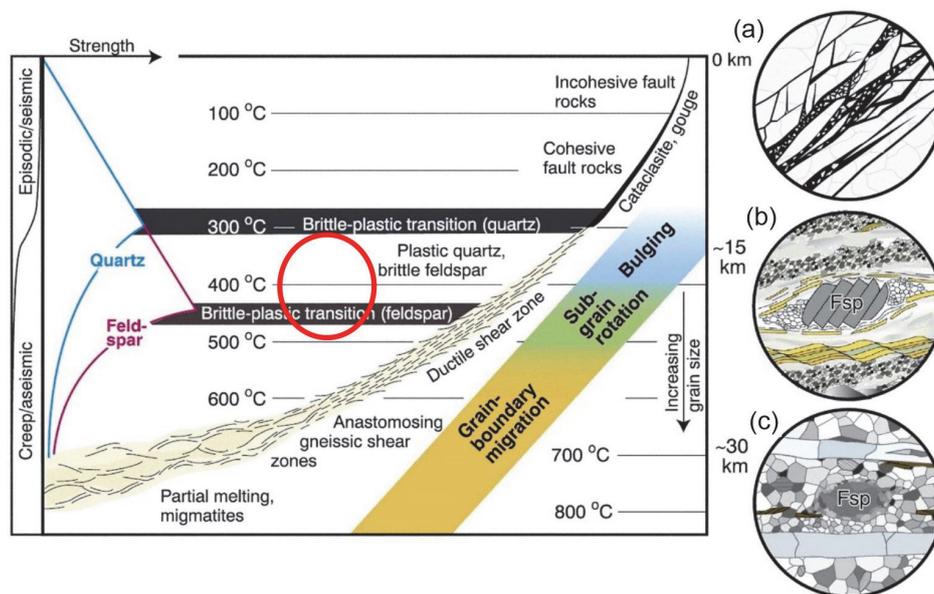
Процессы рекристаллизации пород носят синтетектонический (динамический) характер [Karmysheva et al., 2022] и осуществлялись за счет миграции границ зерен и появления субзерен. При этом субзерна характеризуются отсутствием внутризерновых деформаций в отличие от более крупных минеральных агрегатов, что говорит об их окончательной кристаллизации уже в отсутствии стрессового напряжения.

Таким образом, позднепалеозойские субмеридиональные деформации сопровождали становление значительных объемов габбро-гранитных расплавов на

стадии их внедрения и консолидации. Петрогеохимический состав монцодиоритов Чадалского массива соответствует базитам обогащенного внутриплитного типа [Karmysheva et al., 2022]. Деформационные структуры указывают на обстановку растяжения с левосдвиговой кинематикой, причем транспорт вещества был преимущественно вертикальным.

### Обсуждение результатов

*Глубина и длительность этапов деформации.* Анализ деформаций в кислых и основных породах восточной части Каахемского ареала позволил выделить как минимум три этапа тектонической активизации в период 476–282 млн лет: 1 – деформации, синхронные со становлением диорит-тоналит-плаггиогранитной ассоциации таннуольского комплекса (476±4 млн); 2 – становление комплекса базитовых даек по ослабленным зонам в период (~ 450 млн лет); 3 – деформации, контролируемые становление монцодиорит-граносиенитов Шивейского и Чадалского массивов (282–293 млн лет). Деформации второго и третьего этапов являются хрупко-пластичными, что характерно для глубин около 15 км и температуре 300–500 °C (рис. 10).



**Рис. 10. Принципиальная схема, иллюстрирующая закономерное изменение механизмов релаксации напряжений в породах по мере возрастания глубинности процессов (до 30 км) и температуры (до 800 °C) [Fossen, 2010]**

a–c – микроструктуры различных режимов деформации: a – хрупкое растрескивание; b – хрупко-пластичные деформации полевого шпата и рекристаллизация мелких агрегатов кварца в зонах пониженного давления; c – высокотемпературная рекристаллизация кварца и полевого шпата в условиях пластичных деформаций. Красным ареалом выделена область палеозойских деформаций южной части Каахемского ареала

**Fig. 10. Schematic diagram illustrating the natural change in stress relaxation mechanisms in rocks as the depth of the processes increases (up to 30 km) and temperature (up to 800 °C) [Fossen, 2010]**

a–c – microstructures of various deformation modes: a – brittle cracking; b – brittle-ductile deformation of feldspar and recrystallization of small quartz aggregates in low pressure zones; c – high-temperature recrystallization of quartz and feldspar under conditions of plastic deformation. The area of Paleozoic deformations in the southern part of the Kaakhem area is highlighted in red

Становление комплекса габброидных даек (~450 млн лет) происходило в гипабиссальных обстановках, на что указывает мелкозернистая структура пород. Однако подъем расплава, образовавшегося за счет метасоматического преобразования пород мантийного клина адакитовыми расплавами [Яковлев и др., 2024], происходил со значительных глубин. Формирование комплекса даек является индикатором ослабленной тектонической зоны, а внедрение мантийного расплава указывает на большую глубину залегания деформационной зоны.

Длительность деформаций всех трех этапов можно оценить только относительно. Во всех случаях это были кратковременные проявления тектонической активности, не превышающие длительность консолидации расплава. Раннеордовикский этап, синхронный становлению диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации, представляет собой глубинное землетрясение с высокими скоростями первичного сброса напряжения, что привело к дроблению основных пород. Заполнение образовавшегося пространства гранитным материалом сопровождалось остаточными кратковременными импульсами, результатом которых стало появление внутрикристаллических деформаций, зон дробления и скольжения на границах зерен в гранитах и на контакте гранитов и базитов.

Становление комплекса базитовых даек является результатом однократного внедрения расплава по трещинам по механизму магмораспора, так как на контактах не видно следов взаимодействия магмы с вмещающими породами и отсутствует внутренняя зональность в строении даек [Морозов и др., 2017]. Формирование трещин связано с нормальным растяжением без участия сдвиговой компоненты, что привело к формированию параллельных стенок даек без кулисных апофизов, коленообразных изломов и деформационной линейной текстуры пород внутри даек. Выдержанное залегание даек и отсутствие сопряженных трещин, заполненных тем же базитовым материалом, указывают на кратковременность деформационного события. В противном случае наблюдалась бы сложная сеть даек с вероятным постепенным изменением состава.

Раннепермские деформации были проявлены неоднократно, что способствовало двухэтапному становлению основных и кислых расплава [Karmysheva et al., 2022], а также появлению многочисленных более поздних гранитных жил и даек, сильно осложняющих зону контакта Шивейского и Чадалского массивов. Структурные индикаторы синтетектонического внедрения граносиенитов и монцодиоритов (C/C'/S структуры, вращение порфирированных вкрапленников ка-

лиевого полевого шпата, внутрикристаллические деформации крупных зерен и их отсутствие в субзернах) указывают на длительность деформаций, не превышающей времени консолидации расплава. Более поздние деформации, маркирующиеся по внедрению минглинг-даек, гранитных даек и жил, были еще более кратковременными, поскольку в породах отсутствуют следы синдеформационного внедрения и кристаллизации магмы.

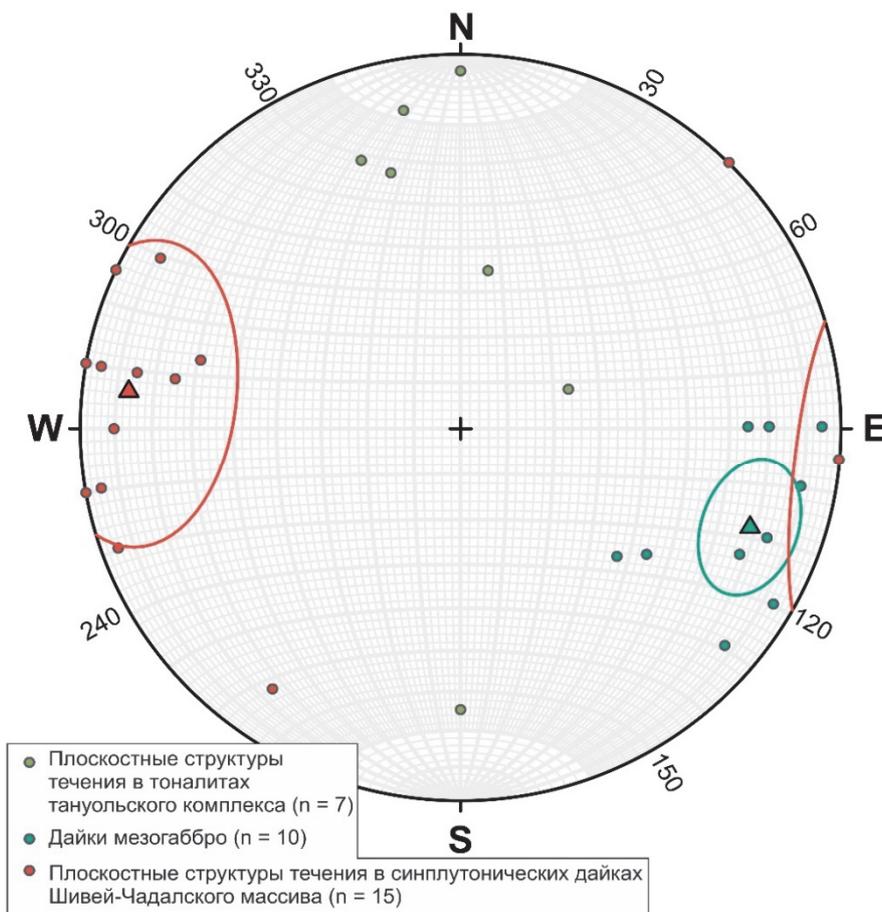
*Корреляция деформаций с Каахемским разломом.* Синтетектонические Шивейский и Чадалский массивы расположены в южной части Каахемской тектонической зоны, где выделяется несколько субмеридиональных разломов с современной тектонической активностью [Сугоракова, Бутанаев, 2014]. Анализ раннепермских деформаций указывает на существование и активизацию данных разломов с конца палеозоя. Деформации проявлены в обстановках растяжения со сдвигом при субвертикальном транспорте вещества и связаны с внутриплитной тектонической активностью.

Ориентировка и положение комплекса ордовикских базитовых даек свидетельствуют о субширотном растяжении (рис. 11). Максимальные концентрации деформаций были проявлены в районе слияния рек Кызыл-Хем и Балыктыг-Хем. По направлению на запад интенсивность деформаций становится менее выраженной, что фиксируется по увеличению расстояния между дайками и более пологим углам их залегания. Направление растяжения совпадает с субмеридиональными разломами в Каахемской зоне, что позволяет рассматривать область становления базитовых даек как один из фрагментов крупной тектонической структуры. Формирование даек происходило на завершающей стадии коллизионного этапа развития Каахемского магматического ареала [Яковлев и др., 2024]. К этому же периоду относится становление Майского и Шуйского габброидных массивов, расположенных непосредственно в пределах Каахемской зоны [Монгуш, Сугоракова, 2013]. Петрогеохимические характеристики этих массивов близки по составу к комплексу базитовых даек, что позволяет рассматривать их как единый этап плавления деплетированного надсубдукционного источника, формировавшегося на субдукционном (островодужном) этапе за счет метасоматического преобразования пород мантийного клина адакитовыми расплавами [Яковлев и др., 2024].

Пространственное распространение комплекса базитовых даек полностью перекрывает зону хрупкопластичных деформаций, наложенных на раннетаннунольские гранитоидные ассоциации. Это может говорить о существовании тектонически ослабленной

зоны, активизирующейся в раннем и позднем ордовике. Однако, унаследованности структур сжатия и растяжения не наблюдается (рис. 11). Внедрение даек

не происходит по сколам, заложенных при раннеордовикских хрупко-пластичных деформациях, что указывает на смену полей напряжения в позднем ордовике.



**Рис. 11. Ориентировка плоскостных структур в изученных палеозойских магматических комплексах** Равноплощадная проекция, нижняя полусфера. Треугольниками показаны координаты усредненных полюсов

**Fig. 11. Orientation of planar structures in the studied Paleozoic igneous complexes** Lower hemisphere, equal-angle projection. The triangles show the coordinates of the average poles

Проявление этих хрупко-пластичных деформаций и образование габбро-гранитных брекчиеподобных структур нельзя напрямую связать с заложением и развитием Каахемской зоны. Они расположены на ее периферии, в зоне сочленения окраины Тувино-Монгольского массива и задуговых бассейнов. По возрасту диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации тануольского комплекса ( $476 \pm 4$  млн лет) деформации относятся к аккреционно-коллизонному этапу эволюции региона. Развитие Каахемской зоны в данный период связывается с циклической сменой сжатия и растяжения при развороте палеотектонических структур Алтае-Саянской складчатой области по часовой стрелке [Монгуш и др., 2023]. Эти обстановки и привели к формированию тектонически ослабленной зоны, претерпевшей позднее реактивацию в позднеордовикский период.

*Вопросы терминологии.* В опубликованной литературе [Агентов, Агентова, 1960; Черезов и др., 1999; Сугоракова, Бутанаев, 2014; Монгуш и др., 2023] Каахемская зона характеризуется как «глубинный разлом» или «рифтогенная (палеорифтогенная)». Первый термин, введенный А.В. Пейве в 1945 г. [Пейве, 1945], опирается на геосинклинальную теорию и подразумевает существование протяженной тектонической границы структурных элементов литосферы с глубинным заложением и активизацией в течении длительного времени.

Хрупко-пластичные деформации, наблюдаемые в пределах Каахемской зоны, и современная сейсмическая активность полностью подходят под данное определение, однако комплексы пород, развитые на северо-восток и юго-запад от зоны, отличаются от вещественных комплексов тектонической зоны только

отсутствием деформационных изменений, а также друг от друга – мощностями стратиграфического разреза [Агентов, Агентова, 1960]. Следовательно, говорить в данном случае о тектонической границе не корректно.

Классическое определение «рифтовой зоны» [Борукаев, 1999] отражает геодинамические обстановки горизонтального растяжения земной коры океанического и континентального типа с формированием грабенообразной впадины в центральной части. Для рифтовых зон континентального типа также характерна вулканическая активность с образованием бимодальных магматических ассоциаций. Как было показано выше, образование вещественных комплексов южной части Каахемской структурной зоны связано не только с процессами рифтогенеза, как предполагалось ранее [Черезов и др., 1999; Лебедев и др., 1999; Зайков, 2006]. Ее активизация и развитие в палеозое происходили в обстановках растяжения и растяжения со сдвигом, что связано с формированием проницаемых ослабленных зон на завершающей стадии коллизионного этапа развития ареала.

Таким образом, термины «глубинный разлом» и «рифтогенная зона» не отражают полностью строение, эволюцию и обстановки формирования Каахемской тектонической структуры. Для данных объектов больше всего подходит определение «тектонической зоны» или «зоны концентрации деформаций» [Леонов, 2012], поскольку в термины не включается геодинамическая интерпретация и кинематическая

характеристика – параметры, которые могут изменяться в течении длительной эволюции тектонической структуры.

### Заключение

Палеозойские деформации восточной части Каахемского ареала были проявлены в три этапа. Первый маркируется становлением диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации таннуольского комплекса ( $476 \pm 4$  млн лет) и фрагментацией более ранних базитовых тел. Второй этап фиксируется по внедрению комплекса базитовых даек (~ 450 млн лет) в условиях верхней коры. Третий этап – проявление деформаций, контролируемых становлением монцодиорит-граносиенитов Шивейского и Чадалского массивов (282–293 млн лет). Длительность всех эпизодов тектонической активности была незначительной и не превышала время консолидации расплавов. Характер деформаций первого и третьего этапов – хрупко-пластичный, что обусловлено реологией пород. Базитовые тела подвержены хрупким деформациям, а кислые породы деформируются в хрупко-пластичном состоянии.

Второй и третий этапы деформаций обусловлены обстановками растяжения и растяжения со сдвигом. Субмеридиональная ориентировка плоскостей скалывания в раннепермских породах и положение раннеордовикских даек позволяют рассматривать их в качестве палеозойского этапа эволюции южной части Каахемской структурной зоны.

### Список источников

- Агентов В.Б., Агентова В.В.** Объяснительная записка к листу М-47-1 Геологической карты СССР м-ба 1 : 200000. М. : Гостеолтехиздат, 1960, 71 с.
- Ажгирей Г.Д.** О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1960. № 8. С. 3–18.
- Борукаев Ч.Б.** Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск : Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 69 с.
- Зайков В.В.** Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири. М. : Наука, 2006. 429 с.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Котов А.Б., Лебедев В.И., Сугорокова А.М., Яковлева С.З.** Возраст постколлизийного магматизма ранних каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Доклады Академии наук. 1998. Т. 360, № 4. С. 514–517.
- Коробейников В.П., Исаков В.М.** Структура сопряжения Каахемской и Восточно-Тувинской зон и формирование древнего желоба-разлома // Геология и геофизика. 1981. № 11. С. 18–28.
- Лебедев В.И., Черезов А.М., Лебедева М.Ф.** Особенности металлогении фанерозоя Тувы и Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1646–1654.
- Леонов М.Г.** Внутриплитные зоны концентрированной деформации: тектоническая структура и особенности эволюции // Геотектоника. 2012. № 6. С. 3–28.
- Лукьянов А.В.** Парагенетический анализ структур в решении задач теоретической и практической геологии // Структурные парагенезы и их ансамбли. М. : ГЕОС, 1997. С. 87–90.
- Монгуш А.А., Монгуш С.С., Кадыр-Оол Ч.О.** Геодинамика формирования долгоживущей палеорифтогенной Каахемской структурной зоны (Восточная Тува) // Природные ресурсы, среда и общество. 2023. № 2 (18). С. 34–48.
- Монгуш А.А., Сугорокова А.М.** Возраст и источники магм постколлизийных габброидов Каахемского магматического ареала, Восточная Тува: результаты первых  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  и Sm-Nd исследований // Геохимия. 2013. № 11. С. 1042–1047.
- Морозов Ю.А.** Структурообразующая роль транспрессии и трансгенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–24.
- Морозов Ю.А., Галыбин А.Н., Мухамедиев Ш.А., Смутьская А.И.** Тектонический и геомеханический контроль размещения даек и силлоподобных тел в северо-западной части Кольского полуострова // Геотектоника. 2017. № 3. С. 28–60.
- Пейве А.В.** Глубинные разломы геосинклинальных областей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 5. С. 23–46.

**Руднев С.Н.** Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск : Издательство СО РАН, 2013. 300 с.

**Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибикина Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Байнова Т.Б.** Каахемский полихронный гранитоидный батолит (В. Тува): состав, возрасты, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 1. С. 30–42.

**Руднев С.Н., Кармышева И.В., Семенова Д.В., Яковлев В.А., Сугорокова А.М.** Магматические и ксеногенные цирконы из гранитоидов Каахемского батолита как возрастные маркеры коры в зоне сочленения Таннуольской островной дуги и Тувино-Монгольского микроконтинента (Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2023. Т. 64 (7). С. 917–933.

**Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю.** Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 9. С. 1572–1600.

**Сугорокова А.М., Буганаев Ю.В.** Каа-Хемская рифтогенная зона (история заложения и развития) // Тувинские землетрясения 2011–2012 гг. Кызыл : ТУВИКОПР СО РАН, 2014. С. 83–85.

**Сугорокова А.М., Хертек А.К.** Новые данные к вопросу о возрасте Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 50–60.

**Талицкий В.Г., Галкин В.А.** Структурная организация геологической среды и некоторые закономерности ее динамических перестроек // Вестник МГУ. Геология. 1997. № 2. С. 12–17.

**Черезов А.М., Сугорокова А.М., Черезова О.С.** Тектоника и зональность ультрабазит-базитового магматизма Каахемской рифтогенной зоны Тувы // Вопросы петрологии, минералогии, геохимии и геологии офиолитов : сб. науч. ст. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1999. С. 150–156.

**Чиков Б.М.** Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линейным зонам земной коры) // Структура линейных зон динамометаморфизма. Новосибирск : Изд-во Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 6–40.

**Яковлев В.А., Кармышева И.В., Руднев С.Н., Семенова Д.В., Юдин Д.С.** Дайковые комплексы восточной части Каахемского магматического ареала (Восточная Тува): состав, возраст, геологическая позиция // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2024. V. 15 (3). 0760.

**Fossen H.** Structural geology. New York ; Cambridge : Cambridge University Press, 2010. 463 p.

**Karmysheva I.V., Yakovlev V.A., Sugorakova A.M., Rudnev S.N., Semenova D.V.** Late Paleozoic Contrasting Magmatism of the Eastern Kaakhem Magmatic Area (Central Asian Orogenic Belt) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13 (3). 0637.

**Sanderson D.J., Marchini W.R.D.** Transpression // *Journ. Geol. Struct. Geol.* 1984. V. 6. P. 449–458.

**Scholz C.H.** The brittle-plastic transition and depth of seismic faulting // *Geologische Rundschau* 1988. V. 77 (1). P. 319–328.

**Silvester A.G.** Strike-slip faults // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1988. V. 100, No. 11. P. 1666–1703.

**Van der Pluijm Ben A., Marshak S.** Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics (Second edition). New York ; London : W.W Norton&Company, 2004. 656 p.

## References

Agentov V.B., Agentova V.V. *Ob 'yasnitelnaya zapiska k listu M-47-I Geologicheskoi karty SSSR macshaba 1: 200000*. [Explanatory note to sheet M-47-I of the Geological Map of the USSR, scale 1 : 200000]. Moscow : Gosgeoltekhizdat. 1960. 71 p. In Russian

Azhgirey G.D. *O nekotorykh vazhnykh zakonmernostyakh tektonicheskogo stroeniya i dvizhenii zemnoi kory* [On some important patterns of tectonic structure and movements of the earth's crust]. News of the AS USSR. 1960. Ser. Geol. No. 8. pp. 3–18. In Russian

Borukaev Ch.B. *Slovar'-aprovchnik po sovremennoi tektonicheskoi terminologii* [Glossary of modern tectonics]. Novosibirsk: Published by Siberian Branch. SPC UIGGM, 1999. 69 p. In Russian

Zaikov V.V. () *Vulkanizm i sul'fidnye kholmy paleookeanicheskikh okrain: na primere kolchedanonosnykh zon Urala i Sibiri* [Volcanism and sulfide hills of paleoceanic margins: the example of sulfide-bearing zones of the Urals and Siberia]. Moscow: Publishing house "Nauka", 2006. 429 p. In Russian

Kozakov I.K., Sal'nikova E.B., Kovalenko V.I., Kotov A.B., Lebedev V.I., Sugorakova A.M., Yakovleva S.Z. The age of post-collisional magmatism in the early Caledonides of Central Asia, with the Tuva region as an example. *Doklady Earth Sciences*. 1998. V. 360. No 4. pp. 510–513. In Russian

Korobeinikov V.P., Isakov V.M. *Struktura sopryazheniya Kaakhemskoi i Vostochno-Tuvinskoi zon i formirovanie drevnego zhelobarazloma* [The structure of the junction of the Kaakhem and East Tuva zones and the formation of an ancient fault trench] // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1981. No. 11. pp. 18–28. In Russian

Lebedev V.I., Cherezov A.M., Lebedeva M.F. *Osobennosti metallogenii fanerozooya Tuvy i severo-Zapadnoi Mongolii* [Features of Phanerozoic metallogeny of Tuva and Northwestern Mongolia] // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1999. V. 40, No. 11. pp. 1646–1654. In Russian

Leonov M.G. Within-plate zones of concentrated deformation: tectonic structure and evolution // *Geotektonika* [Geotectonics]. 2012. V. 46. 6. pp. 3–28. In Russian

Luk'yanov A.V. *Parageneticheskii analiz struktur v reshenii zadach teoreticheskoi i prakticheskoi geologii* [Paragenetic analysis of structures in solving problems of theoretical and practical geology]. Structural parageneses and their ensembles. Moscow: GEOS, 1997. pp. 87–90. In Russian

Mongush A.A., Mongush S.-S.S., Kadyr-Ool Ch.O. The formation geodynamics of the long-lived paleoriftogenic Kaa-Khem structural zone (Eastern Tuva) // *Natural resources, environment and society*. 2023. No. 2 (18). pp. 34–48. In Russian. doi: 10.24412/2658-4441-2023-2-34-48

Mongush A.A., Sugorakova A.M. Age and magma sources of the post-collisional gabbroids of the Kaakhem magmatic area, Eastern Tuva: first <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and Sm-Nd data // *Geokhimiya* [Geochemistry International]. 2013. V. 51, No. 11. pp 1042–1047. In Russian. doi: 10.7868/s0016752513110046

- Morozov Yu.A. *Strukturoobrazuyushaya rol' transpressii i transtensii* [The structure-forming role of transpression and transtension] // *Geotektonika* [Geotectonics]. 2002. No. 6. pp. 3–24. In Russian
- Morozov Y.A., Galybin A.N., Mukhamediev S.A., Smul'skaya A.I. Tectonic and geomechanical control of dikes and sill-like bodies: evidence from the northwestern part of the Kola Peninsula // *Geotektonika* [Geotectonics]. 2017. V. 51. No. 3. pp. 28–60. In Russian. doi: 10.7868/S0016853X17030079
- Peive A.V. *Glubinye razlomy geosinklinal'nykh oblastei* [Deep faults of geosynclinal areas]. News of the AS USSR. Ser. Geol. 1945. No. 5. pp. 23–46. In Russian
- Rudnev S.N. *Rannepaleozoiskii granitoidnyi magmatizm Altae-Sayanskoi skladchatoi oblasti i Ozernoi zony Zapadnoi Mongolii* [Early Paleozoic granitoid magmatism in the Altai-Sayan folded area and in the Lake Zone in Western Mongolia]. Novosibirsk: Publishing House of the Siberian Branch of the RAS. 2013. 300 p. In Russian
- Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Ponomarchuk V.A., Bibikova E.V., Sergeev S.A., Matukov D.I., Plotkina Yu.V., Bayanova T.B. Kaakhem polychromous granitoid batholith (Eastern Tuva): composition, age sources and geodynamic position // *Lithosphere*. 2006. No. 1. pp. 30–42. In Russian
- Rudnev S.N., Karmysheva I.V., Semenova D.V., Yakovlev V.A., Sugorakova A.M. Magmatic and xenogenic zircons from granitoids of the Kaa-Khem batholith as age markers of the crust in the Junction zone of the Tannu-Ola island arc and the Tuva–Mongolian microcontinent (Eastern Tuva) // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2023. V. 64 (7). pp. 917–933. In Russian. doi: 10.2113/RGG20234527
- Rudnev S.N., Serov P.A., Kiseleva V.Yu. Vendian–Early Paleozoic Granitoid Magmatism in Eastern Tuva // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2015. V. 56 (9). pp. 1572–1600. In Russian. doi: 10.15372/GiG20150902
- Sugorakova A.M., Butanaev Yu.V. *Kaa-Khemskaya riftogennaya zona (istoriya zalozheniya i razvitiya)* [Kaa-Khem rift zone (history of formation and development)]. Tuva earthquakes 2011–2012. Kyzyl: TuvIENR SB RAS. 2014. pp. 83–85. In Russian
- Sugorakova A.M., Khertek A.K. The new data to the question of the age of associations Kaakhem magmatic area (Eastern Tuva) // *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2017. 3. pp. 50–60. In Russian. doi: 10.17223/25421379/4/7.
- Talitskii V.G., Galkin V.A. *Strukturnaya organizatsiya geologicheskoi sredy i nekotorye zakonomernosti ee dinamicheskikh perestroek* [Structural organization of the geological environment and some patterns of its dynamic restructuring] // *Bulletin of Moscow State University. Geology*. 1997. 2. pp. 12–17. In Russian
- Cherezov A.M., Sugorakova A.M., Cherezova O.S. *Tektonika i zonalnost' ul'trabazit-bazitovogo magmatizma Kaakhemskoi raftogennoi zony Tuvy* [Tectonics and zoning of ultramafic-mafic magmatism of the Kaakhem rift zone of Tuva]. Issues of petrology, mineralogy, geochemistry and geology of ophiolites. Collection of scientific articles. Novosibirsk: Publishing House of the Siberian Branch of the RAS, 1999. pp. 150–156. In Russian
- Chikov B.M. *Ob osnovah teoreticheskoi kontseptsii stress-metamorfizma (primenitel'no k lineamentnym zonam zemnoi kory)* [On the fundamentals of the theoretical concept of stress metamorphism (in relation to lineament zones of the earth's crust)]. Structure of lineament zones of dynamometamorphism. Novosibirsk: Published by IGiG SB AS USSR. 1990. pp. 6–40. In Russian
- Yakovlev V.A., Karmysheva I.V., Rudnev S.N., Semenova D.V., Yudin D.S. Dike complexes in the Eastern part of the Kaakhem magmatic area (Eastern Tuva): composition, age geological position // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2024. 15 (3). 0760. In Russian. doi: 10.5800/GT-2024-15-3-0760.
- Fossen H. *Structural geology*. Cambridge University Press, 2010. New York, Cambridge. 463 p.
- Karmysheva I.V., Yakovlev V.A., Sugorakova A.M., Rudnev S.N., Semenova D.V. Late Paleozoic Contrasting Magmatism of the Eastern Kaakhem Magmatic Area (Central Asian Orogenic Belt) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. 13 (3), 0637. doi: 10.5800/GT-2022-13-3-0637.
- Sanderson D.J., Marchini W.R.D. Transpression // *Journ. Geol. Struct. Geol.* 1984. V. 6. pp. 449–458.
- Scholz C.H. The brittle-plastic transition and depth of seismic faulting // *Geologische Rundschau* 1988. 77(1). pp. 319–328. doi: 10.1007/BF01848693
- Silvester A.G. Strike-slip faults // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1988. V. 100. No. 11. pp. 1666–1703.
- Van der Pluijm Ben A., Marshak S. *Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics* (Second edition) // W.W Norton&Company, New-York – London, 2004. 656 p.

**Информация об авторах:**

**Кармышева И.В.**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, заведующая лабораторией структурной петрологии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: iri@igm.nsc.ru

**Яковлев В.А.**, младший научный сотрудник, лаборатория структурной петрологии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: yakovlevva@igm.nsc.ru

**Зюков Е.Д.**, лаборант, лаборатория структурной петрологии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: evgyukov@gmail.com

**Вклад авторов:** все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.

**Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.**

**Information about the authors:**

**Karmysheva I.V.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Head of the Laboratory of structural petrology, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: iri@igm.nsc.ru

**Yakovlev V.A.**, Junior Researcher, Laboratory of structural petrology, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: yakovlevva@igm.nsc.ru

**Zyukov E.D.**, Laboratory Assistant, Laboratory of structural petrology, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: evgzzyukov@gmail.com

***Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.***

***The authors declare no conflicts of interests.***

*Статья поступила в редакцию 20.06.2024; одобрена после рецензирования 09.12.2024; принята к публикации 29.08.2025*

*The article was submitted 20.06.2024; approved after reviewing 09.12.2024; accepted for publication 29.08.2025*