



METAMORPHIC CORE COMPLEXES OF THE TRANSBAIKALIA: REVIEW

A. M. Mazukabzov¹, E. V. Sklyarov¹, T. V. Donskaya¹, D. P. Gladkochub¹, V. S. Fedorovsky²

¹*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, 664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia*

²*Institute of Geology RAS, 119017, Moscow, Pyzhevsky pereulok, 7, Russia*

Abstract: Metamorphic core complexes (hereafter MCC) revealed in the Transbaikalia have similar features of their patterns. Three levels can be distinguished by structural-material indicators: core, zone of mylonites (dynamically metamorphosed rocks) and overlying formations. The cores are composed of the Paleozoic granites and granitogneisses. Zones of mylonites skirt the cores and are characterized by various tectonites which are formed at the expense of the core rocks. The overlying formations include volcanogenic-sedimentary series of the Mesozoic and the Upper Palaeozoic. The rocks are not metamorphosed, yet subject to brittle deformations. Structurally, they are detached and deposited above the zone of mylonites.

In Transbaikalia, MCC are characterized by synmetamorphic structural parageneses of one type: low-angle schistosity, micro- and macro-structures (folds, mineral streaking, boudinage, pressure shadows, C-S structure, kick-bends). According to the kinematic analyses, they were formed by the simple shear mechanism along the zones of deeply penetrating regional dislocations which plunged in the south-eastward direction. Tectonic transportation of the materials developed in the same direction, i.e. the top parts of tectono-stratigraphic sections were displaced against the lower parts in the south-eastward direction. Extension deformations tended in the north-west – south-east direction. Such movements facilitated formation of synthetic listric normal faults and rift basins. The most intensive tectonic exposure period is determined as 112–123 mln years, while the period of metamorphism is assessed as 140–130 mln years. The rocks in depth of the deep dislocation were transformed in conditions of amphibole facies of metamorphism (T=590–640 °C; P=3.2–4.6 kbar).

According to our structural-geological, petrological and isotopic data, the age of the majority of the metamorphic formations of the Transbaikalia is determined as the Late Mesozoic. They were formed in the extension regime due collapse of the Late Mesozoic orogeny, that was caused by accretion-collision events during the Early Mesozoic. Thickening of the continental crust contributed to increase of heat flow and higher plasticity at the crustal bottom. The orogen was thus unstable and flowing and caused regional extension and dislocations at the middle-crust level. Thinning of the crust was accompanied by isostatic uplifting which facilitated emergence of the structural metamorphic complexes of the middle-crust levels on the surface and formation of the metamorphic core complexes.

Key words: Transbaikalia, metamorphic core complexes, detachment, collapse of orogen, extension, dynamo-metamorphic rocks, mineral streaking, sheath fold, structurally-kinematical indicators, rift basins.

Recommended by K.Zh. Seminsky 27 May 2011

Citation: Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S. Metamorphic core complexes of the Transbaikalia: review // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2011. V. 2. № 2. P. 95–125.

КОМПЛЕКСЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР ЗАБАЙКАЛЬЯ: ОБЗОР

А. М. Мазукабзов¹, Е. В. Скляр¹, Т. В. Донская¹,
Д. П. Гладкочуб¹, В. С. Федоровский²

¹*Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

²*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский переулок, 7, Россия*

Аннотация: Установленные в Забайкалье комплексы метаморфических ядер (metamorphic core complexes – МСС) характеризуются близкими чертами строения. По структурно-вещественным признакам в них выделяются три структурных уровня: ядро, зона милонитов (динамометаморфизованных пород) и образования покрова. Ядра сложены палеозойскими гранитами и гранитоидными породами. Милониты окаймляют ядра и характеризуются разнообразными тектонитами, возникшими за счет пород ядра. К покровным образованиям относятся вулканогенно-осадочные серии мезозоя и верхнего палеозоя. Породы не метаморфизованы, но подвержены хрупким деформациям. Располагаются они структурно выше зоны милонитов, отделяясь от них детачментом.

Для МСС Забайкалья характерны однотипные синметаморфические структурные парагенезисы: пологая сланцеватость, микро- и макроструктуры (складки, линейность, будинаж, тени давления, С–S-структуры, кинкбанды). Кинематический анализ указывает, что их становление происходило по механизму простого сдвига по зонам глубокопроникающих региональных срывов, погружавшихся в юго-восточном направлении. В этом же направлении осуществлялся тектонический транспорт вещества, т.е. верхние части тектоностратиграфических разрезов относительно нижних смещались на юго-восток. Деформация растяжения характеризовалась трендом северо-запад – юго-восток. Такие движения способствовали возникновению синтетических листрических сбросов и формированию рифтовых впадин. Время наиболее интенсивного тектонического экспонирования определяется значениями 112 – 123 млн лет, а время проявления метаморфизма – 140–130 млн лет. Породы в зоне глубинного срыва были преобразованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма ($T=590-640\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=3.2-4.6\text{ кбар}$).

Структурно-геологические, петрологические и изотопные данные показывают, что значительная часть метаморфических образований Забайкалья имеет позднемезозойский возраст. Их формирование происходило в режиме растяжения и связано с коллапсом позднемезозойского орогена, который возник в процессе раннемезозойских аккреционно-коллизийных событий. Утолщение континентальной коры способствовало усилению теплового потока и повышению пластичности в низах коры. Это предопределило неустойчивость орогена и его растекание, что привело к возникновению регионального растяжения и срывов на среднекоровом уровне. Утонение коры сопровождалось изостатическим поднятием, что способствовало выводу на поверхность структурно-вещественных комплексов среднекоровых уровней и формированию комплексов метаморфических ядер.

Ключевые слова: Забайкалье, комплексы метаморфических ядер, детачмент, коллапс орогена, растяжение, динамометаморфические породы, линейность, футляровидные складки, структурно-кинематические индикаторы, рифтовые впадины.

ОГЛАВЛЕНИЕ

1. Введение	97
2. Структура региона и положение в ней комплексов метаморфических ядер	97
3. Строение тектонотипических комплексов метаморфических ядер	102
3.1. Заганский комплекс метаморфического ядра	102
3.1.1. Строение ядра	102
3.1.2. Вещественная характеристика зоны хрупко-пластического течения	103
3.1.3. Структурные особенности тектонитов	105
3.1.4. Кинематика тектонитов зоны хрупко-пластического течения	106
3.1.5. Возраст проявления магматизма и метаморфизма	109
3.1.6. Строение покрова	110
3.1.7. Детачмент	111
3.2. Бутулейннурский комплекс метаморфического ядра	112
3.2.1. Бургутуйский сегмент Бутулейннурского МСС	112
3.2.1.1. Состав ядра	113
3.2.1.2. Зона хрупко-пластического срыва	114
3.2.1.3. Детачмент	115
3.2.1.4. Строение покрова	115
3.2.1.5. Возраст и РТ-условия метаморфизма пород МСС	115
3.2.1.6. Структура Бургутуйского сегмента МСС	116
3.2.2. Монгольский сегмент Бутулейннурского МСС	118
4. Общие структурно-геологические сведения о комплексах метаморфических ядер Забайкалья	118
5. Модель формирования комплексов метаморфических ядер Забайкалья	120
6. Выводы	121
7. Благодарности	122
8. Литература	122

1. ВВЕДЕНИЕ

Открытие комплексов метаморфических ядер (МСС) принадлежит к числу важнейших достижений в геологии последних 20 лет XX века. Впервые они были выделены в Кордильерах (Северная Америка) [Cooney, 1980] и нередко в литературе так и обозначаются – кордильерские метаморфические ядра или комплексы метаморфических ядер кордильерского типа [Склярков и др., 1994, 1997]. Вначале казавшиеся экзотическими, эти структуры вскоре были обнаружены на всех материках.

Комплексы метаморфических ядер представляют собой структуры, сложенные аномально деформированными метаморфическими и магматическими породами, которые тектонически перекрыты растянутыми менее деформированными и метаморфизованными или неметаморфизованными образованиями. Особенно эффективно они выделяются среди неметаморфизованных окружающих образований своим своеобразным строением. С обнаружением и обоснованием природы МСС были «похоронены» некоторые традиционные и устоявшиеся геологические представления. Важнейшее из них заключалось в том, что все пологие тектонические срывы считались надвигами. На примере МСС было показано, что пологопадающие сбросы, причем проникающие в средние и нижние части земной коры (до глубин 15–20 км), распространены так же широко, как и надвиги. Не менее важным было развенчивание еще одного геологического мифа о том, что метаморфизованные и дислоцированные комплексы являются более древними по отношению к неметаморфизованным и слабодислоцированным образованиям. Оказалось, что совмещенные в пространстве метаморфические комплексы и неметаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи могут иметь одинаковый возраст. Они являются тектонически совмещенными фрагментами разных уровней земной коры. И, наконец, чрезвычайно важным было выделение двух типов внутриконтинентального растяжения – «холодного» и «горячего». «Холодный» тип растяжения соответствует традиционному стилю рифтогенеза с формированием узких линейных впадин в условиях хрупких деформаций верхней и средней коры. В случае же сильного прогрева утолщенной континентальной коры происходит «растекание» средних и нижних частей коры, в то время как в верхней коре реализуются хрупкие деформации. Именно такой механизм приводит к формированию комплексов метаморфических ядер – тектонически денудированных фрагментов средней и нижней коры.

Присутствие комплексов метаморфических ядер в Забайкалье было обосновано Е.В. Склярковым с соавторами в начале 90-х годов прошлого столетия [Склярков и др., 1994]. Со дня выхода монографического описания МСС Забайкалья [Склярков и др., 1997] прошло почти 15 лет. За это время были получены новые

данные, уточняющие представления о строении и времени формирования МСС Забайкалья. Предлагаемая статья несет в себе сведения о комплексах метаморфических ядер, не только проверенные временем, но и дополненные новыми данными.

2. СТРУКТУРА РЕГИОНА И ПОЛОЖЕНИЕ В НЕЙ КОМПЛЕКСОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР

Рассматриваемый район располагается в пределах территории, которая представляет собой коллаж разновозрастных структурно-вещественных комплексов. В соответствии с тектоническим районированием здесь выделяют фрагменты трех геотектонических зон: палеозойской окраины Сибирского континента, Амурского палеозойского супертеррейна (Аргунского микроконтинента) и центрального сегмента позднемезозойского Монголо-Охотского орогенного пояса (рис. 1).

Палеозойская окраина Сибирского континента представляет собой композитную структуру, в которой выделяются структурно-вещественные комплексы, относящиеся к разновозрастным террейнам, аккрецированным к Сибирскому кратону в конце позднего докембрия и раннем палеозое [Zorin et al., 1995; Парфенов и др., 1996, 1999, 2003; Склярков и др., 1997]. Большая часть комплексов метаморфических ядер, выделенных к настоящему времени, попадает в контуры Хилокской зоны Еравнинского террейна (рис. 2). Сам террейн представляет собой фрагмент активной континентальной окраины, сформированный на каледонском этапе в результате закрытия части Палеоазиатского океана. В среднем и позднем палеозое террейн вновь был трансформирован в активную окраину, связанную с субдукцией литосферной плиты Монголо-Охотского океана под Сибирский континент. Этот процесс привел к тому, что значительная площадь террейна оказалась насыщенной позднепалеозойскими гранитоидами, а осадочно-вулканогенные образования сохранились в виде изолированных участков.

Хилокская зона Еравнинского террейна. Зона выделяется по распространению в ней большого количества вулканогенных толщ и комагматичных им интрузий поздней перми – раннего триаса ($P_2 - T_1$), которые слагают Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс [Gordienko, Kuz'min, 1999; Yarmolyuk et al., 2000, 2002]. Субщелочной, высокоглиноземистый характер вулканитов предполагает их формирование в пределах системы рифтогенных структур [Гордиенко и др., 2006]. Становление пояса было обусловлено погружением литосферы Монголо-Охотского океана под Сибирский континент. Примерно в осевой части зоны распространены метаморфические образования, участвующие в строении поднятий. Они слагают крылья и периклинальные части сводообразных поднятий и полого погружаются от их осевых частей. Согласно представлениям предшествующих исследователей, ме-

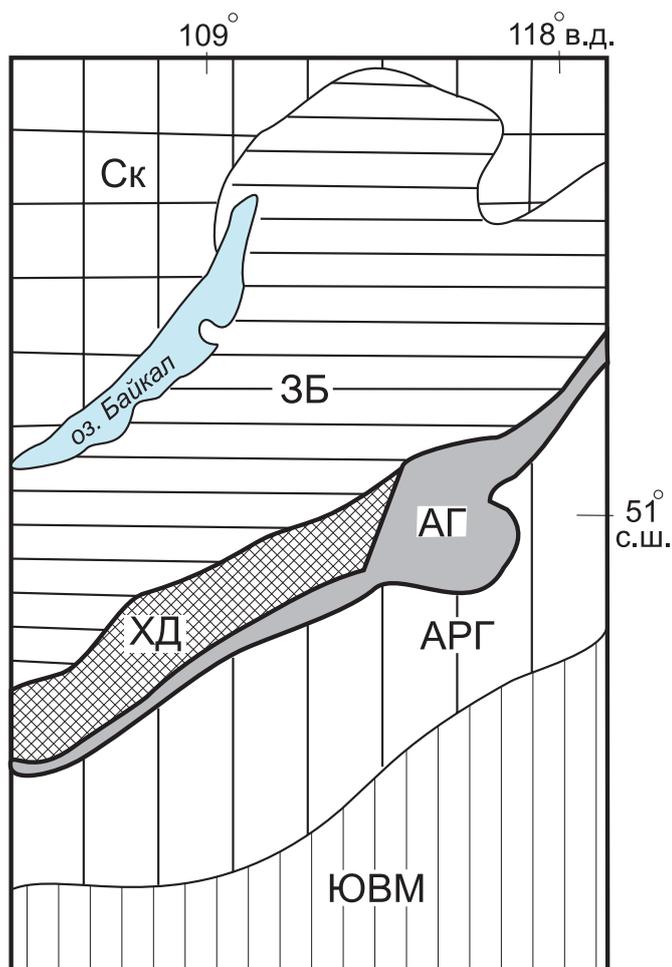


Рис. 1. Схема тектонического районирования центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Ск – Сибирский кратон; ЗБ – байкальско-каледонские сооружения Забайкалья; Монголо-Охотский складчатый пояс: АГ – Агинская зона, ХД – Хэнтэй-Даурская зона; АРГ – Аргунский микроконтинент (Амурский супертеррейн); ЮВМ – каледонско-герцинские и индосинийские сооружения Южной и Внутренней Монголии.

Fig. 1. Schematic map showing tectonic zonation of the central part of the Central Asian folded belt. Ск – Siberian craton; ЗБ – Baikal Caledonian structures in the Transbaikalia. Mongol-Okhotsky folded belt: АГ – Aga zone; ХД – Khentey-Dauria zone; АРГ – Argun microcontinent (Amur super-terrain); ЮВМ – Caledonian-Hercynian and Indosinian structure of the South and Inner Mongolia.

таморфические породы выделялись как палеопротерозойские образования, объединяемые в малханскую серию, инъецированную гнейсовидными гранитами Заганского комплекса. Эти образования выделяются в Заганском, Малханском и Яблоновом хребтах и прослеживаются в виде прерывистой полосы в северо-восточном направлении в Олекмо-Витимскую горную страну. Здесь они как бы смыкаются с аналогичными по составу, метаморфизму и структурной позиции палеопротерозойскими образованиями станового комплекса. На основании таких общегеологических по-

строений обосновывался палеопротерозойский возраст метаморфических образований малханской серии. В последние годы на сводных геологических картах малханскую серию стали относить к рифейским образованиям, а прорывающие их гранитоиды – к раннепалеозойским [Геологическая карта Читинской области, 1992]. Нашими исследованиями было установлено, что преобладающий объем малханской серии и гранитоидов Заганского комплекса является продуктами динамометаморфизма гранитоидов среднего палеозоя [Скляр и др., 1997]. В неизмененных гранитоидах среднего палеозоя встречаются редкие и относительно небольшие ксенолиты сильно мигматизированных гнейсов. Они имеют двойственное толкование: либо это ксенолиты докембрийских образований, либо ксенолиты раннепалеозойских толщ.

Кроме того, в структуре Хилокской зоны среди вулканоплутонических образований картируются фрагменты толщ, относящиеся к венд-нижнепалеозойским, верхнепалеозойским (карбон, пермь) и мезозойским образованиям.

Венд – нижний палеозой выделяется в Зачикойской части Хилокской зоны, где к рассматриваемому хроностратиграфическому уровню относятся образования куналейской свиты, прорванные раннепалеозойскими габбро, диоритами, тоналитами и гранитами джидинского комплекса [Геологическая карта юга..., 1983; Геологическая карта Читинской области, 1992]. По составу это терригенная толща, состоящая из металевролитов, филлитов, песчаников. Мощность толщи до 2.5 км. Судя по фрагментам складчатых деформаций венд-кембрийские образования участвуют в строении структуры северо-восточной ориентировки, которая в целом подчиняется границе между Хэнтэй-Даурским и Еравнинским террейнами.

Раннесреднекарбоновые осадочно-вулканогенные образования, картируемые фрагментарно на северо-западных отрогах Яблонового хребта, объединяются в ортинскую свиту. В ее составе установлены конгломераты, песчаники и углисто-кремнистые сланцы, а также вулканиды среднего состава. Породы часто подвержены дислокационному метаморфизму. Возраст свиты определяется на основании находок флоры раннекаменноугольного возраста. Максимальные оценки мощности свиты достигают 2.5 км.

Среднекарбоновые образования (гутайская свита) наблюдаются в долине р. Чикой. К ним относятся терригенные морские осадки с обильной фауной мшанок и брахиопод. Образования залегают несогласно на венд-раннекембрийских образованиях и прорывающих их гранитах. В основании свиты располагаются базальные конгломераты, а выше по разрезу – песчаники и алевролиты с линзами кислых вулканидов. Мощность свиты не менее 1200 м. Отложения гутайской свиты указывают на начало нового этапа в развитии активной континентальной окраины, выраженное формированием наложенных прогибов.

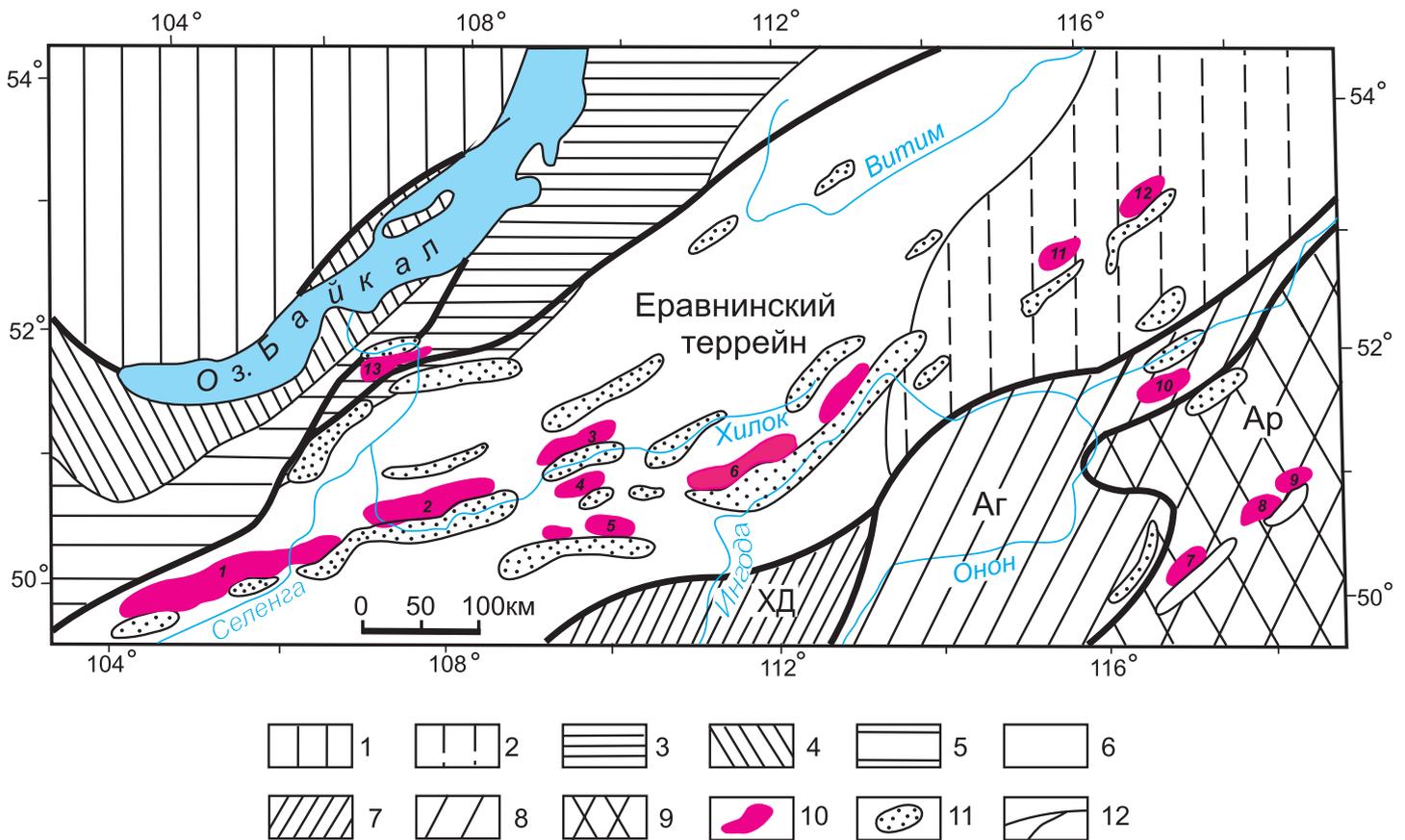


Рис. 2. Схема расположения комплексов метаморфических ядер в структуре Забайкалья. 1 – плита Сибирского кратона; 2 – Становая зона (фрагмент кратонного террейна, переработанного в раннем мелу); 3–6 – структуры Забайкалья (палеозойской окраины Сибирского континента): венд-кембрийских островодужных террейнов с довендским основанием (3), венд-кембрийского задугового бассейна (4), венд-кембрийских островодужных террейнов с ювенильной корой (5), кембрийско-силурийских островодужных террейнов и задуговых бассейнов (6); 7–8 – структуры Монголо-Охотского складчатого пояса: островодужные (7), окраинно-морские (8); 9 – Аргунский микроконтинент с докембрийской корой; 10 – комплексы метаморфических ядер; 11 – раннемеловые впадины; 12 – основные разломы. Цифрами на схеме обозначены комплексы метаморфических ядер: 1 – Бутулейиннурский, 2 – Заганский, 3 – Цаганхунтейский, 4 – Безымянный, 5 – Малханский, 6 – Яблоновый, 7 – Цаган-Олуевский, 8 – Западно-Кутомарский, 9 – Восточно-Кутомарский, 10 – Борщевочный, 11 – Тунгирский, 12 – Ненуйский, 13 – Селенгинский.

Fig. 2. Schematic map showing metamorphic core complexes in the structure of the Transbaikalia. 1 – Siberian craton plate; 2 – Stanovaya zone (fragment of the craton terrain which was transformed in the early Cretaceous); 3–5 – structures of the Transbaikalia (Paleozoic margins of the Siberian continent): Vend-Cambrian island-arc terrains with the pre-Vend base (3), Vend-Cambrian back-arc basin (4), Vend-Cambrian island-arc terrains with the juvenile crust (5), Cambrian-Sillur island-arc terrains and back-arc basins (6); 7–8 – structures of the Mongol-Okhotsky folded belt: island-arc (7); marginal marine (8); 9 – Argun microcontinent with the pre-Cambrian crust; 10 – complexes of metamorphic cores; 11 – early Cretaceous basins; 12 – main faults. Numbers show complexes of metamorphic cores: 1 – Butuliynnursky, 2 – Zagansky, 3 – Tsagankhunteisky, 4 – Bezymyanny, 5 – Malkharansky, 6 – Yablonovy, 7 – Tsagan-Oluevsky, 8 – West Kutomarsky, 9 – East Kutomarsky, 10 – Borshchevochny, 11 – Tungirsky, 12 – Nenyuisky, 13 – Selenginsky.

Близкое стратиграфическое положение занимают образования гунзанской свиты. Они с размывом залегают на раннепалеозойских гранитоидах джидинского комплекса и, в свою очередь, с несогласием перекрываются вулканитами мунустайской свиты пермского возраста, а также вулканогенными образованиями чернойяровской свиты среднего–верхнего триаса. Гунзанская свита картируется вдоль северо-западных отрогов Заганского хребта, в междуречье Хилка и Селенги, в Боргойском хребте и далее к юго-западу в Гунзанском хребте. В строении свиты участвуют туфы среднего и

кислого состава с горизонтами валунно-галечных конгломератов, гравелитов, песчаников, туфосланцев, липаритов с небольшими телами дацитов и андезибазальтов. Часто вулканиты затронуты процессами динамометаморфизма. Мощность свиты до 2000 м.

Пермские образования формировались в континентальных условиях и представлены несколькими свитами (унгуркуйская, тамирская, мунустайская, алентуйская) в пределах Селенгино-Витимского вулканогенного пояса. В составе пояса преобладают вулканиты бимодальной серии с переменным количеством туфо-

генного и осадочного материала.

В этих же контурах картируются образования цаган-хунтейской свиты (верхняя пермь – нижний триас), сложенные вулканитами трахит-трахириолитовой ассоциации.

Мезозой представлен средневехнетриасовыми – раннемеловыми образованиями. В большинстве мезозойских депрессий, расположенных севернее Заганского хребта, выделяются осадочно-вулканогенные образования, составляющие чернойоровскую свиту среднего–верхнего триаса. Они слагают полосу северо-восточного простирания от нижнего течения р. Джиды до верховьев р. Тугнуй, участвуя в строении вулканотектонических структур. Отмечаются они также в Малханском хребте, в бассейне р. Кудара. Нижняя часть разреза характеризуется псефитопсаммитовыми отложениями – от конгломератов до алевролитов, составляющих трансгрессивные ритмы. В терригенных осадках лимнического типа встречены флористические остатки, соответствующие триасовым формам [*Скобло и др., 2001*]. Верхняя часть свиты – преимущественно эффузивная. Состав вулканитов варьируется от трахибазальтов до трахиандезибазальтов и трахидацитов. Мощность свиты – от 700 до 1500 м.

Вулканиты триаса перекрываются с несогласием юрскими вулканогенно-осадочными образованиями, которые наиболее полно представлены в Тугнуйской впадине. Здесь выделяется ряд свит от нижней до верхней юры, которые формировались в континентальных условиях в пределах грабеновых структур. Суммарная мощность осадков здесь достигает 2.5 км. Одновременно с накоплением осадков в раннесреднеюрское время происходили излияния кислых и щелочных основных вулканитов. В конце средней юры в небольших конседиментационных впадинах возникли условия для формирования угленосных отложений (тугнуйская свита). Среднеюрские терригенные образования отмечаются на северо-западных отрогах Яблонового хребта и в пределах Ингодинской впадины.

Для Хилокской зоны характерно широкое развитие верхнемезозойских впадин, которые составляют протяженные рифтогенные структуры: Гусиноозерскую, Хилокскую, Тугнуйскую, Бадинскую, Удинскую, Ингодинскую, Читинскую, Чикойскую, Могзонскую, Беклемишевскую. Ширина отдельных впадин достигает 20–25 км при мощности осадочных толщ, выполняющих их, до 2.0 км. Последние представлены терригенными позднеюрско-раннемеловыми образованиями (песчаники, алевролиты, аргиллиты с пластами бурых углей) с редкими горизонтами трахибазальтов с возрастом 118–122 млн лет по данным К-Аг метода [*Казимировский, 1996*] и 122.0–113.2 по данным $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ метода [*Gordienko et al., 1999*].

В некоторых впадинах в нижних частях разреза присутствуют черные углеродистые сланцы с обильной морской фауной (рыбные сланцы). Появление их среди континентальных осадков, вероятно, было вы-

звано ингрессией опресненного моря по системе раннемеловых впадин в глубь континента [*Несов, Старков, 1992*].

Становая зона, относящаяся к области активизированного фундамента Сибирского кратона [*Зоненшайн и др., 1990*], сложена мигматизированными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами, относящимися к позднеархейскому становому и нижнепротерозойскому тунгирскому комплексам [*Геологическая карта Читинской области, 1992*]. Они сильно разъедены и пронизаны разновозрастными магматическими образованиями (от раннего протерозоя до верхней юры) и сохраняются в виде отдельных фрагментов. Гранитоиды раннего протерозоя характеризуются директивными текстурами, совпадающими с кристаллизационной сланцеватостью гнейсов, и участвуют в строении складчатых структур. Среди гранитоидов раннего протерозоя присутствуют ксенолиты метабазитов сложной морфологии с грубосланцеватым строением. Широкий спектр магматических образований раннего и позднего палеозоя (граниты, гранодиориты, граносиениты, диориты) указывает на формирование их в геодинамических условиях активной континентальной окраины. Становление гранитоидов позднего мезозоя связано с субдукционно-коллизионными процессами, протекавшими в это время в полосе взаимодействия континентальной окраины и Монголо-Охотского океана. Эти события сопровождались проявлениями высокоградного метаморфизма раннемелового возраста и становлением гранитоидов с возрастом 127 млн лет [*Larin et al., 2006*].

Из осадочно-вулканогенных образований в пределах зоны выделяются позднеюрские и раннемеловые. Терригенные континентальные осадки и вулканиты (базальты, трахиандезибазальты, дациты) поздней юры выполняют изометричные впадины, в то время как раннемеловые впадины соответствуют полуграбенам с крутыми северо-западными бортами и составляют цепочку северо-восточного простирания. Наиболее крупными из них являются Усуглинская и Кыкоро-Акиминская впадины. Выполнены они континентальными осадками, в низах которых присутствуют щелочные базальты. Мощность отложений во впадинах достигает 1700 м.

Особенности строения раннемеловых впадин и примыкающих к ним с северо-запада куполовидных поднятий напоминают ситуацию, наблюдаемую в Хилокской зоне. Имеющиеся геологические карты и опубликованные материалы позволяют полагать наличие в пределах Становой зоны комплексов метаморфических ядер.

Монголо-Охотский пояс в пределах рассматриваемого региона представлен Хэнтэй-Даурским и Агинским террейнами [*Парфенов и др., 1999; Ruzhentsev, Nekrasov, 2009; Скляр и др., 1997*], являющимися фрагментами Монголо-Охотского палеоокеана, который эволюционировал от силура до поздней юры. По

существо, он представляет собой шовную зону, которая определяется как место столкновения крупных континентальных блоков [Парфенов и др., 1999] Сибирского континента и Амурского супертеррейна (Аргунского микроконтинента).

Хэнтэй-Даурский террейн сложен преимущественно интрузивными образованиями, охватывающими временной интервал поздний триас – начало юры. В целом они составляют Хэнтэй-Даурский батолит, породный спектр которого варьируется от гранодиоритов до лейкогранитов. Формирование гранитоидов батолита связывается с субдукционно-коллизийными процессами при участии подлитосферного источника [Yarmolyuk et al., 2002]. Среди интрузий в виде отдельных провесов кровли картируются осадочные и вулканогенно-осадочные образования, метаморфизованные в разной степени. Образования, имеющие высокую степень метаморфизма (гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, мраморы), условно относятся к позднему протерозою, а измененные в зеленосланцевой фации (филлиты, метапесчаники) – к венду – раннему кембрию. С кембрия до девона отмечается седиментационная пауза с синхронным формированием массивов диорит-гранитоидного состава. Эти события указывают на завершающие стадии каледонского этапа. В центральных частях террейна выделяются образования девона, низы которого сложены метабазами при подчиненном значении глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, полимиктовых песчаников и известняков, а верхи – филлитами и песчаниками с редкими линзами базальтов. Эта ассоциация отражает начальные стадии герцинского этапа развития. Для вышележащих образований карбона отмечается несогласное налегание на венд-кембрийские отложения и гранитоиды нижнего палеозоя. Образования карбона характеризуются переслаиванием песчаников, глинистых и кремнистых сланцев с линзами базальтов, туфов, реже известняков и конгломератов. По особенностям состава они соответствуют образованиям преддуговых террас или бассейнов. Формирование их осуществлялось в субдукционных условиях перед вулканической дугой активной окраины и, возможно, соответствует образованиям аккреционного клина. Осадочно-вулканогенные образования указанных возрастных уровней деформированы в складки северо-восточного направления и в целом составляют структуру синклинозного типа.

Юрские отложения развиты локально и выполняют полуграбены. Они представлены континентальными вулканогенно-терригенными толщами, которые по формационному облику соответствуют орогенным образованиям. Их возникновение является отражением коллизийных событий в регионе.

Агинский террейн в плане имеет сигмоидальную конфигурацию. Со всех сторон он ограничен системой разрывных нарушений: с востока – Восточно-Агинской (Ононский надвиг), с запада – Ононо-Туринской,

с севера – Монголо-Охотской, с юга в пределах Монголии – Ульдзинской. По мнению Ю.А. Зорина с соавторами [1997], Агинский террейн представляет собой мощный аллохтон, надвинутый на пермо-триасовые и нижнеюрские морские отложения Аргунского террейна. Структура Агинского террейна определяется серией тектонических покровов, внутреннее строение которых характеризуется многоэтапными складчато-надвиговыми деформациями [Ruzhentsev, Nekrasov, 2009; Миллер и др., 1973]. Фрагменты структурно-вещественных комплексов в нем позволяют реконструировать в истории развития террейна несколько этапов. Наиболее ранний из восстанавливаемых этапов охватывает временной интервал от силура до раннего карбона. Судя по породным ассоциациям, здесь намечаются фрагменты палеоструктур, отражающих разные геодинамические режимы: океанического бассейна с зоной спрединга, островодужной системы с аккреционной призмой [Ruzhentsev, Nekrasov, 2009]. Этот этап завершился формированием аккреционно-коллизийного сооружения с покровно-складчатой структурой. Временной интервал поздний карбон – ранняя юра соответствует этапу формирования активной континентальной окраины. Эти события выражались заложением на структурах предшествующего этапа прогибов с седиментацией флишoidalного типа. В эти же события вовлекаются Хэнтэй-Даурский террейн, где в позднем триасе произошло становление Хэнтэйского батолита [Yarmolyuk et al., 2002].

Послесреднеюрские деформационные события проявились в формировании Аргунского и Даурского поднятий и расположенной между ними Агинской синформы. Ее становление закончилось к концу юры, когда на территории рассматриваемого региона началось формирование забайкальских постколлизийных наложенных впадин.

Возможным продолжением Агинского террейна являются образования Джаргалантуинского прогиба, фрагменты которого реставрируются юго-западнее на территории Монголии. Закрывание прогиба произошло в позднем триасе с поглощением океанической литосферы в обстановке субдукции, что привело к столкновению бортов прогиба и началу коллизии [Yarmolyuk et al., 2002].

Аргунский микроконтинент (Амурский супертеррейн) примыкает с юго-востока к Монголо-Охотскому орогенному поясу. Он сложен докембрийскими метаморфическими толщами и гранитоидами, которые перекрыты чехольным комплексом с неопротерозойскими базальными слоями [Государственная геологическая карта, 2006], поэтому согласно тектонической терминологии в большей мере соответствует понятию микроконтинент, чем плита или террейн. Фундамент сложен раннедокембрийскими гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, которые прорваны дорифейскими гранитоидами. Чехлу свойственна ярусность, подчеркиваемая перерывами в осадконакопле-

нии. Паузы седиментации соответствуют периодам тектономагматической активизации, которые здесь проявились в предсилурийское, предсреднекарбонное, предсреднетриасовое и в позднеюрско-раннемеловое время. Такое строение отражает сложную геодинамику в развитии микроконтинента, обусловленную взаимодействием литосферы Монголо-Охотского океана с сопредельными тектоническими единицами. Так, в среднем палеозое здесь возникли условия, соответствующие пассивной окраине (карбонатно-терригенная шельфово-склоновая серия силура – раннего карбона). В позднем палеозое – раннем триасе произошла смена режима пассивной окраины режимом активной континентальной окраины андийского типа. Это нашло отражение в формировании терригенно-вулканогенных образований и гранитоидов.

Раннесреднеюрские толщи распространены на западной окраине микроконтинента. Ранняя юра представлена морскими и прибрежно-континентальными фациями, граница между которыми проводится по Ононскому надвику. Мощность морских фаций достигает 6 км. Среднеюрские образования в большинстве случаев залегают согласно на раннеюрских и напоминают континентальную молассу. По особенностям строения раннеюрские толщи соответствуют образованиям пассивных окраин, а среднеюрские – краевым прогибам. Раннесреднеюрские отложения деформированы в систему открытых линейных складок северо-восточного простирания.

Раннесреднеюрские образования прорваны интрузиями от субщелочных гранитов до кварцевых монцонитов, которые по представлениям Ю.А. Зорина и др. [1996] соответствуют коллизионным. Им комагматичны субщелочные вулканиты (андезитобазальты, латиты, риолиты), ассоциирующие с терригенными континентальными осадками. Коллизионные процессы связаны с полным закрытием Монголо-Охотского океана перед поздней юрой [Zhao et al., 1990]. Исходя из таких представлений, можно полагать, что начало коллизионных событий в Восточном Забайкалье совпадает со средней юрой.

Нижнемеловые образования в пределах западного фрагмента Аргунского микроконтинента имеют широкое распространение. Они выполняют впадины рифтогенного типа, имеющие четко выраженное северо-восточное направление. Становление их происходило на постколлизионном этапе в условиях горизонтального растяжения, что приводило к возникновению комплексов метаморфических ядер.

3. СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОТИПИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР

Комплексы метаморфических ядер Забайкалья существенно различаются между собой по степени изученности. Наиболее изученными являются Заганский и Бутулийннурский комплексы, в которых установлены

наиболее типичные вещественные ассоциации и структурно-кинематические признаки, свойственные подобным структурам. В связи с этим мы считаем их тектонотипом для Забайкалья.

3.1. ЗАГАНСКИЙ КОМПЛЕКС МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА

Заганский комплекс метаморфического ядра составляет одноименный хребет северо-восточной ориентировки (рис. 3). С северо-запада он ограничен Тугнуйской впадиной, выполненной осадочно-вулканогенными образованиями позднего палеозоя – мезозоя мощностью до 4 км. С юго-востока хребет оконтуривается поздне-мезозойскими вулканогенно-осадочными образованиями Хилокской и Малетинской впадин.

В его строении выделяются зона ядра, представленная преимущественно разнообразными гранитоидами, и зона хрупко-пластического течения, которая окаймляет ядро и формирует каркас антиформной структуры. Выше располагаются неметаморфизованные образования, относящиеся к покрову или к верхней плите. Отделены они от динамометаморфитов зоны хрупко-пластического течения detachментом.

3.1.1. Строение ядра

Большая часть ядра сложена гранитоидами, которые характеризуются массивным сложением и отсутствием отчетливо выраженных директивных текстур. По составу среди гранитоидов выделяются сиениты и граносиениты, гнейсограниты, среднезернистые граниты и гранодиориты. Сиениты и граносиениты имеют незначительное распространение и встречаются в основном в северной части ядра. Среднезернистые граниты вскрываются в центральных частях Заганского хребта. Это массивные породы изредка с неотчетливо проявленной гнейсовидностью. В шлифах видно, что они затронуты катакластическими изменениями, которые выражаются в облачном погасании кварца и дроблении полевого шпата. Гранодиориты в сравнении с гранитами более обогащены фемическими минералами (биотит, амфибол) и внешне выглядят массивными. Гнейсограниты и огнейсованные гранодиориты приурочены к краевым частям Заганского поднятия и с неизменными гранитоидами связаны постепенными переходами. Темноцветные минералы в них приобретают взаимно параллельное расположение и создают в породе линейно-плоскостную текстуру.

В гранитах отмечаются ксенолиты сильно мигматизированных пород с отчетливо выраженной гнейсовидностью. Породы интенсивно деформированы и пронизаны ветвящимися жилами гранитов. Наиболее часто такие ксенолиты отмечаются в юго-западной части поднятия, а также на северо-востоке в бассейне р. Обор. По составу это амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы, иногда с силлиманитом. Среди них присутствуют амфиболиты, мощность которых может до-

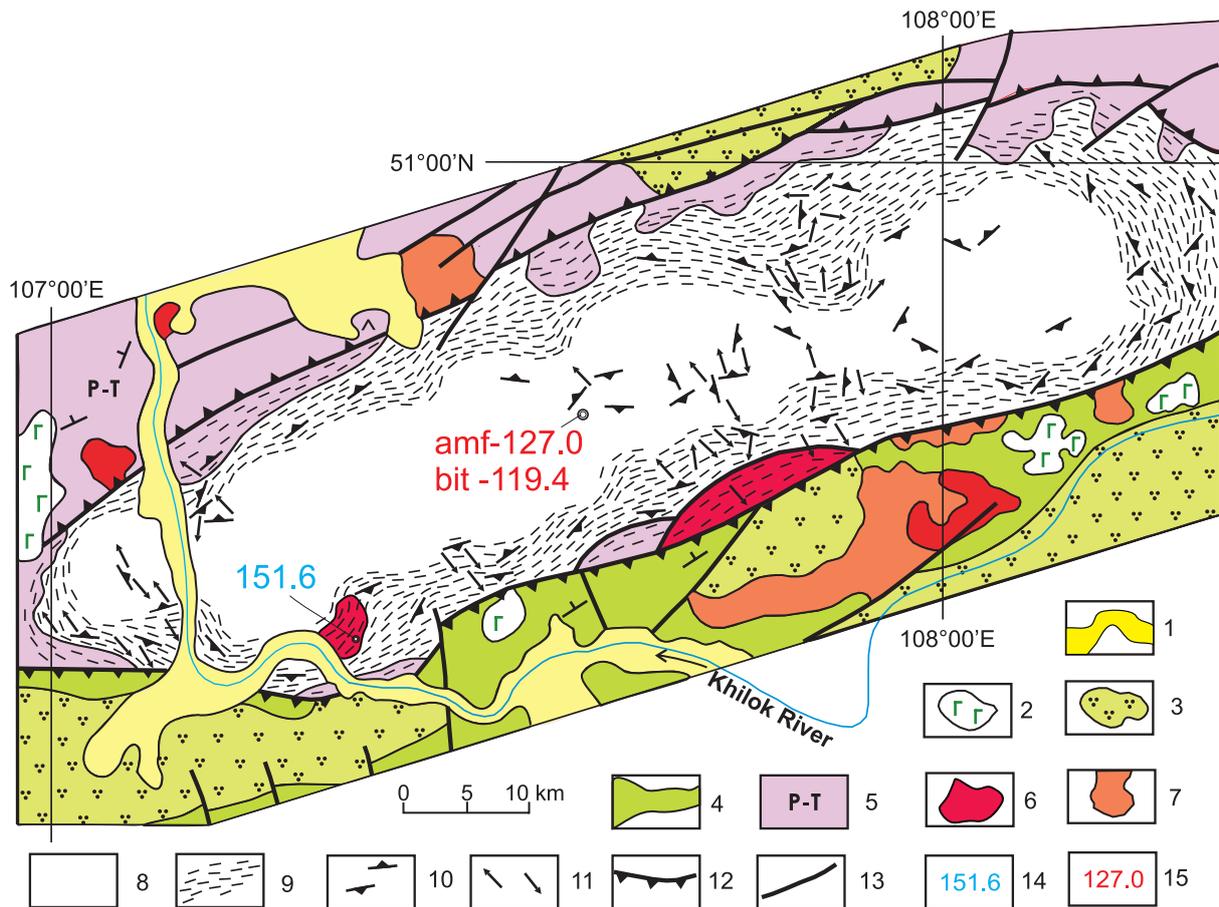


Рис. 3. Структурно-геологическая схема Заганского комплекса метаморфического ядра. 1 – четвертичные осадки; 2 – кайнозойские базальты; 3 – раннемеловые континентальные осадки; 4 – раннемеловые вулканогенно-осадочные образования; 5 – вулканогенно-осадочные образования перми и триаса; 6 – граносиениты поздней юры; 7 – позднепалеозойские граниты; 8 – гранитно-метаморфические образования ядра, возникшие по гранитам среднего и позднего палеозоя; 9 – мylonиты; 10 – сланцеватость; 11 – линейность; 12 – детачмент; 13 – субвертикальные разломы; 14 – возраст, определенный U-Pb методом по цирконам; 15 – возраст, определенный Ar-Ar методом по амфиболу (amf), биотиту (bit).

Fig. 3. Structural and geological schematic map of the Zagansky metamorphic core complex. 1 – Quaternary sediments; 2 – Cenozoic basalts; 3 – Early Cretaceous continental sediments; 4 – Early Cretaceous volcanogenic-sedimentary formations; 5 – volcanogenic-sedimentary formations of the Perm and Triassic; 6 – granosyenites of the Late Jurassic; 7 – Late Paleozoic granites; 8 – granit-metamorphic formations of the core that occurred on granites of the Middle and Late Paleozoic; 9 – mylonites; 10 – schistosity; 11 – linearity; 12 – detachment; 13 – subvertical faults; 14 – age determined by U-Pb zircon method; 15 – age determined by Ar-Ar minerals method: amphibole (amf), and biotite (bit).

стигать первой сотни метров.

Петролого-геохимическое изучение образований ядра [Скляр и др., 1997] показало, что породы гранит-гранодиоритовой и сиенит-щелочногранитной серий подобны интрузивным образованиям, внедрившимся в пермско-триасовый этап развития региона [Yarmolyuk et al., 2000]. Геохронологические датировки гранитоидов, полученные нами для ядра, соответствуют позднему палеозою (P₂) и раннему мезозою (T₁) [Скляр и др., 1997]. Возраст гранитоидов из центральной части ядра, определенный U-Pb методом по циркону, составляет 260 млн лет (авторские неопубликованные данные). Они интродированы слегка огнейсованными гранитами Маргитуйского массива с возрастом 153 млн лет [Donskaya et al., 2008], которые по

времени становления являются синтетектоническими и отражают инициальные процессы формирования комплекса метаморфического ядра.

3.1.2. Вещественная характеристика зоны хрупко-пластического течения

Ядро комплекса окаймляется пологопадающей зоной динамометаморфических образований, развитых главным образом по вулканогенно-осадочным толщам позднего палеозоя и частично раннего мезозоя. Переход от массивных магматических образований ядра к динамометаморфизованным постепенный. Такие переходы удалось наблюдать на юго-восточном крыле Заганского МСС по рекам Дабатуй, Шибертуй и Нарин-

Заган. В северном крыле Заганской структуры присутствуют тектониты по конгломератам раннетриасового возраста. Для тектонитов отмечается тенденция изменения РТ-условий метаморфизма от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации. В краевых частях поднятия в непосредственной близости с осадочным наполнением впадин отмечаются зоны катаклаза.

Детальное изучение милонитизированных пород показало, что среди них по степени преобразования исходных пород выделяются протомилониты, милониты и милонитовые сланцы, бластомилониты и псевдотахилиты [Мазукабзов, Скляр, 1995; Скляр и др., 1997]. Все типы милонитов имеют пластообразную форму и конкордантны между собой.

Протомилониты широко распространены в полях развития гранитоидов. Им свойственна неравномерная степень дислокационного преобразования субстрата, что выражается в проявлении прерывисто-сланцеватой текстуры. Для нее характерна предпочтительная ориентировка вторичных листоватых минералов (хлорит, серицит, мусковит), возникших за счет преобразования темноцветных минералов и частично полевых шпатов. Прерывисто-сланцеватые текстуры слагают зоны, мощность которых варьируется от первых сантиметров до нескольких метров. Нередко такие зоны создают структурный рисунок сильно уплощенных макро- и микролинз, часто S-образной формы (S-C-тектониты). В связи с этим падение и простирание сланцеватости в протомилонитах варьируется в широких пределах. В центральных частях линзовидных блоков, окаймленных рассланцованными породами, гранитоиды характеризуются массивным сложением. Однако на микроуровне в них отчетливо просматриваются следы неравномерно проявленной катаклатической деформации. Интенсивность дробления никогда не достигает размеров, стирающих первично-магматические структуры. Переход от массивных к рассланцованным разностям постепенный. В участках сосредоточенного рассланцевания гранитоиды претерпевают наибольшее преобразование, которое выражается в перекристаллизации раздробленного кварц-полевошпатового агрегата и в формировании совместно с чешуйчатыми минералами сегрегационной полосчатости и порфирокластовых систем. Часто кварц и полевой шпат приобретают линзовидно-уплощенную форму и ориентируются субпараллельно поверхности рассланцевания. Кварцевые зерна имеют волнистое погасание, иногда в них отмечаются деформационные полоски. В некоторых зернах плагиоклаза с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками наблюдаются полосы излома (кинк-зоны). Чешуйки листоватых минералов образуют узор, свойственный S-тектонитам, в которых полюса спайности дают максимумы, перпендикулярные поверхности рассланцевания. Участками на поверхностях рассланцевания, обогащенных слюдыстыми минералами, наблюдаются микроскладки с моноклинальной симметрией. Шарниры этих складок рас-

полагаются в плоскости сланцеватости и перпендикулярны минеральной линейности серицит-хлоритовых агрегатов и бороздчатости скольжения.

Участками зоны рассланцевания переходят в тектоносланцы мощностью до 0.6 м с обильным развитием слюдыстых минералов и обособлениями кварца в виде линзовидных тел. В тектоносланцах наблюдаются асимметрические складки с амплитудой до 10 см, ориентировка которых аналогична микроскладкам, фиксируемым в зонах рассланцевания.

Бластомилониты и милониты, слагающие зону хрупко-пластического течения, широко распространены на южном крыле Заганской структуры. Они развиваются по лейкократовым гранитогнейсам, граносиенитам и гранодиоритам, что определяет их различия по составу и внешнему облику. В целом, тектонитам присущи тонкополосчатые, линзовидно-полосчатые текстуры, обусловленные линзовидными сегрегациями слюдыстых минералов, полосками кварца и полевого шпата, вмещающих порфирокласты, а также отчетливо выраженной односистемной минеральной и структурной линейностью. Порфирокласты сложены микроклином, реже плагиоклазом и имеют линзовидную либо округлую форму. Большая часть из них принадлежит S-образным порфирокластовым системам с клиновидными шлейфами в тенях давления. Они плавно огибаются струйчатой тонкозернистой перекристаллизованной массой. На фоне лепидогранобластовой структуры матрикса отмечаются линзовидные и S-образные участки, сложенные удлиненными выделениями кварца со сложными зубчатыми ограничениями и полосчато-волнистым погасанием. Длинные оси таких кварцевых зерен ориентированы под острым углом (35–40°) к сланцеватости и минеральной линейности.

Среди тектонитов южного крыла Заганской структуры в непосредственной близости от границы мезозойской Хилокской впадины встречаются псевдотахилиты. Чаще всего они конформны милонитовой расслоенности и образуют линзовидные тела мощностью до 0.4 м и протяженностью до 30 м. Реже они слагают тела со сложным сетчатым рисунком. В этом случае псевдотахилиты характеризуются незначительной мощностью и секут милонитовую полосчатость по системе ветвящихся трещин. Сложены они темной нераскристаллизованной массой без следов какой-либо ориентировки, в которой располагаются остроугольные обломки кварца, полевого шпата и милонитизированных гранодиоритов. Возникновение псевдотахилитов обычно связывают с большими скоростями смещений и фрикционным трением. Это создает условия для резкого снятия напряжений и возникновения высоких температур, что в итоге приводит к взрывному плавлению ограниченного объема пород.

Описанные типы милонитовых пород имеют неравномерное распространение в структуре Заганского поднятия. Так, протомилониты, милонитовые сланцы

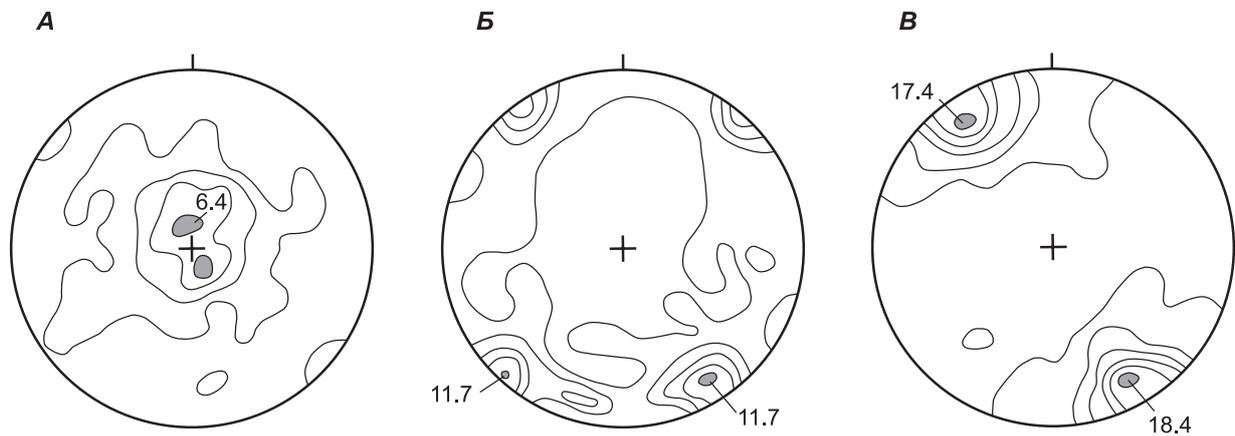


Рис. 4. Стереограмма структурных элементов Заганского комплекса метаморфического ядра (верхняя полусфера, равноугольная проекция). *А* – гнейсовидность, сланцеватость; 308 замеров; контуры в процентах: 0.32–1.6–3.2–6.4; *Б* – шарниры складок; 75 замеров; контуры в процентах: 1.3–3.9–6.5–11.7; *В* – минеральная линейность, борозды скольжения; 170 замеров; контуры в процентах: 0.6–1.6–3.0–6.0–9.0–15.0.

Fig. 4. Stereogram of structural elements of the Zagansky metamorphic core complex (upper hemisphere, conformal projection). *A* – gneissoid, schistosity; 308 measurements; percentage contours: 0.32–1.6–3.2–6.4; *B* – fold axis; 75 measurements; percentage contours: 1.3–3.9–6.5–11.7; *B* – mineral linearity, striations; 170 measurements; percentage contours: 0.6–1.6–3.0–6.0–9.0–15.0.

и частично милониты развиты на северном крыле поднятия, в то время как blastsмилониты и псевдотахилиты – в юго-восточном. Такой характер распространения тектонитов отражает разные уровни глубинности единой тектонической зоны, полого погружавшейся в юго-восточном направлении. К настоящему времени они выведены на дневную поверхность в асимметричной структуре МСС и занимают одинаковый гипсометрический уровень. Моноклиная симметрия в структурах течения, S-C тектонитовое строение, перекристаллизация с формированием асимметричных теней давления, закономерная ориентировка длинных осей кварца в кварцевых сегрегациях милонитов разного типа позволяют предполагать, что их возникновение осуществлялось в условиях простого сдвига. Реализацию такой деформации можно представить в виде квазипластичного односистемного неоднородного течения в анизотропном поле напряжений на глубинах, соответствующих мезозоне, что вполне согласуется с петрологическими выводами. В частности, формирование blastsмилонитов осуществлялось при температуре 520–560 °С и давлении 3.5–5.8 кбар [Скляр и др., 1997]. Можно полагать, что тектоническая экспозиция их со средних уровней коры (уровень формирования blastsмилонитов) осуществлялась с высокой скоростью, поэтому породы по мере выдвигания в верхние горизонты коры не успевали охлаждаться либо испытывали подогрев за счет внедрения синкинематических интрузий и поэтому сохраняли пластичность.

Видимая мощность зоны развития вышеуказанных тектонитов оценивается в 2.0–2.5 км. Исходя из име-

ющихся данных, можно полагать, что реализация подобных явлений могла осуществляться при всестороннем давлении и дополнительном ориентированном стрессе, то есть в условиях прогрессирующего сдвигового течения на среднекоровом уровне в зоне хрупкопластического перехода. Этот процесс протекал в твердом состоянии вещества с формированием структур пластического и катакластического течения.

3.1.3. Структурные особенности тектонитов

Характерным структурным признаком тектонитов в пределах поднятия является пологое (10–30°) залегание гнейсовидности и сланцеватости, отчетливо наблюдаемые в краевых частях (рис. 4, *А*). Другой признак – это закономерная ориентировка линейности на плоскостях тектонитов. Наблюдаемая линейность по кинематическим признакам соответствует а-типу. Она выражается удлиненными образованиями кварца, реже – амфибола или скоплений слюд. Такую же ориентировку имеют борозды и штрихи скольжения в плоскости милонитизации. Эта линейность в той или иной мере проявлена практически во всех частях метаморфического ядра, но наиболее отчетливо в периферийных частях. Она характеризуется четко выраженной ориентировкой по линии северо-запад – юго-восток (рис. 4, *В*). Расположение минеральной линейности на сферограмме указывает на незначительный разброс (до 20° между крайними значениями) по направлению погружения и до 30° по углу погружения. Отчетливо выделяются два максимума со встречными погружениями (I – 148° угол 8° и II – 328° угол 8°). Наиболее

интересным и важным является то, что направление линейности остается практически постоянным независимо от элементов падения гнейсовидности и сланцеватости. Даже в районе юго-западного и северо-восточного замыкания купольной структуры при смене элементов падения сланцеватости на субмеридиональное направление линейности остается неизменным.

Второй тип линейности связан с микроплойчатостью, встречающейся немного реже, имеет перпендикулярную ориентировку относительно а-линейности и совпадает с падением шарниров лежащих изоклинальных складок северо-восточного направления. Метаморфические преобразования, связанные с этим типом линейности, обычно характеризуются более низкими РТ-параметрами.

В породах наблюдается сложная система мелких складок, видимые амплитуды которых варьируются в интервале от первых сантиметров до первых метров. Более крупные складки наблюдаются реже, и их амплитуда достигает 35–40 м. Среди крупных складок отмечались флексуобразные изгибы, а также лежащие изоклинальные складки. Мелкие складки чаще всего асимметричны и соответствуют складкам изгиба с течением. Шарниры складок образуют широкое поле рассеивания. Намечается их концентрация по двум направлениям – по линии северо-восток 40° и линии северо-запад 325° . Складки, имеющие северо-восточное простирание, асимметричны, и их осевые поверхности испытывают вергентность в южных румбах. Такое положение осевых поверхностей наблюдается в центральной части и на периклиналях поднятия. Складки северо-западной ориентировки также асимметричны, но их осевые поверхности полого погружаются на северо-восток и юго-восток. На сводной структурной диаграмме шарниров складок видно, что они испытывают разворот и практически образуют единое поле между выделенными максимумами (рис. 4, Б). Вероятно, они генетически связаны между собой, но отражают разные кинематические условия складкообразования. Можно полагать, что мы имеем случай с изгибанием первично ориентированной складчатости северо-восточного направления в складки северо-западного направления в процессе неравномерного тектонического движения вещества по зонам скольжения (течение вещества). В этом случае возникают так называемые футляровидные складки (sheath fold) [Cobbold, Quinquis, 1980; Ramsay, Huber, 1987].

3.1.4. Кинематика тектонитов зоны хрупко-пластического течения

В пределах зоны хрупко-пластического течения исходные породы в результате динамометаморфизма были преобразованы в тектониты с отчетливо выраженной сланцевато-полосчатой текстурой. Поскольку тектониты в большинстве случаев возникли в результате преобразования пород с массивными текстурами (вул-

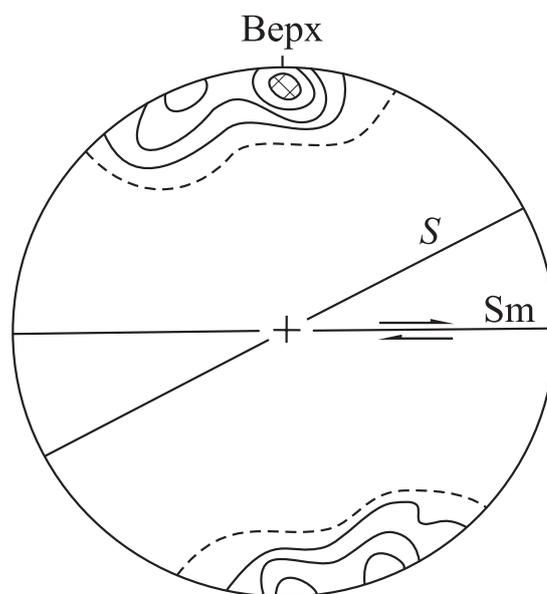


Рис. 5. Микроструктурная ориентировка полюсов спайности биотита в гранодиоритах. Северо-западный склон Заганского хребта, р. Старый Заган: 40 замеров; контуры в процентах: 0–1.0–2.0–3.0–4.0. Sm – милонитовая полосчатость, параллельная плоскостям скольжения–скальвания (C), S – сланцеватость.

Fig. 5. Microstructural orientation of biotite cleavage in granodiorites. The north-western slope of the Zagansky ridge, Stary Zagan river: 40 measurements; percentage contours: 0–1.0–2.0–3.0–4.0. Sm – mylonitic striation is parallel to sliding/cleaving planes (C), S – schistosity.

каныты, гранитоиды), то им не свойственны маркирующие горизонты. Это создает определенные трудности при выяснении кинематики смещения по тектонитам. Для успешного проведения структурно-кинематического анализа использовались разнородные индикаторы, указывающие направление смещения [Подыгин, 1991, 2001; Ramsay, Huber, 1987; Passchier, Trouw, 1996; и др.].

В протомилонитах по гранодиоритам и граносиенитам (северо-западные отроги Заганского хребта, р. Старый Заган) деформационные структуры представлены сланцеватостью, проявленной неравномерно, нередко в двух направлениях. В последнем случае в породах обособляются разновеликие S-образные блоки, подчеркивающие S-C тектонитовую структуру. При этом в центральных частях некоторых блоков первичные магматические структуры слабо затронуты процессами динамометаморфизма. Ориентировка слюд из зон рассланцевания соответствует S-тектонитам (рис. 5). Основным максимум располагается перпендикулярно к главной плоскости $C=Sm$, по которой осуществлялось перемещение материала. Изучение ориентировок с-осей кварца в этих же породах показало, что они образуют пояс, наклоненный под углом около 35° к S-плоскостям и 60° – к C-плоскостям (рис. 6). По типу они соответствуют В-тектонитам, а

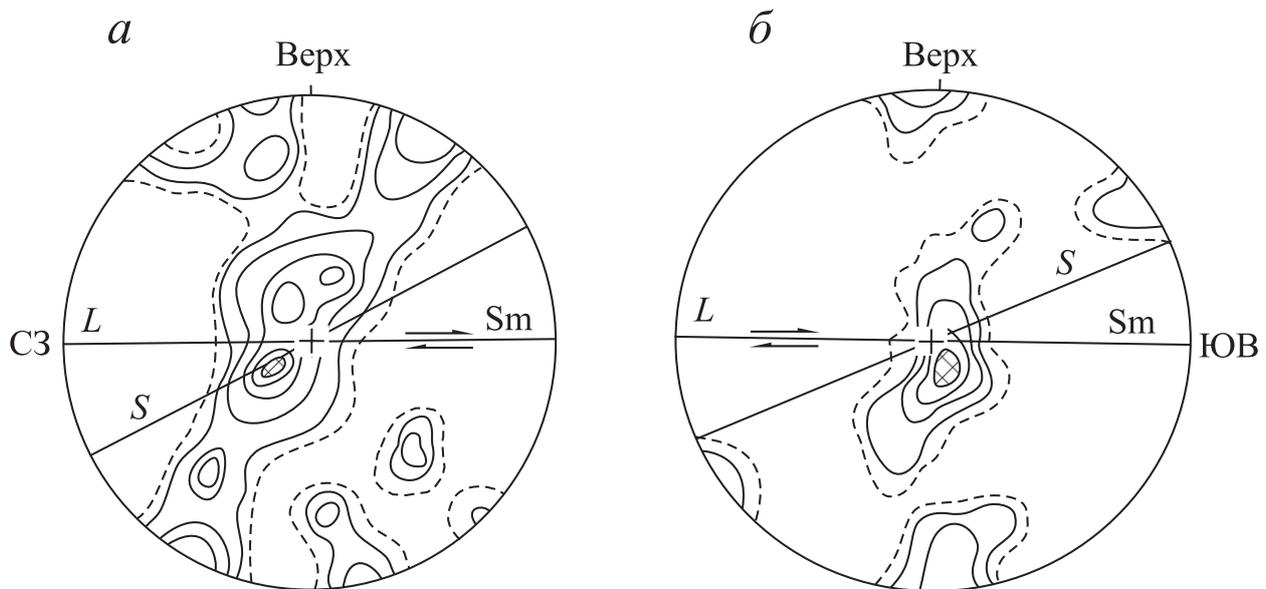


Рис. 6. Микроструктурные диаграммы ориентировок С-осей кварца в мylonитизированных гранодиоритах (а) и граносиенитах (б). Северо-западный склон Заганского хребта, р. Старый Заган: а – ориентировка С-осей кварца; 120 замеров; контуры в процентах: 0–0.5–1.0–3.0–5.0–7.0. Юго-восточный склон Заганского хребта, р. Шибертуй: б – ориентировка С-осей кварца; 150 замеров; контуры в процентах: 0–2.0–3.0–5.0 – 7.0. Равноугольная сетка, верхняя полусфера; Sm – мylonитовая полосчатость (С), S – сланцеватость, L – линейность.

Fig. 6. Microstructural diagrams showing orientations of C-axes of quartz in mylonitized granodiorites (a) and granosyenites (b). The north-western slope of the Zagansky ridge, Staryy Zagan river: а – orientation of C-axes of quartz; 120 measurements; percentage contours: 0–0.5–1.0–3.0–5.0–7.0. The south-eastern slope of the Zagansky ridge, Shibertui river: б – orientation of C-axes of quartz; 150 measurements; percentage contours: 0–2.0–3.0–5.0 – 7.0. Isogonal net, upper hemisphere; Sm – mylonite striations (C); S – schistosity; L – linearity.

наклон пояса тектонитов указывает на направление дифференциального скольжения. Кроме того, изучение на микроуровне показало, что деформации в протомylonитах сопровождаются обособлением кварца пластинчатого строения с моновергентным наклоном длинных осей на юго-восток, а также редкими асимметричными складками в участках, обогащенных фило- силикатами (мусковит, биотит, хлорит). В целом, парагенез макро- и микроструктур в протомylonитах соответствует механизму некоаксиальной деформации в условиях простого сдвига. Транспортировка вещества осуществлялась в юго-восточном направлении, то есть формально зона тектонического скольжения соответствует пологому надвигу, смещение по которому осуществлялось к осевой части Заганского хребта. Для пологозалегающих тектонитов юго-восточного склона Заганского хребта характерно практически полное отсутствие четких структурных макропризнаков, по которым можно восстановить кинематику движения. Все выводы о кинематике базируются на результатах микроскопических исследований в ориентированных шлифах, которые были отобраны в разрезах по рекам Шибертуй, Нарын-Заган, Хохюрт, Большой Гутай, Добатуй.

Полосчатость в мylonитах (например, по р. Шибертуй) обусловлена чередованием в мylonитизирован-

ных граносиенитах сегрегационных обособлений кварца (рис. 7). Последние характеризуются развитием зерен пластической формы с зубчатыми границами, мозаичным погасением и однонаправленным удлинением. Удлинение кварцевых зерен расположено под углом около 30° относительно плоскости мylonитизации и наклонено на юго-восток. Ориентировка оптических осей кварца составляет неполный пояс с максимумом, тяготеющим к плоскости дифференциального скольжения (мylonитизации), и соответствует В-тектониту. Угол наклона пояса по отношению к мylonитовой полосчатости составляет около 60° , а по отношению к удлинению кварцевых зерен – 30° (рис. 8, а, б). Ориентировка пояса соответствует направлению тектонического транспорта в процессе динамометаморфизма на юго-восток. Сами же сегрегационные полосы кварца представляют собой участки концентрированного течения и метаморфической дифференциации, которые происходили в условиях простого сдвига.

Иногда в мylonитах отмечаются малоамплитудные (до 5 см) асимметричные складки, напоминающие флексурные изгибы, или кинкбанды. Появление этих структур указывает на то, что на заключительных стадиях развития пологих мylonитовых зон наибольшие сжимающие напряжения были ориентированы субпараллельно по отношению к мylonитовой полосчатости.

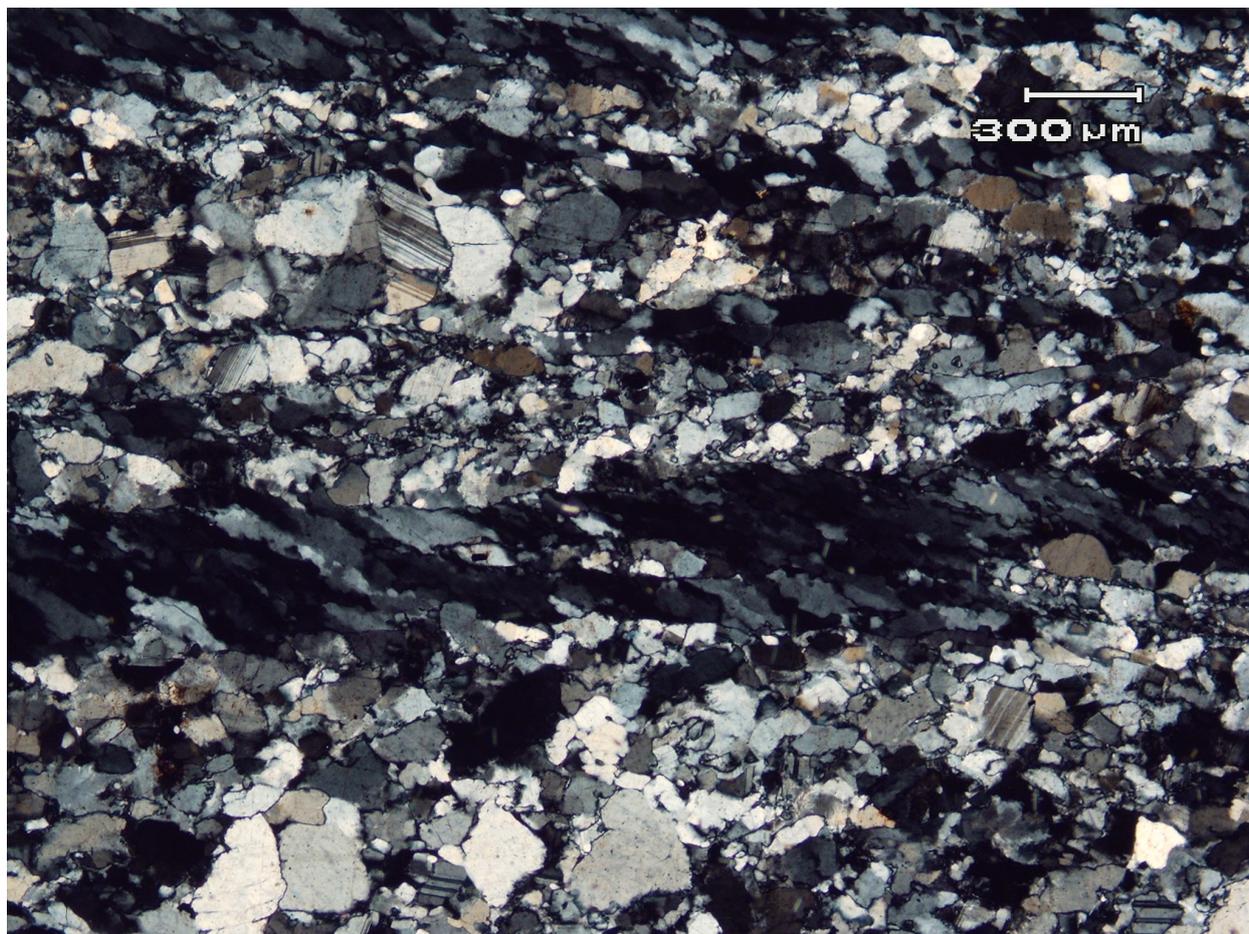


Рис. 7. Микростроение мylonитов, возникших по граносиенитам (юго-восточный склон Заганского хребта, р. Шибертуй). Мylonитовая полосчатость подчеркивается сегрегацией зерен кварца, характеризующихся пластинчатым строением и мозаичным погасанием. Николи скрещены.

Fig. 7. Microstructure of mylonites formed on granosyenites (the south-eastern slope of the Zagansky ridge, Shibertui river). Mylonite striations are highlighted by segregation of quartz grains which are characterized by lamination and mosaic extinction. Crossing nycols.

сти. Здесь же встречаются мелкие синтетические сбросы листрического типа, указывающие на режим растяжения. Асимметричный рисунок кинкбандов и листрика сбросов однозначно указывают на перемещение вещества в юго-восточном направлении.

В мylonитах и blastomylonитах по гранодиоритам в разрезах по рекам Нарин-Заган, Большой Гутай, Хохюрт были установлены следующие структурные парагенезисы: линзы скольжения S-C типа, асимметричные порфирокластовые системы и слюдяные «фишки». В сравнении с граносиенитами динамометаморфическая полосчатость в гранодиоритах не имеет столь четкой выраженности, так как полосы сегрегированного кварца здесь значительно тоньше и прослеживаются по падению сланцеватости на короткие расстояния. Внутреннее же строение сегрегационных полос аналогично описанному в граносиенитах. В них оптические оси кварца на стереограмме образуют неполный пояс, по типу соответствующий В-тектонитам. В пределах

пояса выделяются несколько максимумов, но главный из них тяготеет к плоскости мylonитовой полосчатости. Ориентировка пояса по отношению к плоскости дифференциального скольжения имеет угол около 70° , а по отношению к направлению удлинения кварцевых зерен, создающих сланцеватость в полосках, – угол 35° (рис. 9). Направление перемещения вещества здесь такое же, как и для северо-западного фланга Заганского комплекса метаморфического ядра.

Порфирокластовые системы соответствуют σ -типу, для которого характерны клиновидные шлейфы теней давления. Порфирокласты имеют близкую к округлой форму и разбиты системой трещин. Окаймляются они, как и линзы скольжения, тонкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом с чешуйками биотита. Отдельные чешуйки биотита напоминают слюдяные «фишки». В тенях давления развит рекристаллизованный кварц-полевошпатовый агрегат с включениями рудного вещества.

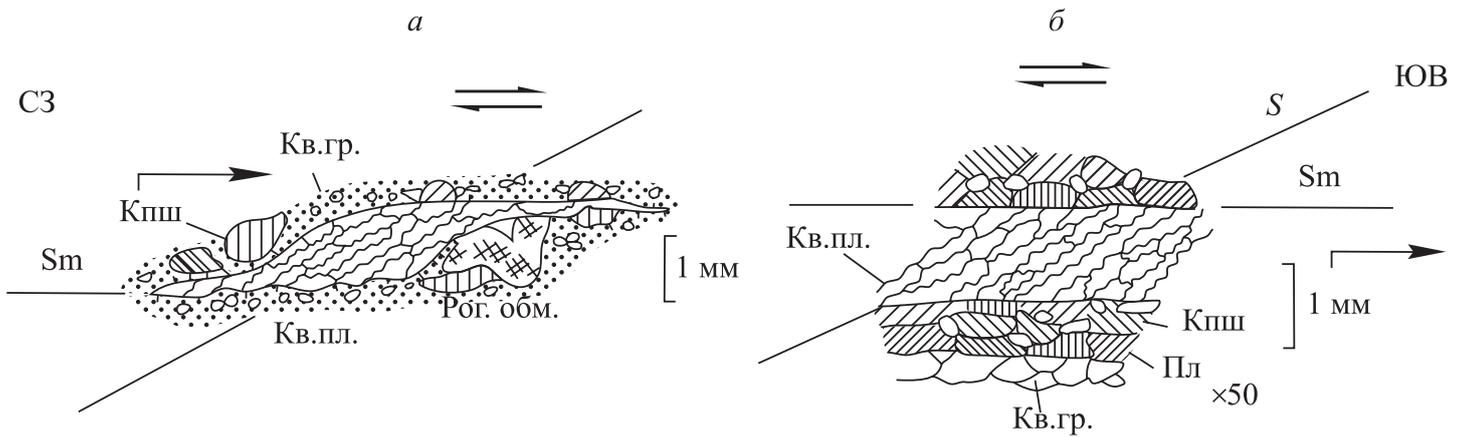


Рис. 8. Микроструктура мионитов по граносиенитам (а) и гранодиоритам (б) из зоны хрупко-пластического течения (юго-восточный склон Заганского хребта, р. Шибертуй). Кв. пл. – кварц пластинчатой формы с мозаичным погасением, Кв. гр. – кварц гранулированный, Кпш – калиевый полевой шпат, Рог. обм. – роговая обманка, Пл. – плагиоклаз, Sm – мионитовая полосчатость, отождествляемая с системой скальвания (С-структуры), S – сланцеватость.

Fig. 8. Microstructure of mylonites formed on granosyenites (a) and granodiorites (b) from the zone of brittle-plastic flow (the south-eastern slope of the Zagansky ridge, Shibertui). Кв. пл. – quartz with lamination and mosaic extinction; Кв. гр. – granulated quartz; Кпш – calicium feldspar; Рог. обм. – hornblende; Пл. – plagioclase; Sm – mylonite striation associated with the cleavage system (C-structure), S – schistosity.

В целом структурно-вещественные признаки мионитов по гранодиоритам указывают на их образование в анизотропном поле напряжений в условиях простого сдвига. Тектоническое перемещение вещества осуществлялось на юго-восток.

Таким образом, структурные исследования показали, что в тектонитах зоны обрамления ядра сформировался отчетливо выраженный структурный парагенез, представленный малыми структурными формами: сланцеватость, а-линейность, порфирикластовые системы, слюдяные «фишки», ориентировка пластинчатого кварца в сегрегационных полосах, узор с-осей кварца, складки течения, линзы скольжения, кинкбанды. Сумма этих данных позволяет сделать вывод, что смещение на обоих флангах Заганского МСС осуществлялось по пологим плоскостям сланцеватости в одном направлении по принципу верх на юго-восток (top to south-east). Эти же данные позволяют полагать, что тектониты являются фрагментами единой зоны срыва, которая в современной структуре реконструируется как аркообразная. При этом тектониты юго-восточных склонов поднятия по степени структурно-вещественного преобразования соответствуют более глубинным уровням в сравнении с северо-западными.

3.1.5. Возраст проявления магматизма и метаморфизма

Пространство вокруг Заганского поднятия сложено магматическими комплексами от раннего палеозоя до раннего мезозоя включительно. В самом же поднятии интрузивные образования до недавнего времени считали докембрийскими и раннепалеозойскими, а мета-

морфизованные породы в ксенолитах – позднепротерозойскими. Однако геохронологические исследования показали, что возраст гранодиоритов и гранитов в ядре варьируется от 289 до 260 млн лет, что соответствует позднему палеозою [Скляр и др., 1997]. Они интродуцированы слегка огнейсованными гранитами (Маргинтуйский массив) с возрастом 153 млн лет [Donskaya et al., 2008], которые по времени становления являются синтетектоническими и отражают инициальные процессы растяжения в формировании комплекса метаморфического ядра. Молодые значения возраста получены для синкинематических пегматитов и мелкозернистых гранитов, залегающих в виде силлов среди динамометаморфитов краевой части комплекса метаморфического ядра. Возраст мелкозернистых гранитов соответствует 121 ± 2 млн лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7058 \pm 0.0004$ [Скляр и др., 1997].

Для кристаллических сланцев и гнейсов из зоны хрупко-пластического течения Rb-Sr-методом установлены значения возраста 134 ± 4 млн лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7076$ [Скляр и др., 1997]. Эти же данные указывают на время проявления динамометаморфических преобразований, которым подверглись верхнепалеозойские гранитоиды в ядре Заганского поднятия. Ag-Ag датирование амфибола и биотита из амфиболовых сланцев, залегающих среди мионитовых гнейсов, позволило определить временной интервал вывода на верхнекоровый уровень образований зоны хрупко-пластического течения. Для синтетектонической роговой обманки получены значения 127 ± 2 млн лет, а для синтетектонического биотита – возрастная спектр 119.4 ± 2.2 и 112 млн лет [Скляр и др.,

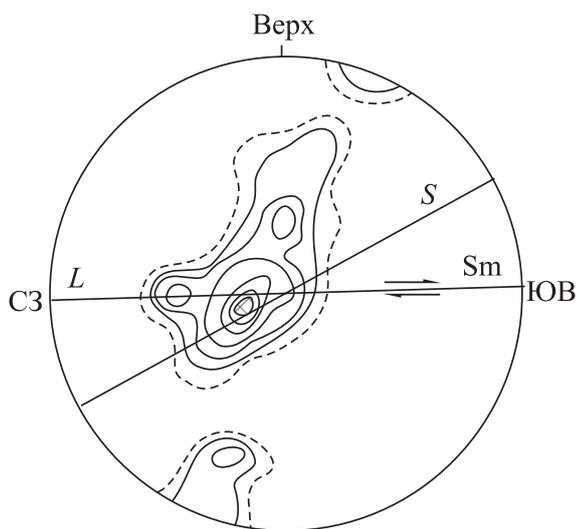


Рис. 9. Микроструктурная диаграмма ориентировок С-осей кварца в милонитах по гранодиоритам (юго-восточный склон Заганского хребта, р. Нарин-Заган). 150 замеров осей кварца; контуры даны в процентах: 0–2.0–3.0–5.0–7.0–10.0. Сетка Вульфа, верхняя полу-сфера. Sm – милонитовая полосчатость, S – сланцеватость, L – линейность.

Fig. 9. Microstructural diagram showing orientations of C-axes of quartz in mylonites on granodiorites (the south-eastern slope of the Zagansky ridge, Narin Zagan river). 150 measurements of quartz axes; percentage contours: 0–2.0–3.0–5.0–7.0–10.0. Wulff net; upper hemisphere. Sm – mylonite striations; S – schistosity; L – linearity.

1997]. Следовательно, время тектонического экспонирования Заганского МСС соответствует поздней юре – раннему мелу, а длительность этого экспонирования составляет 45–50 млн лет [Скляр и др., 1997].

3.1.6. Строение покрова

В структуру покрова входят осадочные, осадочно-вулканогенные и магматические образования, охватывающие возрастной интервал от позднего палеозоя до раннего мела включительно. Они распространены вокруг Заганского поднятия в пределах Тугнуйской и Хилокской впадин. Большая часть этих образований была сформирована до возникновения Заганского МСС в разных геодинамических обстановках, связанных с эволюцией литосферы Монголо-Охотского океана. Позднеюрские и раннемеловые образования отражают формирование структуры Заганского МСС. Это выражается в условиях седиментации и, прежде всего, в резкой фациальной изменчивости осадков, связанных с формированием асимметричных блоков за счет возникновения разломов листрического типа.

Образования покрова рассечены разрывными нарушениями разной протяженности и ориентировки относительно длинной оси поднятия. Преобладающими по кинематике являются сбросы, которые в большинстве

случаев ориентированы под прямым углом относительно тренда линейности, ярко проявленной в породах ядра. Для сбросов характерна листрическая форма поверхностей сместителей и встречные падения. При этом позднеюрские и раннемеловые образования не подвержены метаморфизму. Исключение составляют участки, прилегающие к детачменту и расположенные выше его поверхности. В этом случае породы преобразованы в протомилониты. Особенно хорошо это выражено на северо-западном фланге Заганского МСС в конгломератах хонхойской свиты, флористические остатки в которых указывают на раннеюрский возраст [Скобло и др., 2001]. Динамометаморфизованные конгломераты, входящие в состав покровных образований и расположенные гипсометрически выше поверхности детачмента, соответствуют протомилонитам. При этом первичная природа их происхождения не вызывает сомнений. Размер обломков варьируется от первых сантиметров до 45 см. Степень окатанности галек и валунов хорошая. По внешнему облику выделяются округлые, эллипсовидные и уплощенные гальки. Степень сферичности (отношение осей a:b:c) галек, которые испытали незначительное динамометаморфическое воздействие, варьируется от 1.2:1.1:1.0 до 3:2:1. Среди галек присутствуют граниты, эффузивы кислого и среднего состава, сиениты, эпидозиты, кварц и полевой шпат. Характерной особенностью конгломератов является то, что в них отсутствуют гранитогнейсы, выходы которых в современном срезе располагаются в непосредственной близости от конгломератов. Среди конгломератов присутствуют линзы граносиенитов, которые являются фрагментами тектонизированных силлов. Конгломераты, особенно вблизи поверхности детачмента, характеризуются сильным уплощением галек, которые часто имеют форму, приближающуюся к лентам. Степень уплощения в сечении *ac* достигает 1:20. В этом случае обломки испытывают значительные динамометаморфические преобразования и превращены, по существу, в тектониты с полосчатой текстурой. По мере удаления от контакта с подстилающими образованиями вверх, на коротком расстоянии просматривается тенденция уменьшения степени уплощения галек. На этом фоне отмечаются участки усиления деформации галек, что указывает на дискретность в появлении динамометаморфизма в пределах единой толщи. Для метаморфизованного цемента конгломератов, представленного хлорит-серицит-альбит-кварцевым агрегатом, характерны структуры течения, выраженные струйчатым рисунком облекания галек, кливажем, мезоскладками, минеральной линейностью а-типа. В случае грубозернистого состава цемента (крупнозернистые песчаники, гравелиты) развиваются очковые текстуры, в которых обломки обтекаются тонкозернистой кварц-серицит-хлоритовой массой.

Разнообразные вулканы раннего мезозоя в составе покрова не метаморфизованы и характеризуются своими первичными чертами строения. Однако в зоне,

примыкающей к детачменту (юго-западный фланг Заганского МСС), они подвергаются динамометаморфизму и по особенностям преобразований соответствуют протомилонитам. В них развиваются тонкополосчатые милонитовые текстуры с уплощенными порфиорокlastами полевого шпата. Основная масса в них приобретает серицит-альбит-кварцевый состав и лепидогранобластовую тонкозернистую структуру.

Гранитоиды разного возраста (верхнепалеозойские и раннемезозойские), располагающиеся в пределах верхней плиты (покрова), характеризуются массивными текстурами и реже директивными текстурами магматического генезиса. Наложённые деформации в гранитоидах проявлены зонами хрупкого разрушения, трассируемыми катаклазитами, брекчиями и повышенной трещиноватостью.

3.1.7. Детачмент

Разломы детачмента обрамляют структуру ядра и в большей своей части слабо обнажены. Особенности строения детачмента реставрируются по наиболее вскрытым фрагментам. Такие фрагменты наблюдались на северо-западном (район Старого Загана) и на юго-восточном (район р. Хохюрт) флангах Заганского МСС.

Детачмент, вскрытый в бассейне р. Хохюрт, отделяет милонитизированные гранодиориты ядра от эффузивно-осадочных образований позднего мезозоя. В рассланцованных гранодиоритах четко выражено плоскопараллельное расположение чешуек слюд и линейно-параллельная ориентировка зерен кварца. Параллельно линейности ориентированы шарниры мелких асимметричных складок. По плоскостям рассланцевания развита система трещин, придающая породе тонкоплитчатую текстуру. По мере приближения к зоне детачмента в тонкорассланцованных милонитах развивается кренуляционный кливаж. Здесь же отмечаются маломощные милониты и жилы псевдотахилитов, располагающиеся согласно полосчатости милонитизированных пород. Милонитовая полосчатость в целом параллельна плоскости детачмента, несмотря на то, что плоскость локально срезает милонитовые текстуры, сформированные за длительную предысторию становления ядра.

Зона милонитов детачмента сложена криптокристаллическим перетертым материалом по милонитизированным гранодиоритам. В прирусловой части р. Хохюрт на препарированной поверхности детачмента видно, что составляющие его милониты рассечены большим количеством хаотически расположенных микротрещин с тонким хлоритовым заполнением. По существу, эти образования представляют собой хлоритовую микробрекчию, которая возникает в непосредственной близости к породам покрова [Davis, 1980]. Мощность милонитов согласно геометрическим построениям достигает 25 м.

Непосредственное соотношение неметаморфизованных позднемезозойских образований покрова с детачментом здесь не наблюдается. Однако в обнажениях, расположенных на незначительном удалении, отмечаются одинаковые элементы погружения слоистости и сланцеватости на юго-восток под пологими углами, что позволяет сделать вывод о конформном соотношении милонитов детачмента и пород покрова. Образования, относящиеся к покрову и перекрывающие детачмент, не несут признаков динамометаморфизма.

На северо-западном фланге ядра (район Старого Загана) детачмент отделяет юрские конгломераты покрова и милонитизированные граносиениты ядра. По мере приближения к детачменту в граносиенитах постепенно нарастает степень динамометаморфического преобразования, что приводит к возникновению милонитовых гнейсов. Над ними располагаются интенсивно рассланцованные конгломераты, представляющие собой полосчатые милониты с сильно вытянутыми и уплощенными гальками. Внешне переход от милонитизированных гнейсов к милонитизированным конгломератам незаметен, так как на участке максимального сближения и изменения пород они приобретают однородный облик. Это создает иллюзию постепенного перехода. На самом деле между милонитизированными разновидностями пород фиксируются маломощные (до 2 см) полосчатые ультрамилониты. Поверхность детачмента располагается субконформно относительно сланцеватости, проявленной в ядре и частично в покрове. В целом мощность зоны детачмента составляет не более 1.5 м.

Из сравнения строения детачмента на рассмотренных участках видно, что он различается по мощности слагающих его тектонитов. Максимальная мощность его приурочена к юго-восточному флангу ядра. Однако характер смещения на обоих флангах однонаправленный – верх на юго-восток.

Проведенные исследования позволяют с достаточной степенью уверенности наметить два основных этапа магматических и тектонических событий в позднем палеозое и мезозое региона, предопределивших условия для становления Заганского МСС. Первый этап соответствует аккреционно-коллизийным событиям и связан с закрытием юго-западного сектора Монголо-Охотского океана. Это вызвало формирование основной массы гранитоидов Заганского поднятия и прилегающей территории, которые имеют пермский (от 289 до 260 млн лет) и частично триасовый возраст. Это способствовало утолщению коры и повышению термального потока, что привело к возникновению орогена. Второй этап отражает процессы, связанные с коллапсом орогена, обусловленным неустойчивостью разогретой утолщенной коры, что обусловило возникновение внутрикорового растяжения. В этот этап попадают значения возраста «гнейсов» – динамометаморфически преобразованных гранитоидов, синкинемати-

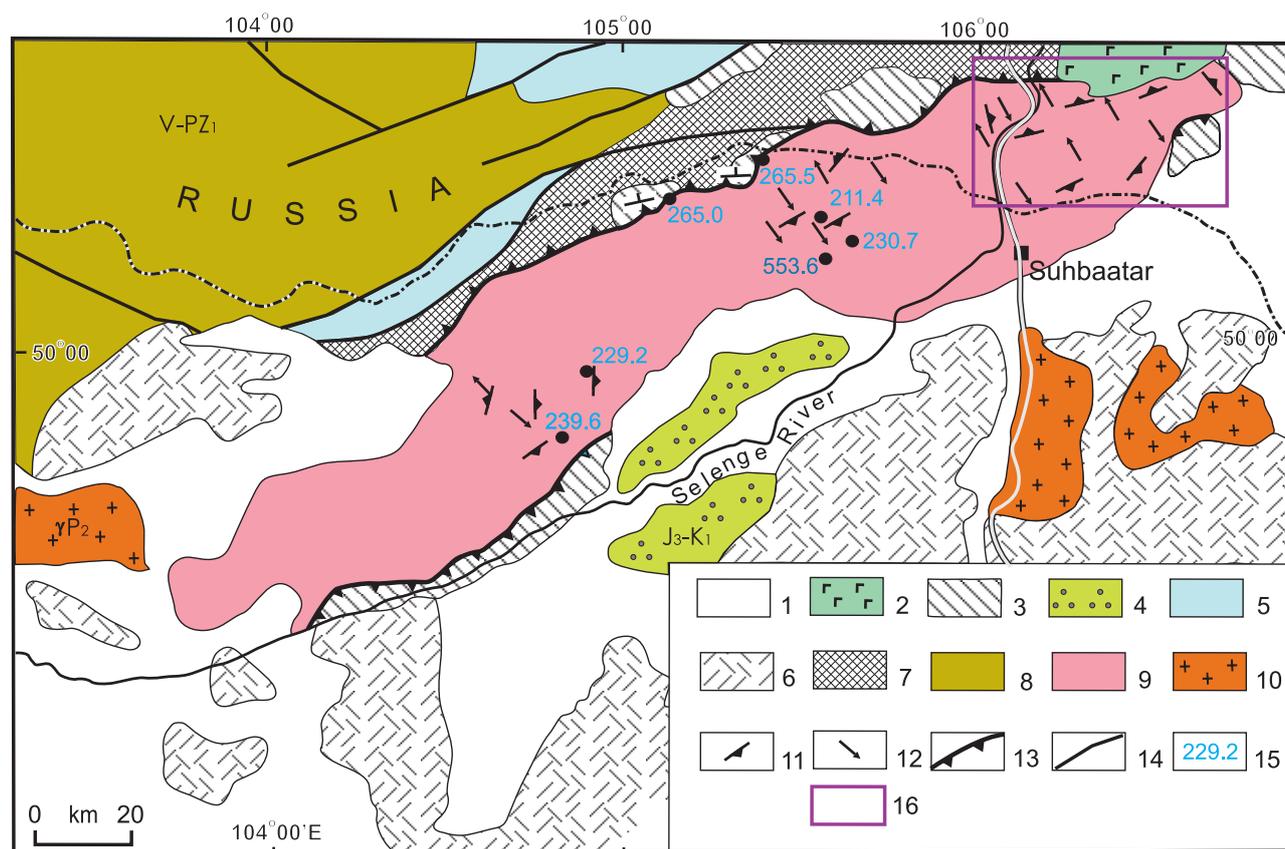


Рис. 10. Структурно-геологическая схема Бутулийнурского комплекса метаморфического ядра. 1 – четвертичные осадки; 2 – кайнозойские базальты; 3 – раннемеловые лавы и осадки; 4 – позднеюрско-раннемеловые осадки и вулканиты; 5 – раннеюрские осадочно-вулканогенные образования; 6 – пермо-триасовые лавы и осадки; 7 – карбон-пермские осадочно-вулканогенные толщи; 8 – венд-раннепалеозойские толщи; 9 – ядро комплекса с зоной динамометаморфизма; 10 – граниты поздней перми; 11 – сланцеватость; 12 – линейность; 13 – детачмент; 14 – разломы; 15 – возраст, определенный Pb-Pb методом по цирконам; 16 – положение Бургутуйского сегмента в структуре Бутулийнурского комплекса метаморфического ядра.

Fig. 10. Structural and geological schematic map of the Butuliyinnursky metamorphic core complex. 1 – Quaternary sediments; 2 – Cenozoic basalts; 3 – Early Cretaceous lavas and volcanites; 4 – Late Jurassic – Early Cretaceous sediments and volcanites; 5 – Early Jurassic sedimentary-volcanogenic formations; 6 – Perm-Triassic lavas and sediments; 7 – Carbon-Perm sedimentary-volcanogenic formations; 8 – Vend-Early Palaeozoic formations; 9 – complex core with dynamic metamorphism zone; 10 – Late Perm granites; 11 – schistosity; 12 – linearity; 13 – detachment; 14 – faults; 15 – age determined by Pb-Pb zircon method; 16 – location of the Burgutuisky segment in the pattern of the Butuliyinnursky metamorphic core complex.

ческих силлов пегматитов и мелкозернистых гранитов в южном обрамлении Заганского поднятия. Он укладывается во временной интервал от 134 до 112 млн лет. Структурно-вещественные признаки, приведенные выше, дополняют ранее разработанные представления о комплексах метаморфических ядер кордильерского типа в Забайкалье [Скляр и др., 1997].

3.2. БУТУЛИЙНУРСКИЙ КОМПЛЕКС МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА

Бутулийнурская МСЦ представляет собой протяженную структуру, часть которой располагается в пределах Бутулийн-Нурского хребта Северо-Восточной Монголии, а часть – в Бургутуйском хребте на территории России (рис. 10). Ранее полагали, что здесь находятся два самостоятельных МСЦ: Бутулийнурская

[Скляр и др., 1997] и Бургутуйская [Mazukabzov et al., 2006]. Современные данные указывают на то, что это единая структура, за которой следует сохранить название Бутулийнурская, а в английском написании «Buteel» [Donskaya et al., 2008]. Степень изученности и информации о строении Бутулийнурской МСЦ неодинакова – она значительно выше для Бургутуйского сегмента. В связи с этим описание МСЦ будет излагаться отдельно для монгольской и российской частей.

3.2.1. Бургутуйский сегмент Бутулийнурской МСЦ

Пространственно этот сегмент МСЦ приурочен к одноименному хребту, расположенному в междуречье Селенги и Чикоя, охватывая площадь около 1200 км².

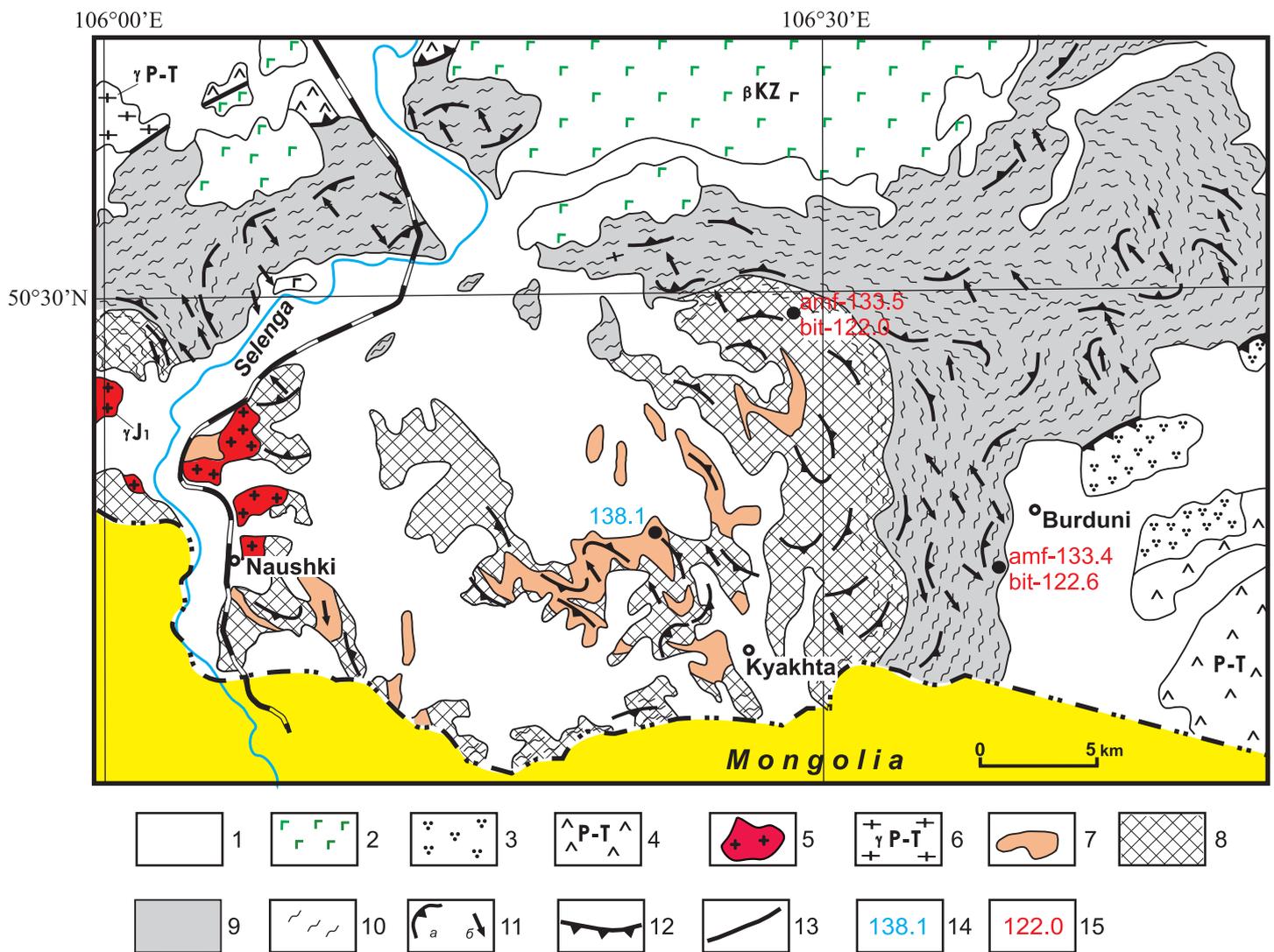


Рис. 11. Структурно-геологическая схема Бургутуйского сегмента Бутулийннурского комплекса метаморфического ядра. 1 – четвертичные осадки; 2 – кайнозойские базальты; 3 – раннемеловые континентальные осадки; 4 – вулканогенно-осадочные образования перми и триаса; 5 – граносиениты и граниты ранней юры; 6 – граниты перми и триаса; 7 – сланцево-гнейсовые образования (кяхтинская толща); 8 – ортогнейсы; 9 – динамометаморфизованные осадочно-вулканогенные образования (катаевская свита); 10 – милонитизация; 11 – сланцеватость (а), линейность (б); 12 – детачмент; 13 – субвертикальные разломы; 14 – возраст, определенный U-Pb методом по цирконам; 15 – возраст, определенный Ar-Ar методом по амфиболу (amf), биотиту (bit).

Fig. 11. Structural and geological schematic map of the Burgutuisky segment of the Butuliyinnursky metamorphic core complex. 1 – Quaternary sediments; 2 – Cenozoic basalts; 3 – Early Cretaceous continental sediments; 4 – Perm and Triassic volcanogenic-sedimentary formations; 5 – Early Jurassic granosienites and granites; 6 – Perm and Triassic granites; 7 – shale-gneiss formations (Kyakhta suite); 8 – orthogneisses; 9 – dynamically metamorphosed sedimentary-volcanogenic formations (Kataevskaya suite); 10 – mylonitization; 11 – schistosity (a), linearity (b); 12 – detachment; 13 – subvertical faults; 14 – age determined by U-Pb zircon method; 15 – age determined by Ar-Ar mineral method: amphibole (amf), and biotite (bit).

Он находится на продолжении Заганского МСС и имеет отчетливое морфологическое выражение в форме пологого вала. С северо-западного и юго-восточного флангов вал ограничен впадинами, выполненными раннемеловыми континентальными вулканогенно-терригенными образованиями. В структуре Бургутуйского сегмента МСС восстанавливаются все элементы,

присущие комплексам ядер: ядро, зона хрупко-пластического срыва, детачмент и покров (рис. 11).

3.2.1.1. Состав ядра

В пределах ядра распространены метаморфиты, объединяемые в кяхтинскую серию. Породный состав

серии представлен разнообразными гнейсами (биотитовыми, биотит-амфиболовыми, гранат-биотитовыми), среди которых присутствуют пластообразные тела кварц-силлиманитовых сланцев, кварцитов и амфиболитов. Мощность серии, вероятно, достигает нескольких сотен метров. Восстановление первичной природы исследованных биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, амфиболитов с использованием диаграммы [Предовский, 1980] показало, что они соответствуют аркозам, туффитам с кислым, средним и основным материалом, реже – базитам. Гранат-биотитовые гнейсы попадают в поле граувакк, а кварц-силлиманитовые сланцы – в контуры хомогенных силицитов и смешанных кор выветривания.

Метаморфиты интродуцированы разгнейсованными биотит-амфиболовыми и биотитовыми гранитами пермско-раннетриасового возраста, возникшими в аккреционно-коллизивной обстановке. В гранитах встречаются ксенолиты биотит-амфиболовых сланцев. Составы гранитов полностью перекрываются составами вмещающих их метаморфических образований, что позволяет предполагать их формирование за счет плавления биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов. Пермско-раннетриасовые гранитоиды интродуцированы раннеюрскими слабогнейсованными щелочными гранитами и сиенитами, становление которые осуществлялось в анорогенном режиме [Донская и др., 2003].

Все разновидности гранитоидов прорываются небольшими телами пегматитов, структурное положение которых в большинстве случаев определяется ориентировкой гнейсовидности в гранитах и во вмещающих образованиях ядра.

3.2.1.2. Зона хрупко-пластического срыва

Зона срыва полосой шириной до 3.5 км обрамляет ядро комплекса. В ней ассоциируют тектониты по образованиям кяхтинской серии и катаевской свиты, а также по гранитоидам. По степени милонитизации и бластеза среди тектонитов выделяются разновидности от протомилонитов до бластомилонитов. Бластомилониты по ортогнейсам ядра внешне подобны лейкократовым гнейсам с тонко- и мелкозернистой структурой (от милонитовой до бластомилонитовой) и параллельной текстурой. Динамометаморфические изменения в разгнейсованных гранитах выражаются в катакластическом преобразовании структуры пород и волнистом погасании кварца. Среди протомилонитов по образованиям катаевской свиты восстанавливаются магматиты основного состава (тела диабазов и габбро-диабазов), вулканы среднего и кислого состава с субсогласными инъекциями гранитов, терригенные породы.

Из всего многообразия пород наиболее информативными для целей кинематики оказались динамометаморфизованные полимиктовые конгломераты катаевской свиты. Конгломераты характеризуются неравномерной степенью деформированности, обусловлен-

ной субгоризонтальным сдвиговым течением. Даже в пределах одного обнажения удается наблюдать чередование зоны интенсивного и слабого проявления вязкопластических деформаций. При этом просматривается тенденция, выражающаяся в том, что участки слабодислоцированных конгломератов составляют уплощенные линзы, обтекаемые интенсивно деформированными конгломератами. В центральных частях зон высокой дислоцированности максимальное удлинение галек достигает 5:1–7:1 (отношение $a_1:a_3$), а коэффициенты относительного удлинения, рассчитанные по галькам гранитного состава, достигают 230–320 %. В результате вязкопластического течения обломки в конгломератах переориентируются и расплющиваются в субгоризонтальной плоскости (вероятно, совпадающей с напластованием), что приводит к преобразованию исходной породы в тектониты с отчетливо выраженными кинематическими индикаторами. Прежде всего, это уплощенные и растащенные гальки с тенями давления, асимметричные кластические хвосты вокруг обломков, будинирование галек, кливаж скольжения, C-S структуры, частично C' структуры, свидетельствующие о развитии сдвиговых деформаций. Иногда в динамометаморфизованном матриксе конгломератов видны микроскладки течения, ориентировка шарниров которых совпадает с линейностью растяжения, фиксируемой в цементе, а осевые поверхности субпараллельны сланцеватости. Возникновение таких складок осуществлялось в результате простого сдвига при дополнительном сплющивании толщ. По своему морфологическому облику они соответствуют футляровидным складкам (sheath fold). Ориентировка линейности уплощенных галек соответствует направлению тектонического течения вещества, а структурно-кинематические признаки указывают на его перемещение в юго-восточном направлении.

В остальных типах пород устанавливаются только микропризнаки, которые также свидетельствуют о тектоническом течении пород в процессе деформации: развитие C-S и C' структур, реже порфинокластовых систем. C-S структуры проявляются в результате сочетания двух субсинхронно формирующихся плоскостных элементов сланцеватости (S) и сдвига (C). Сланцеватость, как правило, имеет сигмоидальную форму за счет изгиба вблизи C-плоскостей. C-поверхности представляют собой узкие прерывистые зонки тектонитов, отражающих проявление интенсивных сколовых деформаций. C'-тип плоскостей соответствует кренуляционному кливажу растяжения, располагающемуся под небольшим углом к сланцеватости и границе зоны скола. Плоскости C' возникают после образования C-поверхностей, т. е. на поздней стадии развития зоны сдвига, и указывают на условия прогрессирующего растяжения. Результаты микроструктурных исследований подтверждают вывод, полученный по макропризнакам, и указывают на проявления деформаций простого сдвига в условиях вязко-пластическо-

го течения с транспортировкой вещества в юго-восточном направлении по азимуту юго-восток 150° .

Самые поздние наложенные структуры в районе представлены кинкбандами (Kz_3) разного масштаба – от сантиметров до 1.6 м. В основном они распространены в юго-восточной части района, где осуществляется переход к мезокайнозойской структуре – Чикойской впадине. Кинкбанды формировались на заключительной стадии становления Бургутуйской структуры и своим появлением отражают хрупко-пластические условия ее развития. Время их формирования, согласно геологическим построениям, приходится на конец раннего мела. По особенностям строения выделяются сопряженные и одиночные кинкбанды, при этом последние преобладают. Изучение кинкбандов показало, что они по структурным особенностям составляют ряд от типичных кинкбандов до флексурных складок. Это указывает на то, что они имеют общую генетическую природу и их морфология определяется реологическими свойствами пород в период деформации. Кинкбанды имеют, как правило, северо-восточное простирание и падение на северо-запад. Углы наклона ограничивающих их поверхностей варьируются от крутых ($60\text{--}80^\circ$) до субгоризонтальных. Кинкбанды деформируют динамометаморфическую полосчатость и линейность ранней стадии. По кинематическим признакам кинкбанды соответствуют взбросам, т.е. они указывают на движение породных масс на заключительной стадии формирования структуры в юго-восточном направлении и создают впечатление надвигания пород обрамления на осадочные комплексы мезокайнозойских впадин.

3.2.1.3. Детачмент

Зона детачмента не вскрыта, поэтому она трассируется условно вдоль границы распространения динамометаморфизованных и неметаморфизованных образований. Единственным участком, где удалось наблюдать фрагменты зоны детачмента, является район на правом берегу р. Селенги ниже пос. Усть-Кяхта. Здесь в серии обнажений устанавливается переход от динамометаморфизованных образований катаевской свиты к неметаморфизованным породам перми и раннего триаса. На контакте развиты катаклазированные и брекчированные образования, возникшие по динамометаморфизованным породам зоны срыва. Видимая мощность их достигает 30 м. Зона детачмента полого погружается на северо-запад.

3.2.1.4. Строение покрова

В состав покрова комплекса метаморфического ядра входят вулканогенно-осадочные отложения, накопление которых происходило в континентальных условиях в интервале от ранней перми до конца раннего мела. Накопление пермско-триасовых преимущественно

вулканогенных толщ осуществлялось в вулканотектонических депрессиях, а позднеюрско-раннемеловых толщ – во впадинах рифтогенного типа. Однако в современной структуре они совместно окаймляют ядро МСС и пространственно тяготеют к контурам поздне-мезозойских впадин. Для образований покрова характерно пологое залегание толщ, осложненное системой разрывных нарушений. Вблизи разломов толщи часто подвержены сложным дислокациям, выраженным подворотами слоев и складчатыми деформациями. Большая часть разрывных нарушений характеризуется сбросовой кинематикой, отражающей условия растяжения.

3.2.1.5. Возраст и РТ-условия метаморфизма пород МСС

Возраст метаморфизма, оцененный по метаморфогенному циркону из кварц-силлиманитовых сланцев U-Pb методом, составляет 138.1 ± 1.6 млн лет [Izbrodin et al., 2010], а из ассоциирующих с ними биотит-амфиболовых гнейсов – 131.6 ± 1.9 млн лет [Избродин и др., 2010]. Источником их являлись образования, имеющие позднерифейский модельный возраст [Избродин и др., 2010].

Расчеты РТ-параметров метаморфизма по эмпирическому амфиболовому геотермобарометру [Gerya et al., 1997] показали, что наименьшие значения давления и температуры, соответствующие зеленосланцевой фации метаморфизма, фиксируются для тектонита по биотит-амфиболовому гнейсу – $T=502\text{--}524^\circ\text{C}$, $P=0.6\text{--}1.1$ кбар. Для остальных исследованных образцов устанавливаются РТ-параметры метаморфизма амфиболитовой фации ($T=590\text{--}640^\circ\text{C}$, $P=3.2\text{--}4.6$ кбар). Сведения о РТ-параметрах метаморфизма пород кяхтинской серии и геохронологические датировки позволяют полагать, что метаморфизм в пределах исследованного региона связан с формированием комплекса метаморфического ядра. Породы нижних уровней зоны глубинного срыва испытали метаморфизм в условиях амфиболитовой фации (кяхтинская серия). В процессе экспонирования к поверхности глубинные породы частично были преобразованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, что фиксируется по возникновению более низкотемпературных минералов (например, появление в биотит-амфиболовом сланце (район г. Мухор) актинолитовой роговой обманки).

Результаты датирования Ag-Ag методом роговой обманки и биотита из амфиболита среди амфибол-биотитовых гнейсов кяхтинской серии зоны ядра показали значения 133.6 ± 0.7 млн лет и 126.0 ± 0.4 млн лет соответственно. Эти значения возраста свидетельствуют о поступательном закрытии изотопных систем минералов по мере перемещения нижней пластины на более высокие уровни земной коры. Близкие возрастны значения были получены по роговой обманке и биотиту из динамометаморфизованных габбро-диабазов, слагающих силл среди тектонизированных образова-

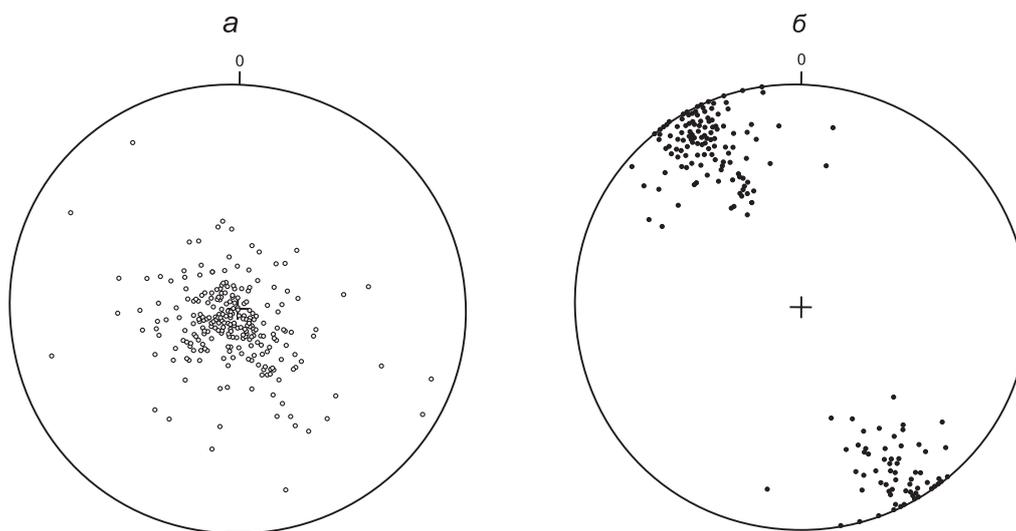


Рис. 12. Стереогаммы плоскостных (*а*) и линейных (*б*) структурных элементов в породах Бургутуйского сегмента Бутулийннурского комплекса метаморфического ядра (равноугольная проекция, верхняя полусфера): *а* – полюса плоскостных текстур (полосчатость, сланцеватость) формируют максимум с азимутом погружения 240° угол 81°; 275 замеров; *б* – линейные структуры (бороздчатость, ребристость, скопления минеральных агрегатов и минералов) полого погружаются на северо-запад и юго-восток; 190 замеров; максимум погружается по азимуту 327° под углом 9°.

Fig. 12. Stereogram of plane (*a*) and linear (*b*) structural elements in rocks of the Burgutuisky segment of the Butuliyinnursky metamorphic core complex (upper hemisphere, conformal projection): *a* – plane texture poles (striation, schistosity) form a maximum with plunge azimuth 240° at angle 81°; 275 measurements; *b* – linear structures (striations, ribbing, clusters of mineral aggregates and minerals) are dipping at low angles to NW and SE; 190 measurements; maximum is plunging at azimuth 327° at angle 90°.

ний катаевской свиты. Аг-Аг исследованием роговой обманки были установлены два возрастных плато: 169.8 ± 1.5 и 133.4 ± 2.1 млн лет [Donskaya et al., 2008]. Первое значение отражает время кристаллизации первичной роговой обманки, а второе – время преобразования ее под воздействием динамометаморфизма. Синтектонический биотит дает возрастное плато 122.7 ± 0.6 млн лет.

Имеющиеся изотопные датировки из разных зон Бургутуйского сегмента МСС позволяют проследить его эволюцию. Становление щелочных гранитов А-типа с возрастом кристаллизации расплава 178 ± 3 млн лет [Mazukabzov et al., 2006] в структуре орогена соответствует инициальным событиям растяжения и формирования глубинной зоны срыва на среднекоровом уровне. Максимальное проявление тектонических процессов совпадает с метаморфизмом амфиболитовой фации в породах кяхтинской серии (138.1 ± 1.6 млн лет). С этого момента начинается выдвигание нижней тектонической пластины на верхнекоровый уровень, которого она достигла ко времени 126.0 ± 0.4 – 122.7 ± 0.6 млн лет. РТ-условия на этом уровне характеризовались давлением 0.6–1.1 кбар и температурой 502–524 °С.

3.2.1.6. Структура Бургутуйского сегмента МСС

Для района характерны преобладающие северо-западные ориентировки линейных структурных элемен-

тов и развитие пологих плоскостных текстур, описывающих куполовидную структуру. Комплекс этих структурных образований аномально вырисовывается на фоне северо-восточной ориентировки основных тектонических элементов Юго-Западного Забайкалья, представленных осадочно-вулканогенными и интрузивными образованиями от перми до мела и не затронутых метаморфизмом. Эти особенности геологического строения и отсутствие данных абсолютной геохронологии позволяли исследователям относить их к раннедокембрийским образованиям (архей – ранний протерозой) в структуре фанерозойского складчатого пояса Забайкалья.

Анализ пространственного распределения по площади плоскостных элементов (сланцеватости, динамометаморфической полосчатости) в разных типах пород показал, что они участвуют в строении пологой брахиантиклинальной структуры, ось которой имеет северо-восточную ориентировку. На сводной стереогамме лS-структур (рис. 12, *а*) видно, что максимум значений положения плоскостных элементов располагается в центре и указывает на их субгоризонтальное залегание. Эти данные в целом подтверждают точку зрения предшествующих исследователей о куполовидном характере региональной структуры. Систематическое изучение линейных текстур (минеральная линейность, удлинение галек и минеральных обособлений, бороздчатость, стебельчатость), связанных с деформацией, по-

казало, что они характеризуются устойчивой ориентировкой в направлении юго-восток – северо-запад. Это хорошо выражено на сводной стереограмме (рис. 12, б), объединяющей все виды линейности, кроме шарниров складок. В формировании максимума участвуют линейности двух кинематических типов: а-линейность и б-линейность. Эти кинематические типы линейности удавалось наблюдать непосредственно при изучении участков, характеризующихся проявлениями складчатых дислокаций.

Особенности расположения плоскостных элементов и линейности не позволяют интерпретировать генезис данной структуры как купол, поскольку совпадение субгоризонтальной и однонаправленной а-линейности с кульминацией структуры противоречит механизму поперечного изгиба, при котором формируются купольные структуры. Следовательно, механизм формирования Бургутуйской структуры иной. Для его выяснения обратимся к складчатым деформациям, которые являются составными элементами общей структуры.

Складчатые структуры, наблюдаемые в обнажениях, не превышают 10 м. По морфологии они варьируются от флексурных изгибов до изоклиальных складок. По кинематическим параметрам они соответствуют складкам изгиба и течения, что отчетливо устанавливается по поведению вещества в их замковых частях. Ориентировки шарниров складок варьируются в широком диапазоне, что ярко выражено на сводной стереограмме (рис. 13). Здесь же хорошо видна тенденция преобладающего наклона осевых поверхностей складок на юго-восток на фоне некоторого их разброса. Из анализа данной стереограммы можно сделать следующий вывод: часть шарниров складок совпадает с ориентировкой линейности, часть перпендикулярна ей, а часть занимает промежуточное положение.

Особенности поведения плоскостных и линейных текстур указывают на разную ориентацию осей складчатых структур и, следовательно, на проявление нескольких этапов деформаций. С целью проверки этого вывода весь регион был разбит на четыре домена с примерно гомогенным строением. Анализ доменов с учетом структурных данных по каждому из них позволил сделать следующие выводы:

- в ядре Бургутуйской структуры получили распространение складки изоклиального типа северо-восточного простириания, осевые поверхности которых запрокинуты на северо-запад (F_1);
- на складки F_1 наложены коаксиальные складки F_2 сжатого типа северо-восточного простириания, осевые поверхности которых погружаются на северо-запад;
- складчатые деформации F_2' (косые и футляровидные складки), с шарнирами северо-западной ориентировки, возникли из инициальных складок F_1 и F_2 в результате деформации шарнира в плоскости простого сдвига с направлением тектонического течения верх на юго-восток;

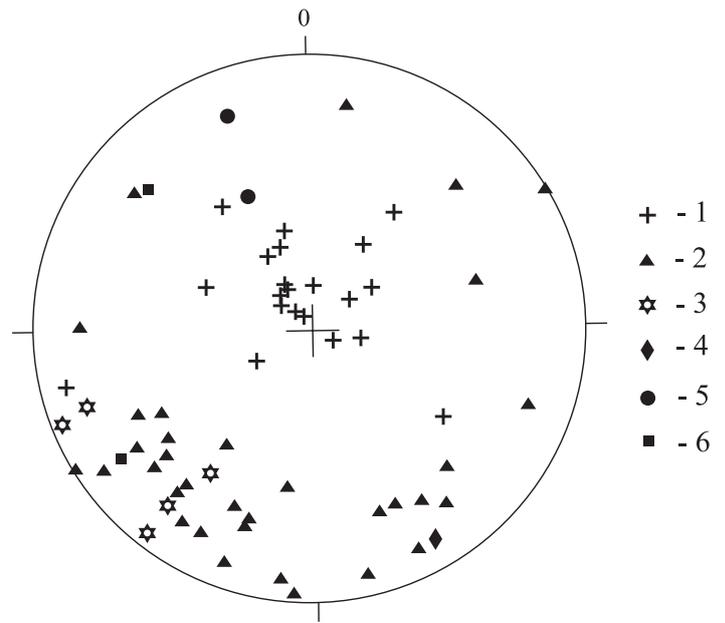


Рис. 13. Сводная стереограмма осевых поверхностей и шарниров складок (междуречье Селенги – Чикоя, Бургутуйский хребет). 1 – осевые поверхности складок; 2 – шарниры складок; 3 – шарниры кинкбандов; 4 – максимум линейности; 5–6 – типы линейности: 5 – а-линейность, 6 – б-линейность.

Fig. 13. Summary stereogram of axial surfaces and fold axes (interstream area between the Selenga and Chikoi rivers, Burgutui ridge). 1 – axial surface of folds; 2 – fold axes; 3 – kink-band axes; 4 – linearity maximum; 5–6 – linearity types: 5 – a-linearity, 6 – b-linearity.

- складки F_1 составляют первый этап деформации D_1 , реализовавшийся в амфиболитовой фации метаморфизма в условиях сжатия;
- складки F_2 и F_2' возникли во второй этап деформации D_2 в режиме амфиболитового и зеленосланцевого метаморфизма в условиях растяжения.

Таким образом, парагенезис складчатых структур формировался в результате двух деформационных этапов, разделенных временным интервалом. Наличие такого интервала с относительно спокойным периодом развития подтверждается внедрением анорогенных сиенитов с возрастом 177.6 млн лет (U-Pb метод по циркону). Дислокации второго этапа, при существующем разбросе ориентировок шарниров, возникли в едином поле напряжения и не являются результатом наложения разнонаправленных тектонических движений. По своей сути пликативные дислокации района составляют широкую гамму структур от линейных до футляровидных. Они возникли из складок ранних стадий в процессе дифференцированного пластического течения вещества при прогрессирующей сдвиговой деформации. Однонаправленная вергентность большей части складок и их осевых поверхностей указывает на то, что в этап D_2 общая тенденция тектонического перемещения вещества осуществлялась в юго-восточном

направлении.

Характер распределения деформаций этапа D_2 указывает на то, что они генетически связаны с зоной динамометаморфизма, имеющей в поперечном сечении форму пологой арки. Вскрытая мощность динамометаморфических образований, определенная геометрическими построениями, достигает 3 км. Распределение в ней складчатых дислокаций дискретное, оно обусловлено реологическим поведением горных пород в процессе деформации. Смещения происходили в юго-восточном направлении, что устанавливается на северо-западном и юго-восточном флангах зоны.

Своеобразие структуры метаморфических образований порождает разные взгляды на их природу. Часть исследователей [Zorin et al., 1995; Зорин и др., 1994] полагает, что они являются фрагментом Кяхтинского микроконтинента с докембрийским основанием внутри раннепалеозойской складчатой зоны, усложненной среднепалеозойским и позднепалеозойско-раннемезозойским вулканизмом. Другая часть исследователей интерпретирует их как кратонный террейн, сложенный архейско-раннепротерозойскими образованиями, отторгнутый от Становой зоны Алдано-Станового щита по системе сдвигов, проявленных в позднепалеозойское время [Парфенов и др., 1996].

3.2.2. Монгольский сегмент Бутулийннурского МСС

В структуре этого сегмента МСС выделяются все элементы: ядро, зона хрупко-пластического срыва, detachment и покров (см. рис. 10).

Ядро МСС представляет собой композит, состоящий из ортогнейсов и в разной степени разгнейсованных гранитоидов, а также метавулканитов кислого состава. Метавулканиты с возрастом 265 млн лет прорываются гранитоидами, возраст которых варьируется от 240 до 211 млн лет [Donskaya et al., 2008]. Данные Nd изотопной систематики позволяют полагать, что источником для протолита ортогнейсов были мантийные выплавки позднего неопротерозоя, отражавшие субдукционно-аккреционные события в развитии Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Ядро метаморфического комплекса обрамляется зоной хрупко-пластического срыва полосой до 2.5 км. Она сложена динамометаморфизованными образованиями, объединяющими разные типы тектонитов – от милонитов до бластомилонитов. По структурно-вещественным особенностям тектониты сегмента идентичны тектонитам бургутуйской части МСС. Линейность, наблюдаемая в тектонитах, имеет северо-западный тренд и ориентирована поперек оси поднятия метаморфического комплекса. Распределение элементов залегания линейности в разрезе имеет аркообразную форму. Кинематические индикаторы указывают, что тектонический транспорт в зоне был направлен на юго-восток по принципу top-to-southeast.

Detachment, отделяющий покров от динамометамор-

физованных образований хрупко-пластической зоны в пределах монгольского сектора, проводится предположительно, поскольку участки контактов перекрыты рыхлыми образованиями.

Покров (верхняя плита) состоит из неметаморфизованных и хрупко деформированных образований. Низы его представлены пермскими и раннетриасовыми вулканогенно-осадочными образованиями, которые объединены в различные литостратиграфические подразделения. Они интродуцированы гранитоидами пермско-триасового возраста. Верхние уровни покрова сложены позднеюрскими и раннемеловыми вулканогенно-осадочными образованиями континентального типа. Они выполняют впадины, которые по своей геометрии соответствуют полуграбенам.

Изложенные выше структурно-вещественные, кинематические и возрастные данные, полученные за последние годы, подтверждают правильность выделения Бутулийннурского комплекса метаморфического ядра. По набору геолого-структурных признаков и условиям формирования он подобен Заганскому МСС.

4. ОБЩИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О КОМПЛЕКСАХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР ЗАБАЙКАЛЬЯ

При анализе пространственного положения комплексов метаморфических ядер видно, что они образуют две самостоятельные ветви северо-восточной ориентировки. В целом их ориентировка согласуется с простиранием основных рифтогенных впадин, выполненных раннемеловыми комплексами [Скляр и др., 1997]. Одна из ветвей располагается в пределах Хилокской зоны (западная ветвь), а другая попадает в контуры Аргунской зоны с докембрийским основанием (восточная ветвь). Общей чертой для этих зон является то, что они неоднократно подвергались тектономагматической активизации начиная с раннего палеозоя, а отличие в том, что они возникли на разных континентальных плитах, объединенных в результате Монголо-Охотской коллизии.

В пределах западной ветви длительному и более тщательному изучению подвергались Заганский и Бутулийннурский МСС. Остальные комплексы (Безымянный, Малханский, Яблоновый) были исследованы с меньшей степенью детальности. На начальной стадии их изучения основное внимание уделялось выяснению кинематики перемещений в зонах динамометаморфизма как одного из ведущих критериев для диагностики комплексов метаморфических ядер. Однако за прошедший период в этих метаморфических комплексах не проводились исследования, направленные на выяснение возрастных датировок становления комплексов, поэтому краткие сведения о Безымянном, Малханском, Яблоновом МСС приводятся по результатам ранних исследований [Скляр и др., 1997].

Малханский МСС выделяется в пределах одно-

именного хребта. Центральная часть комплекса сложена гранитоидами ранне- и среднепалеозойского возраста, в которых присутствуют ксенолиты метаморфизованных пород. Внешняя зона, обращенная к Чикойской раннемеловой впадине, сложена разгнейсованными гранитами среднепалеозойского возраста, осадочно-метаморфическими и вулканогенными образованиями раннего кембрия и карбона. Значительная часть этих образований динамометаморфизована в широкой полосе, которая представляет собой зону разлома, пологопадающего на юго-восток. По кинематическим характеристикам он соответствует сбросу, возникшему в условиях простого сдвига. В пределах этой зоны картируются отдельные тектонические пластины, обладающие хорошо сохранившейся первичной структурой. Минеральная и структурная линейность в осевой и внешней частях ядра характеризуется однонаправленностью по линии северо-запад–юго-восток. По указанным особенностям строения Малханский комплекс подобен Заганскому.

Безымянный МСС расположен северо-западнее Малханского и отделен от последнего Унгинской впадиной, выполненной терригенными осадками и щелочными базальтами с абсолютным возрастом от 130 до 113 млн лет (K-Ar метод) [Иванов и др., 1995]. Комплекс имеет четко выраженное зональное строение с обособлением внутренней и внешней частей. Внутренняя часть сложена гранитоидами раннего палеозоя с массивными текстурами, а краевая – аналогичными гранитами, но с хорошо выраженной гнейсовидностью. В непосредственной близости к Бадинской впадине, выполненной меловыми образованиями, гнейсовидные граниты сменяются милонитовыми гнейсами и милонитами. Падение всех плоскостных структурных элементов направлено к северо-западу от осевой части. В этом же направлении осуществлялась тектоническая транспортировка вещества, что в некоторой степени не согласуется с другими комплексами метаморфических ядер. Минеральная линейность во всех частях комплекса имеет единую ориентировку СЗ–ЮВ.

Характер соотношения между Безымянным и Малханским комплексами до настоящего времени остается невыясненным. Не исключена вероятность, что это единый комплекс, но усложненный пологим сбросом, к выходу которого приурочена меловая депрессия с вулканитами, приподнятая на 300 м по сравнению со смежными впадинами.

Яблоновый МСС располагается между реками Хилок и Ингода и составляет основу Яблонового хребта. В его строении отчетливо выделяются ядро, зона хрупко-пластического течения и покров. Зона детачмента не вскрыта и трассируется по участкам максимального сближения милонитов с неметаморфизованными или слабometаморфизованными образованиями. В осевой части МСС, которая соответствует ядру комплекса, обнажаются гранитогнейсы с ксенолитами метаморфических пород. Возраст этих образований про-

блематичен и варьируется от палеопротерозоя до раннего палеозоя. Гранитогнейсы затронуты процессами катаклаза, который выражается в волнистом угасании зерен кварца и их грануляции. Пластические деформации в гранитогнейсах выражены мелкими интрафолиальными складками течения, структурами будинажа, пологими S-образными изгибами кристаллизационной сланцеватости. Зоны хрупко-пластических деформаций охватывают ядро широкими полосами (2–5 км) на северном и южном склонах хребта. Им свойственны динамометаморфизм и синхронные структурные преобразования в условиях сдвигового течения. Тектониты, слагающие эти зоны, в целом аналогичны разновидностям тектонитов Заганского МСС. Минеральная и структурная линейность в тектонитах ориентирована поперек оси поднятия, т.е. имеет северо-западное простирание. Перемещение в зонах хрупко-пластического течения однонаправленное. При этом верхние части условного разреза смещались на юго-восток относительно подстилающих (top-to-southeast). Покров состоит из осадочно-вулканогенных образований карбона и мезозоя, рассеченных разрывными нарушениями сбросового типа. Породы карбона метаморфизованы в фации зеленых сланцев и деформированы. Мезозойские толщи не затронуты процессами метаморфизма и практически не деформированы.

По имеющимся геологическим данным комплексы метаморфических ядер западной ветви Забайкалья прослеживаются в Становую складчатую область. Так, авторами по сумме структурно-геологических признаков было намечено несколько комплексов – Тунгирский, Ненуйский и Гилуйский. В настоящее время появились доказательства наложения раннемелового метаморфизма и гранитоидного магматизма на палеопротерозойские образования в Джугджуро-Становой зоне. Эти явления связываются с закрытием Монголо-Охотского океана и коллизией Амурской континентальной микроплиты с южной частью Сибирского кратона [Larin et al., 2006]. Процесс эксгумации метаморфических комплексов следовал непосредственно за коллизией или частично совмещался с заключительными стадиями коллизии. Такой вывод напрашивается потому, что здесь сближен временной интервал между коллизионным метаморфизмом и началом седиментации раннемеловых толщ во впадинах. Подобная ситуация, вероятно, возникла в результате высокого теплового потока и пониженной вязкости в коллизионном орогене на среднекоровом уровне. Все это могло создать условия для проявления синорогенического коллапса коллизионных сооружений. Из сравнения Становой зоны с Южным Забайкальем видно, что геодинамические ситуации близки, но различаются скоростями протекания тектонических процессов в коллапсе орогена.

В восточной ветви метаморфических ядер наиболее изученным является Цаган-Олуевский МСС, сведения о строении которого были получены из литературных

источников [Синица, 1975]. Цаган-Олуевский комплекс сложен милонитизированными и разгнейсованными гранитоидами и располагается в пределах Нерчинского хребта. С юго-востока к нему примыкает Урулюнгуйская впадина, выполненная преимущественно меловыми толщами. Становление массива произошло в ранней перми (Rb-Sr метод), а формирование комплекса метаморфического ядра, судя по K-Ar датировкам, – в раннем мелу [Синица, Зорин, 1966].

С.М. Синица [1975] относил эту структуру к окаймленным гранитоидным куполам. При этом он указывал на несоответствие транспортировки вещества при принятом механизме становления купола. Движение вещества, по его представлениям, осуществлялось на юго-восток по пологим милонитовым зонам, развитым в юрских терригенных образованиях и в перекрываемых ими гранитах. Сам же процесс перемещения вещества происходил в условиях растяжения, направленного по линии СЗ–ЮВ. Однообразная ориентировка минеральной линейности во всех комплексах, участвующих в строении купола, совпадающая с направлением растяжения и внедрения синтетектонических интрузий гранитоидов, не противоречит представлениям о комплексах метаморфических ядер.

Цаган-Олуевский комплекс метаморфического ядра не единственный в пределах Аргунской зоны. Судя по геологическим материалам, здесь намечаются Западно- и Восточно-Кутомарские комплексы [Мазукабзов и др., 1995], которые находятся на северо-восточном продолжении Цаган-Олуевского МСС. Аналогичные структуры вырисовываются в Кукульбейском, Борщевочном, Урумканском хребтах.

Таким образом, анализ истории развития региона и положения в нем комплексов метаморфических ядер позволяет сделать следующие выводы:

- становление комплексов связано с геодинамическими процессами растяжения, проявившимися на постколлизиионной стадии развития региона;
- комплексы метаморфических ядер и сопряженные с ними рифтовые впадины образуют две ветви – западную (Селенгино-Хилокскую) и восточную (Аргунскую). Первая приурочена к краевой части Палеосибирского континента, а вторая к Аргунскому микроконтиненту. Причины такого избирательного положения ветвей, вероятно, связаны не только с предшествующей историей региона, но и с геодинамическими особенностями, проявившимися при закрытии Монголо-Охотского палеоокеана и последующей коллизии.

5. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПЛЕКСОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР ЗАБАЙКАЛЬЯ

Вопросам возникновения структур Забайкалья уделялось большое внимание, что нашло отражение в создании различных моделей: аркогенеза [Данилович, 1963; Гладков и др., 1967а, 1967б], дейтероорогенеза [Боголепов, 1968], блоковой тектоники [Булнаев и др.,

1975], автономной тектономагматической активизации [Щеглов, 1968; Нагибина, 1967], гранитосводового тектоногенеза [Комаров и др., 1984; Шевченко, 1974]. В последние годы становление позднепалеозойско-мезозойской структуры Забайкалья стали связывать с процессами внутриплитного магматизма и континентального рифтогенеза [Зоненшайн и др., 1990; Гордиенко, Климух, 1995; Казимировский, 1996; и др.] и плюм-тектоники [Yarmolyuk et al., 2000, 2002].

Концепция «комплексов метаморфических ядер» предполагает существование обстановки крупноамплитудного асимметричного растяжения. Геометрия тектонических пластин Заганского и других МСС, а также их пространственные взаимоотношения с раннемеловыми впадинами были уточнены в результате интерпретации магнитных аномалий региона [Zorin et al., 1996; Зорин и др., 1997; Скляр и др., 1997]. Было установлено, что зона детачмента состоит из нескольких тектонических пластин, сложенных гнейсированными гранитоидами, мощностью не более 3.5 км, с пологим погружением под смежную раннемеловую Хилокскую депрессию. Морфология пластин позволяет предполагать значительные смещения между ними с максимальным выдвиганием верхней.

Исходя из вышеприведенных описаний метаморфических ядер, соотношения процессов магматизма, динамометаморфизма и связывая их с растяжением, а также учитывая реальные особенности геологии поднятий и комплементарных им впадин, предлагаем следующую модель образования и эволюции МСС Забайкалья. Принципиальный разрез МСС Забайкалья и комплементарных впадин показан на рис. 14. Для разработки модели формирования комплексов метаморфических ядер Забайкалья были приняты основные положения модели Б. Вернике [Wernicke, 1981].

В средней юре в Юго-Западном Забайкалье начались процессы крупноамплитудного асимметричного растяжения с формированием глубокопроникающего пологого сброса (detachment zone) с юго-восточным погружением. Для самых глубинных уровней этой структуры характерно образование гнейсов или гранитоидов (пластическое течение), а более высокие уровни характеризуются проявлением различных милонитов и ультрамилонитов (хрупко-пластические деформации). Для северо-западного фланга зоны характерно развитие серии крутых листрических сбросов, контролируемых снизу зоной главного срыва. По оценкам давлений, приведенных выше, можно полагать, что породные комплексы, обнажающиеся в современном срезе, находились в это время на глубинах 15–17 км. Данная область, насколько можно судить по Заганскому поднятию и прилегающим территориям, была сложена главным образом интрузивными образованиями верхнепалеозойского возраста. Присутствие фрагментов и блоков более древнего возраста не исключается, однако оснований для их специального выделения в настоящее время нет.

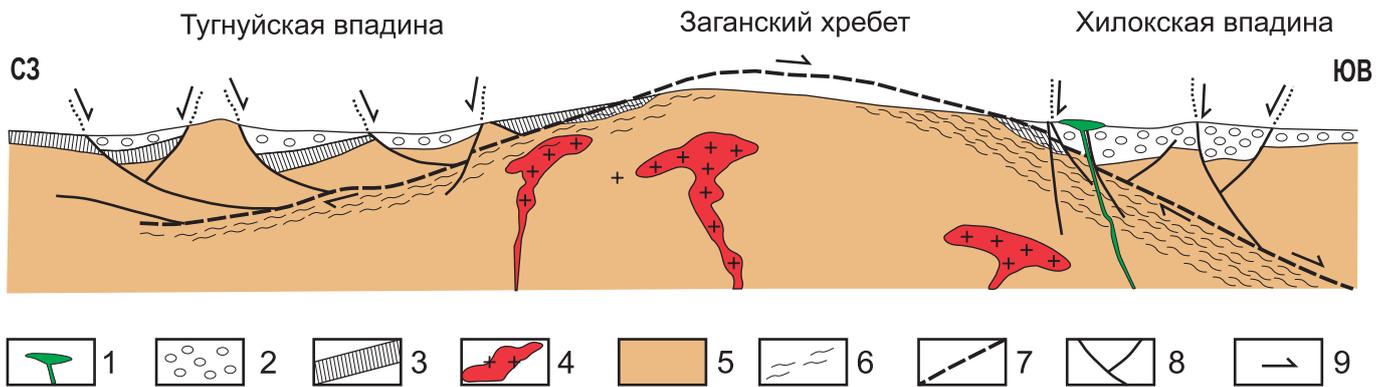


Рис. 14. Модель строения комплексов метаморфических ядер Забайкалья. 1 – кайнозойские базальты; 2 – раннемеловые лавы и осадочные породы; 3 – пермо-триасовые вулканогенные и осадочные породы; 4 – позднеюрские граниты и граносиениты; 5 – образования ранне-позднепалеозойские; 6 – милониты; 7 – детачмент; 8 – разломы; 9 – направление смещений.

Fig. 14. Model showing the pattern of metamorphic cores in the Transbaikalia. 1 – Cenozoic basalts; 2 – Early Cratacious lavas and sedimentary rocks; 3 – Perm-Triassic volcanogenic and sedimentary formations; 4 – Late Jurassic granites and granosyenites; 5 – Early-Late Palaeozoic formations; 6 – mylonites; 7 – detachment; 8 – faults; 9 – direction of displacements.

Инициация процесса растяжения связывается с подъемом мантийного диапира и внедрением базитовых интрузий в нижние горизонты коры, которые, наряду с мантийными флюидами, обеспечили интенсивный прогрев нижних и средних уровней континентальной коры и образование серии очагов плавления. При этом отдельные порции основных магм и кислых выплавок могли прорываться к поверхности, образуя ассоциации, описанные в Тугнуйской впадине [Гордиенко, Климух, 1995] и характерные для начальных стадий растяжения в Провинции Бассейнов и Хребтов [Gans et al., 1989].

Кульминация процессов растяжения и тектоническая экспозиция глубинных породных комплексов предположительно имела место в поздней юре – начале раннего мела. Можно выделить две фазы описываемого процесса. В первую фазу породы были экспонированы в верхние горизонты коры (3 км и выше). При этом выдвигаемая пластина оставалась горячей, судя по оценкам РТ-параметров динамометаморфизма. Продолжающиеся поступления мантийных флюидов и порций базальтовых магм приводили к образованию более крупных очагов кислых магм и контаминации мантийных и коровых выплавок. Однако энергетического импульса было недостаточно для массового поступления контаминированных магм в верхние горизонты коры и обильного вулканизма, как это наблюдается в тектонотипических регионах с высокой степенью растяжения [Cordilleran metamorphic core complexes, 1980; Gans et al., 1989; и др.]. Небольшие проявления дацит-риолитового вулканизма известны только во впадинах, расположенных восточнее [Казимировский, 1996]. В то же время зона главного срыва контролирует проявление синкинематических силлов, от-

меченных в краевых частях Заганского поднятия. Вторая фаза характеризуется изостатическим всплыванием и изгибанием экспонированных ранее пород с образованием близкой к современной геометрии «вала» и окончательным эродированием (уже не тектоническим) верхней тектонической пластины. Именно это время, по мнению авторов, фиксируется в датировках по биотиту К-Аг методом (температура закрытия К-Аг системы в биотитах составляет ~300 °С). Излияние субщелочных и щелочных базальтов нижнемелового возраста Хилокской и других впадин Забайкалья с отчетливыми рифтогенными признаками [Казимировский, 1996] характеризует финальную стадию растяжения и образования современной структуры региона.

6. Выводы

Таким образом, структурно-геологические, петрологические и изотопные данные убедительно показывают, что значительная часть метаморфических образований Забайкалья имеет позднемезозойский возраст. Их формирование происходило в режиме растяжения на среднекоровом уровне и было связано с процессами становления региональных срывов. Проявление этих процессов было обусловлено коллапсом позднемезозойского орогена, который возник в результате раннемезозойских аккреционно-коллизийных событий. Утолщение континентальной коры привело к усилению теплового потока и к повышению пластичности в низах коры. Это предопределило неустойчивость орогена и его растекание, что привело к возникновению регионального растяжения и срывов на среднекоровом уровне. Утонение коры компенсировалось изостатиче-

ским поднятием. Это привело к выводу на поверхность структурно-вещественных комплексов среднекоровых уровней и к формированию комплексов метаморфических ядер с комплементарными им рифтовыми впадинами.

Становление комплексов метаморфических ядер и предшествующих тектонических событий в Забайкалье происходило не синхронно. Намечается тенденция в изменении возраста тектонического экспонирования по простиранию пояса. Анализируя события в пределах Хилокской зоны, видим, что однотипные явления, фиксирующие смену тектонических режимов, проявились не одновременно во всей полосе. Наиболее ранние события, отражающие формирование орогена в юго-западной части, начались в ранней юре, а в северо-восточной части – в средней юре. Подобное явление устанавливается и для начала процесса, связанного с коллапсом орогена. Особенно ярко это отражается в формировании рифтовых впадин. В юго-западной части эти структуры начали формироваться в конце поздней юры, а в северо-восточной – с раннего мела.

Явления, приводящие к возникновению МСС кордильерского типа, свойственны не только мезокайнозойской геологической истории. Фундаментальный характер такой линии развития достаточно очевиден. Уже на ранних этапах исследования ядер стало ясно, что их формирование происходило в режиме растяжения. Появляется все больше данных, свидетельствующих о реализации подобных обстановок в условиях коллапса коллизионных сооружений. Удивительно, но еще в 1984 году, на ранней стадии изучения комплексов метаморфических ядер, П. Коуни и Т. Хармс [Coulau, Harms, 1984] уже ощущали этот генетический аспект. В журнале «Geology» они опубликовали статью со странным для того времени названием «Cordilleran metamorphic complexes: Cenozoic relics of Mesozoic compression» («Кордильерские комплексы метаморфических ядер: кайнозойское растяжение – реликт мезозойского сжатия»). Позднее было убедительно показано, что связь коллизии (и присущего ей сжатия) и возникновения комплексов метаморфических ядер, формирующихся в условиях растяжения, не случайна, а закономерна. На примере трех крупных регионов (Гималаи–Тибет, Кордильеры Северной Америки, Турецко-Иранское плато) видно, что вслед за эпизодами коллизии, хотя и со значительным перерывом во времени, масштабно проявляется «ядерный» тектогенез.

Современные представления позволяют рассматривать такую последовательность как свидетельство постколлизионного коллапса. И действительно, собственно коллизионные события во всех указанных регионах (утолщение коры, метаморфизм, магматизм, складчатые процессы и т.д.) отделены от эпизодов растяжения и формирования метаморфических ядер паузой в 50 млн лет (Кордильеры Северной Америки), 60–70 млн лет (Турецко-Иранское плато), 40–12 млн лет (Гималаи и Тибет). Хотя пример с Гималаями вряд

можно признать удачным (коллизия там еще не закончилась), в целом постколлизионный характер метаморфических ядер достаточно очевиден. Вместе с тем в последние годы быстро нарастает интерес к исследованиям ситуаций синорогенического коллапса коллизионных сооружений, т.е. таких обстановок, когда коллизия еще не закончилась, а распад формирующихся коллизионных систем уже начинается. Опыт показывает, что подобные обстановки отнюдь не экзотичны, а как раз типичны для зон коллизии. Синорогенический распад коллизионных систем может быть описан в рамках различных моделей. Одна из них – модель гравитационного коллапса. Достаточно очевидно, что коллизионные системы (с их аномально мощной корой) гравитационно неустойчивы. Они уничтожаются в режиме растяжения, которое неизбежно приходит на смену коллизионному сжатию и утолщению коры.

Обзор комплексов метаморфических ядер Забайкалья показал, что степень их изученности еще недостаточна для решения и уточнения многих вопросов. В частности, это касается времени и скорости тектонического экспонирования, эволюции комплексов по простиранию. Для этого необходимо провести тщательное изучение и датирование комплексов, которые до настоящего времени выделяются только по структурно-кинематическим критериям. При достижении определенной степени изученности можно будет решать не только региональные задачи, но и теоретические проблемы в области становления комплексов метаморфических ядер.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Работы были выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-01005) и Программы фундаментальных исследований РАН-СО РАН № 9, проект 9.3.

8. ЛИТЕРАТУРА

- Боголепов К.В. О двух типах орогенеза // Геология и геофизика. 1968. № 8. С. 15–26.
- Булнаев К.Б., Доржиев В.С., Очиров Ц.О., Турунхаев В.И. Мезозойская тектоника Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1975. 206 с.
- Геологическая карта Читинской области. М-б 1:500000 / Ред. И.Г. Рутштейн. М.: МПГИТ, 1992.
- Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-б 1:1500000. М.: Мингео СССР, 1983.
- Гладков В.Г., Сизых В.И., Фомин И.Н., Фомина В.А. Формы проявления аркогенного надвига в южной части Заганского хребта (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1967а. № 5. С. 117–122.
- Гладков В.Г., Сизых В.И., Фомин И.Н., Фомина В.А. Аркогенный надвиг в северной части Заганского хребта (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 1967б. № 2. С. 90–94.
- Гордиенко И.В., Климук В.С. Бимодальный вулканизм Тугтунской рифтовой впадины (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1995. № 5. С. 23–37.

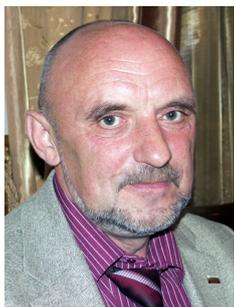
- Гордиенко И.В., Минина О.Р., Хегнер Э., Ситникова В.С. Новые данные по составу и возрасту осадочно-вулканогенных толщ и интрузивов Еравнинского островодужного террейна (Забайкалье) // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. Т. 1. С. 154–158.
- Государственная геологическая карта РФ. М-б 1:1000000. Лист М-50 (Борзя). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 132 с.
- Данилович В.Н. Аркогенный тип надвигов // Геология и геофизика. 1963. № 2. С. 3–11.
- Донская Т.В., Гладкохуб Д.П., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи и геодинамическая обстановка формирования комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта (Юго-Западное Забайкалье) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ЦИК, 2003. С. 153–156.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
- Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Мордвинова В.В. Результаты геолого-геофизических исследований на Восточно-Сибирском трансекте. Статья 2. Строение земной коры и геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса // Отечественная геология. 1997. № 11. С. 49–55.
- Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мордвинова В.В., Кожевников В.М., Хозбаяр П., Томуртоого О., Арвиасбаатар Н., Гао Ш., Дэвис П. Байкало-Монгольский трансект // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 94–110.
- Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н. Новые данные о возрасте проявления вулканизма в Западно-Забайкальской позднемезозойской-кайнозойской вулканической области // Доклады АН. 1995. Т. 345. № 5. С. 648–652.
- Избродин И.А., Рипп Г.С., Дорожкевич А.Г., Саватенков В.М. Возраст и изотопные Sm-Nd данные метаморфизованных высокоглиноземистых пород Западного Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 1. С. 124–125.
- Казимировский М.Э. Геохимия и петрология позднемезозойских рифтогенных магматических пород Забайкалья (Нерча-Ингодинская рифтогенная зона): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1996. 24 с.
- Комаров Ю.В., Копылов Э.Н., Белоголовкин А.А., Петров П.А., Белоголов А.А., Рудых Н.В. Байкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения). Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
- Мазукабзов А.М., Скляров Е.В. Милониты Заганского метаморфического ядра (Западное Забайкалье) // РФФИ в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Иркутск, 1995. Т. 1. С. 92–94.
- Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Зорин Ю.И., Мельников А.И., Донская Т.В., Столповский А.В. Природа гранитогнейсовых валов Забайкалья // РФФИ в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Иркутск, 1995. Т. 1. С. 94–96.
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И., Глебовицкий В.А., Давыдов Г.В. Структура северо-восточной части Агинского массива (Восточное Забайкалье) // Геотектоника. 1973. № 2. С. 72–83.
- Нагибина М.С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией // Геотектоника. 1967. № 4. С. 15–26.
- Несов Л.А., Старков А.И. Меловые позвоночные из Гусиноозерской котловины Забайкалья и их значение для определения возраста и условий образования отложений // Геология и геофизика. 1992. № 6. С. 10–19.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгагов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Парфенов Л.М., Булгагов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 3–15.
- Парфенов Л.М., Попоко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
- Предовский А.А. Реконструкция условия седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Родыгин А.И. Признаки направления смещения при деформации сдвига. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1991. 99 с.
- Родыгин А.И. Динамометаморфические горные породы. Томск: Изд-во Томского ун-та, 2001. 356 с.
- Синица С.М. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск: Наука, 1975. 137 с.
- Синица С.М., Зорин Ю.А. О природе магнитной аномалии над Цаган-Олуевским массивом гнейсированных гранитов // Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. М.: Недра, 1966. С. 230–236.
- Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Доронина Н.А., Шафеев А.А. Заганский комплекс метаморфического ядра (Забайкалье) // Доклады АН. 1994. Т. 339. № 1. С. 83–86.
- Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГТМ, 1997. 182 с.
- Скоблов В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.
- Шевченко В.К. О природе надвигов Юго-Западного Забайкалья // Геотектоника. 1974. № 2. С. 98–103.
- Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Наука, 1968. 180 с.
- Cobbold P., Quinquis H. Development of sheath folds in shear regimes // Journal of Structural Geology. 1980. V. 2. № 1–2. P. 119–126. doi:10.1016/0191-8141(80)90041-3.
- Coney P.J. Cordilleran metamorphic core complexes: an overview // Cordilleran metamorphic core complexes / Eds. M.D. Crittendon, P.J. Coney, G.H. Davis. Geological Society of America Memoir 153. 1980. P. 7–31.
- Coney P.J., Hrams T.A. Cordilleran metamorphic complexes: Cenozoic relics of Mesozoic compression // Geology. 1984. V. 12. № 9. P. 550–554. doi:10.1130/0091-7613(1984)12<550:CMCCCE>2.0.CO;2.
- Cordilleran metamorphic core complexes / Eds. M.D. Crittendon, P.J. Coney, G.H. Davis. Geological Society of America Memoir 153. 1980. 486 p.
- Davis G.H. Structural characteristics of metamorphic core complexes, southern Arizona // Cordilleran metamorphic core complexes / Eds. M.D. Crittendon, P.J. Coney, G.H. Davis. Geological Society of America Memoir 153. 1980. P. 35–78.
- Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.R., Hegner E. Age and evolution of Late Mesozoic metamorphic core complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia // Journal of the Geological Society, London. 2008. V. 165. № 1. P. 405–421. doi:10.1144/0016-76492006-162.
- Gans P.B., Mahood G.A., Schermer E. Synextensional magmatism in the Basin and Range Province; a case study from the Eastern Great Basin. Geological Society of America Special Paper 233. 1989. 53 p.
- Gerya T.V., Perchuk L.L., Triboulet C., Audren C., Sezko A.I. Petrology of the Tumanshet zonal metamorphic complex, Eastern Sayan // Petrology. 1997. V. 5. № 6. P. 503–533.
- Gordienko I.V., Bayanov V.D., Klimuk V.S., Ponomarchuk V.A., Travin A.V. The composition and ³⁹Ar/⁴⁰Ar age of volcanogenic rocks of the Chikoi-Khilok taphrogenic trough in Transbaikalia // Geologiya i geofizika (Russian geology and geophysics). 1999. V. 40. № 4. P. 583–591.
- Gordienko I.V., Kuz'min M.I. Geodynamics and metallogeny of the Mongolo-Transbaikalian region // Geologiya i geofizika (Russian geology and geophysics). 1999. V. 40. № 11. P. 1545–1562.
- Izbrodin I.A., Ripp G.S., Doroshkevich A.G., Sergeev S.A., Matukov

- D.I., Posokhov V.F.* The age of metamorphism of sillimanite-bearing schists at the Kyakhtinskoe deposit (Southwestern Transbaikalia) // Russian Geology and Geophysics. 2010. V. 51. № 2. P. 186–189. doi:10.1016/j.rgg.2009.12.015.
- Larin A.M., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Glebovitsky V.A., Velikoslavinsky S.D., Sorokin A.A., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M., Anisimova I.V.* Early Cretaceous age of regional metamorphism of the Stanovoi group in the Dzhugdzhur-Stanovoi foldbelt: Geodynamic implications // Doklady Earth Sciences. 2006. V. 409. № 1. P. 727–731. doi:10.1134/S1028334X06050102.
- Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Sklyarov E.V., Ponomarchuk V.A., Sal'nikova E.B.* Structure and age of the metamorphic core complex of the Burgutui ridge (Southwestern Transbaikalia region) // Doklady Earth Sciences. 2006. V. 407. № 1. P. 179–183. doi:10.1134/S1028334X06020048.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J.* Microtectonics. Berlin: Springer, 1996. 289 p.
- Ramsay J.G., Huber M.J.* The techniques of modern structural geology. V. 2: Fold and Fractures. London: Academic Press, 1987. 699 p.
- Ruzhentsev S.V., Nekrasov G.E.* Tectonics of the Aga zone, Mongolia-Okhotsk belt // Geotectonics. 2009. V. 43. № 1. P. 34–50. doi:10.1134/S0016852109010038.
- Wernicke B.* Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen // Nature. 1981. V. 291. № 5817. P. 645–648. doi:10.1038/291645a0.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kuz'min M.I.* North Asian superplume activity in the Phanerozoic: magmatism and geodynamics // Geotectonics. 2000. V. 34. № 5. P. 343–366.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Sal'nikova E.B., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A.* Tectono-magmatic zoning, magma sources, and geodynamics of the Early Mesozoic Mongolia-Transbaikalia province // Geotectonics. 2002. V. 36. № 4. P. 293–311.
- Zhao X., Coe R.S., Zhou Y., Wu H., Wang J.* New paleomagnetic result from Northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // Tectonophysics. 1990. V. 181. № 1–4. P. 43–81. doi:10.1016/0040-1951(90)90008-V.
- Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Mordvinova V.V.* The East Siberia transect // International Geology Review. 1995. V. 37. № 2. P. 154–175. doi:10.1080/00206819509465398.
- Zorin Yu.A., Sklyarov E.V., Belichenko V.G., Mazukabzov A.M.* Gneissic arches and Early Cretaceous riftogenesis in the Trans-Baikal region // Doklady Earth Sciences. 1996. V. 349. № 5. P. 752–755.



Мазукабзов Анатолий Муталибович, д.г.-м.н., в.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
✉ e-mail: mazuk@crust.irk.ru

Mazukabzov, Anatoly M., Doctor of Geology and Mineralogy, Lead researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia
✉ e-mail: mazuk@crust.irk.ru



Скляров Евгений Викторович, член-корреспондент РАН, докт. геол.-мин. наук, профессор,
директор института
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. 8(3952)511665; e-mail: skl@crust.irk.ru

Sklyarov, Eugene V., Corresponding Member of RAS, Doctor of Geology and Mineralogy, professor,
Director of the Institute
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia
Tel. 8(3952)511665; e-mail: skl@crust.irk.ru



Донская Татьяна Владимировна, к.г.-м.н., с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: tanlen@crust.irk.ru

Donskaya, Tatiana V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia
e-mail: tanlen@crust.irk.ru



Гладkochуб Дмитрий Петрович, д.г.-м.н., зам. директора по науке
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: dima@crust.irk.ru

Gladkochub, Dmitry P., Doctor of Geology and Mineralogy, Deputy Director
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia
e-mail: dima@crust.irk.ru



Федоровский Валентин Сергеевич, докт. геол.-мин. наук, профессор, г.н.с.
Геологический институт РАН
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия
Тел. 9513020; e-mail: west45@migmail.ru

Fedorovsky, Valentin S., Doctor of Geology and Mineralogy, professor, Chief researcher
Geological Institute of RAS
119017, Moscow, Pyzhevsky Pereulok, 7, Russia
Tel. 9513020; e-mail: west45@migmail.ru