

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНАЯ СТРУКТУРА ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА (южное обрамление Сибирской платформы)

**А.Б. Рябинин, М.М. Буслов, Ф.И. Жимулев, А.В. Травин**

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

Новые геологические, геохронологические и структурные данные свидетельствуют, что в Тункинских Гольцах Восточного Саяна развита покровно-складчатая структура, формирование которой произошло в позднем карбоне—ранней перми. Возраст деформационных событий установлен  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом по синтетоническим слюдам и амфиболам, их структурная и пространственная позиция определена в ориентированных шлифах. На основании геометрического анализа макро- и микроструктур выделяются три этапа образования деформационных структур, последовательно сменяющих друг друга в ходе прогрессивной деформации. Первый, «покровный» (316—310 млн лет), характеризуется формированием пакета надвиговых пластин северной vergentности. В ходе второго, «покровно-складчатого», этапа (305—303 млн лет) пакет надвиговых пластин был смят в складки. Третий, «складчато-сдвиговый» (286 млн лет), проявился в формировании систем крутопадающих сдвигов, по которым клиновидные блоки выдавливались из областей наибольшего сжатия в западном направлении. Все деформационные структуры развивались в обстановке субмеридионального сжатия. Покровообразование в Тункинских Гольцах одновозрастно с формированием главных сдвиговых структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Главного Саянского разлома, Курайской, Северо-Восточной и Иртышской зон смятий и др.) и одновременно с проявлением окраинно-континентальных известково-щелочных и шшонитовых серий (305—278 млн лет), а также щелочных и щелочно-полевошпатовых сиенитов и гранитов (281—278 млн лет) Таримского мантийного плюма в Ангаро-Витимском плутоне, расположенном вблизи и восточнее изученного региона. Таким образом, одновозрастное развитие позднепалеозойских деформационных структур, образований активной окраины и плюмового магматизма территории Южной Сибири может быть связано с глобальными геодинамическими событиями, обусловленными взаимодействием тектонических плит, сформировавших Центрально-Азиатский складчатый пояс.

*Позднепалеозойские покровно-складчатые и сдвиговые деформации, микроструктурный анализ, динамический анализ, Главный Саянский разлом, Восточные Саяны, Сибирская платформа.*

## THE LATE PALEOZOIC FOLD-THRUST STRUCTURE OF THE TUNKA BALD MOUNTAINS, EAST SAYAN (southern framing of the Siberian Platform)

**A.B. Ryabinin, M.M. Buslov, F.I. Zhimulev, and A.V. Travin**

According to the new geological, geochronological, and structural data, the Tunka bald mountains (East Sayan) have a nappe structure, which formed in the Late Carboniferous–Early Permian. The deformations have been dated by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method on the basis of syntectonic micas and amphiboles, whose structural and spatial positions have been determined in oriented thin sections. The geometric analysis of macro- and micro-textures has revealed three development stages of the deformation structures, which followed one another in progressive deformation. The first (thrust-fault) stage (316–310 Ma) comprised a group of north-verging thrust sheets. At the second (fold deformation) stage (305–303 Ma), they were folded. The third (strike-slip fault) stage (286 Ma) comprised high-angle shears, along which V-shaped blocks were squeezed westward from the most compressed areas. All the structures developed under N–S-trending compression. The thrusting in the Tunka bald mountains was coeval with the major shear structures in the eastern Central Asian Fold Belt (Main Sayan Fault, Kurai, Northeastern, and Irtysh crumpled zones, etc.). Also, it was simultaneous with the formation of continent-marginal calc-alkalic and shoshonite series (305–278 Ma) as well as that of the alkali and alkali-feldspar syenites and granites (281–278 Ma) of the Tarim mantle plume in the Angara–Vitim pluton located near and east of the studied region. Thus, the simultaneous development of the Late Paleozoic structures, active-margin structures, and plume magmatism in southern Siberia might have resulted from the global geodynamic events caused by the interaction between the tectonic plates which formed the Central Asian Fold Belt.

*Late Paleozoic folding, thrusting, and shearing, microtextural analysis, dynamic analysis, Main Sayan Fault, East Sayan, Siberian Platform*

## ВВЕДЕНИЕ

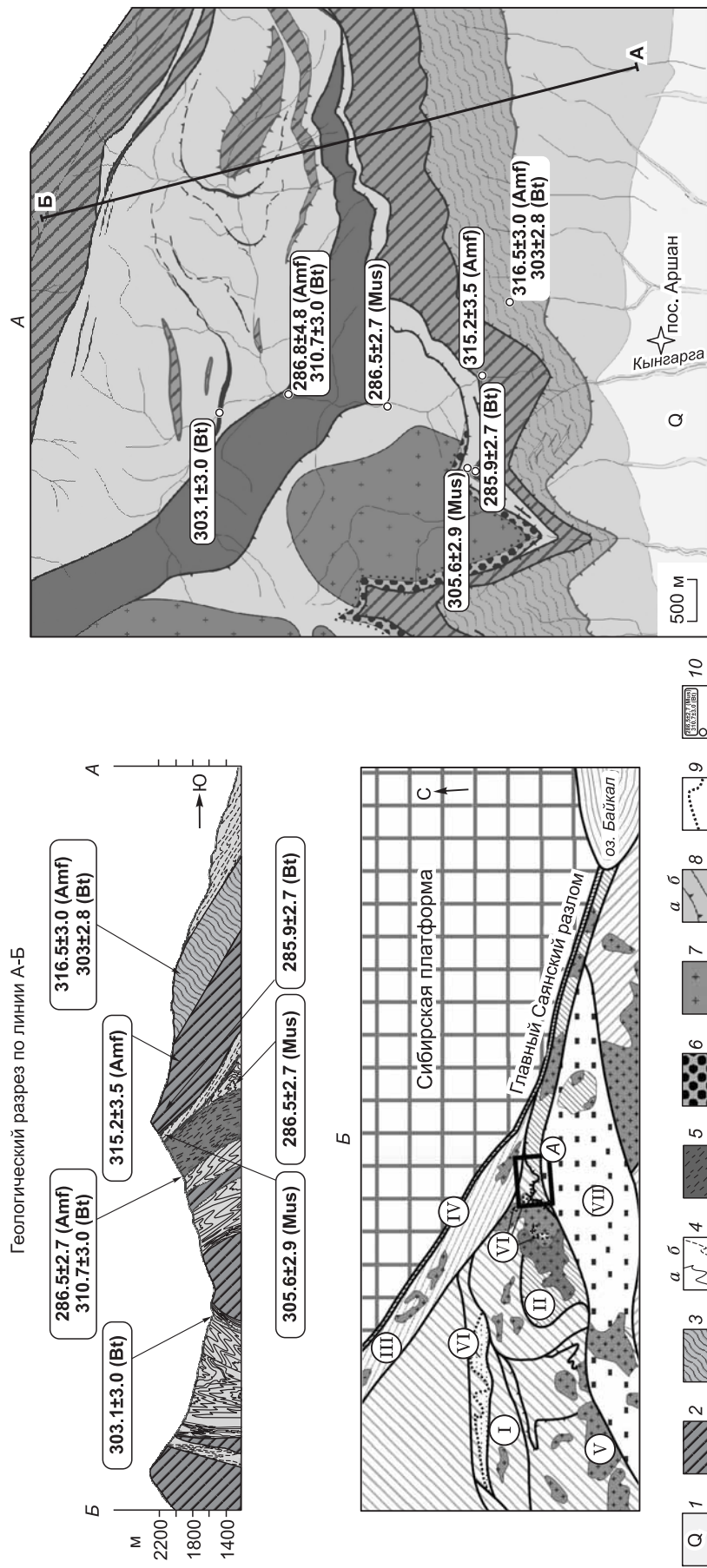
В последние десятилетия в юго-западном складчатом обрамлении Сибирского кратона (Восточный Саян и Прибайкалье) выделены и охарактеризованы раннепалеозойские покровно-складчатая структура [Добрецов, 1985; Боос, 1991], магматические и метаморфические комплексы пород [Котов и др., 1997; Рыцк и др., 2000; Донская и др., 2000; Резницкий и др., 2007; Туркина и др., 2007; Гладкочуб и др., 2010], составляющие Прибайкальский коллизионный пояс. Большинство датировок для породных комплексов Прибайкальского коллизионного метаморфического пояса лежит в диапазоне 500—470 млн лет. Показано, что складчато-покровная структура Восточного Саяна, в том числе его юго-восточной части, выделяемой в Тункинский террейн [Беличенко и др., 2003] или Ильчирскую зону [Федотова, Хаин, 2002], сформировалась в ордовике в результате аккреции Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) к Сибирскому кратону [Беличенко и др., 1994, 2003]. В западной части Тункинских Гольцов верхняя граница раннепалеозойского этапа деформаций и метаморфизма определяется по «сшивающим» гранитам Мункусардыкского массива. Интрузивный контакт массива сечет метаморфическую зональность, что свидетельствует о постметаморфическом внедрении гранитов [Резницкий и др., 2007]. Возраст гранитов, определенный U/Pb методом, составляет  $481 \pm 2$  млн лет, модельный Sm/Nd возраст — 1.8 млрд лет, что указывает на участие в плавлении материала древней континентальной коры, вероятно, принадлежавшей ТММ. Результаты датирования высокометаморфизованных комплексов и постметаморфических интрузивных образований Саяно-Байкальской складчатой области говорят о широком развитии в регионе раннепалеозойских аккреционно-коллизионных комплексов [Добрецов, Буслов, 2007].

Вместе с тем в юго-восточной части Тункинских Гольцов (рис. 1) при проведении среднемасштабных геолого-съёмочных работ были выявлены останцы тектонических покровов, сложенных метаморфическими породами, которые перекрывают красноцветные конгломераты и песчаники сагансайрской свиты, рассматриваемой в качестве орогенной молассы [Бутов и др., 2001]. На основании многочисленных находок отпечатков растений, чешуи рыб, спор и пыльцы растений установлен пермский возраст свиты [Бутов и др., 2001]. Отложения сагансайрской свиты залегают на размытой поверхности микроклиновых гранитов саянского (сархойского или зунмуринаского, по [Вилор и др., 1991]) комплекса. Гранитные массивы саянского комплекса запечатывают складчатую структуру, образованную тектоническими пластинами метатерригенной верхнешумакской и карбонатной горлыкской свитами. Данные свиты рассматриваются как образования осадочного чехла ТММ [Летникова, Гелетий, 2005]. Их возраст определяется как венд-нижнекембрийский [Летникова, Гелетий, 2005; Анисимова и др., 2010]. Таким образом, до накопления сагансайрской свиты была сформирована покровно-складчатая структура, в состав которой входят горлыкская и верхнешумакская свиты, после чего произошло внедрение гранитов саянского комплекса. Затем верхняя часть данного сооружения была эродирована, и на дневную поверхность были выведены запечатывающие структуру гранитные массивы. Отложения сагансайрской свиты в регионе образуют асимметричные, клиновидные мульды, частично перекрытые надвигами северной vergentности (например, Сагансайрская синклираль). Такие взаимоотношения свидетельствуют о двух этапах надвигообразования в Тункинских Гольцах: до- и после накопления отложений сагансайрской свиты.

Позднепалеозойский возраст имеет ряд магматических и метаморфических комплексов Тункинского террейна. По метаморфическим породам Аршанского участка получены возрасты в диапазоне 316—286 млн лет [Буслов и др., 2009]. Позднекарбонный возраст (321—309 млн лет [Савельева и др., 2003]) имеют синтетектонические метасоматиты в зоне Главного Саянского разлома (ГСР), отделяющего Шарьжалгайский выступ Сибирского кратона от комплексов Алтае-Саянской складчатой области (см. рис. 1). В зоне ГСР выявлено несколько генераций гранитных жил, самые древние из них — раннекарбонные ( $353 \pm 1.9$  млн лет, U/Pb), самые молодые — раннепермские ( $278.2 \pm 4.3$  млн лет, U/Pb) [Савельева и др., 2006, 2010]. В центральной части Тункинского террейна проявлен зональный метаморфизм позднекарбонного возраста ( $312 \pm 20$  млн лет [Беличенко и др., 1988]).

Ближний возраст к перечисленным выше объектам имеют граниты Ангаро-Витимского плутона [Цыганков и др., 2007, 2010], в пределах которого выделены гранитоиды окраинно-континентальной известково-щелочной и шшонитовой серий (305—278 млн лет), а также щелочные и щелочно-полевошпатовые сиениты и граниты (281—278 млн лет), являющиеся частью огромной магматической провинции Таримского плюма [Борисенко и др., 2006; Добрецов и др., 2010].

Наблюдаемая структура складчатой области является результатом, по меньшей мере, двух крупных орогенных этапов — раннепалеозойского (поздний кембрий—средний ордовик) и позднепалеозойского (поздний карбон—пермь). Позднепалеозойский этап развития структуры района по возрасту соответствует масштабным проявлениям сдвиговой тектоники в западной части Алтае-Саянской складчатой области [Буслов и др., 2003; Буслов, 2011], а также гранитному магматизму [Цыганков и др., 2007] и метаморфическим событиям [Мазукабзов и др., 2010] в Западном Забайкалье. Если ордовикские события в регионе хорошо изучены и интерпретируются как результат аккреции ТММ и других террейнов к Сибирскому кратону, то масштабы позднепалеозойских деформационных структур, этапы, возраст и условия их формирования на настоящий момент остаются слабоизученными.



**Рис. 1. Геологическое строение Аршанского участка (А) с положением в структуре южного обрамления Сибирской платформы (Б).**

А — 1 — четвертичные отложения; 2 — гнейсы, кристаллические сланцы и гранатовые амфиболиты; 3 — зона меланжа с участком диафторированных плагиогнейсов, кристаллических сланцев, гранатовых амфиболитов и милонитизированных мраморов; 4 — милонитизированные мраморы с телами гранат-биотитовых blastsмилонитов, выветленных (а) и предполагаемых (б); 5 — зеленые сланцы; 6 — позднедевонско-раннекарбонная моласса (сагансайская свита); 7 — позднедевонские микроклиновые граниты и граносиениты; 8 — разрывные нарушения с наклонным положением поверхностей сместителей (а), крутопадающих поверхностей сместителей (б); 9 — стратиграфический контакт; 10 — точки отбора образцов и результаты Ar/Ar датирования. Б — I, II — области развития деформационных комплексов: I — раннепалеозойских, II — позднепалеозойских; III — Кигойкинская позднепалеозойская деформационная зона; IV — зона Главного Саянского разлома; V — позднепалеозойские гранитоиды; VI — позднепалеозойская моласса; VII — Тункинская кайнозойская впадина. Mus — мусковит, Bt — биотит, Amf — амфибол.

Статья посвящена характеристике позднепалеозойских покровно-складчатых и сдвиговых структур Тункинских Гольцов, уточнению возраста этих деформаций, установлению их масштабов и причин проявления. Решение этих задач позволит внести существенный вклад в изучение истории формирования структуры Саяно-Байкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Геологическое строение Тункинских Гольцов Восточного Саяна характеризуется сложной покровно-складчатой структурой, которую слагают преимущественно раннепалеозойские терригенные, вулканогенные и карбонатные породы, метаморфизованные в различной степени [Боос, 1991]. В современной структуре тектонически совмещены слабометаморфизованные комплексы чехла ТММ и высокометаморфизованные аналоги слюдянской и хангарульской серий Хамар-Дабана. По зонам разрывных нарушений наблюдаются динамометаморфические преобразования в условиях регрессивного метаморфизма эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

В результате полевых работ 2006—2009 гг. был детально изучен Аршанский участок Тункинских Гольцов, расположенный в бассейнах рек Кынгарга, Харимта, Архут, Белокопытка. При картировании исследовались деформационные структурные формы метаморфических пород (ориентировки шарниров складок, минеральной и агрегатной полосчатости и линейности), проводился отбор ориентированных образцов метаморфических пород для микроструктурного анализа и Ar-Ar датирования. Для определения кинематики и динамических условий формирования покровно-складчатых структур в восточной части Тункинских Гольцов было проведено детальное структурное изучение внутреннего строения тектонических пластин и динамометаморфических пород вдоль их контактов. На основе анализа макро- и микроструктур и определения кинематики движений устанавливалась ориентировка конечного эллипсоида деформаций и, соответственно, главных нормальных напряжений на момент окончательного образования структуры.

#### МЕТОДИКА СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА СЛОЖНОДИСЛОЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Структурно-вещественные комплексы восточной части Тункинских Гольцов являются типичным примером сложнодислоцированных метаморфических образований, сформировавшихся в результате нескольких этапов деформаций и метаморфизма. В этих условиях возможности традиционных методов геологического картирования (методы пересечения, прослеживания и т.д.) ограничены такими обстоятельствами, как большое количество разрывных нарушений, отсутствие достоверных стратиграфических границ, исчезновение первичных структур горных пород при метаморфизме, невыдержанность горизонтов, пачек и других маркирующих геологических тел по простиранию, интенсивные складчатые деформации. Поэтому для изучения морфологии, ориентировки и условий образования складчатых структур района применялись геометрический, кинематический и динамический анализы, основанные на данных изучения как макро-, так и микроструктур. Подробное описание структурно-геологических методов, использованных в работе, содержится в специальных руководствах и монографиях [Саранчина, 1963; Turner, Weiss, 1963; Лукин и др., 1965; Twiss, Moores, 1992; Passcher, Truw, 1996; Мельников и др., 2001; Родыгин, 2001].

Наиболее распространенным методом обработки структурных данных является **геометрический анализ** на стереопроекции. В работе использовалась равноугольная стереографическая проекция (сетка Вульфа) на верхнюю полусферу. В результате геометрического анализа макроструктур были выделены участки с различными параметрами складчатости — домены складчатой структуры. Анализ пространственных данных на стереопроекции позволил дать количественную характеристику деформационным структурам выбранного участка, например, параметры общей складки, наличие цилиндрических, конических мотивов и т.д.

Для установления условий формирования сложнодислоцированных покровно-складчатых комплексов исследуемого района применялся кинематический и динамический анализы разномасштабных деформационных структур. **Кинематический анализ** предусматривает восстановление направления относительных перемещений при деформации без рассмотрения сил, вызывающих это движение. Решение этой задачи с использованием только макроструктурных данных в интенсивно деформированных комплексах не всегда дает удовлетворительные результаты. В этих условиях для определения знака смещения информацию по макроструктурам необходимо использовать в комплексе с микроструктурными данными, полученными при изучении ориентированных шлифов. В данном случае предметом специального анализа являются внутреннее строение синтетектонических порфиробластов — структуры «снежного кома», шлейфы рекристаллизованного материала, развитые около порфирокластов, смещение частей порфирокластов, «тени давления», «слюдяные рыбки», структуры вальцовки и т.д. Определение знаков смещения должно производиться в сечении, параллельном линейности (особенно минеральной), независимо от оси вращения, поскольку линейность отражает в породе направление деформации.



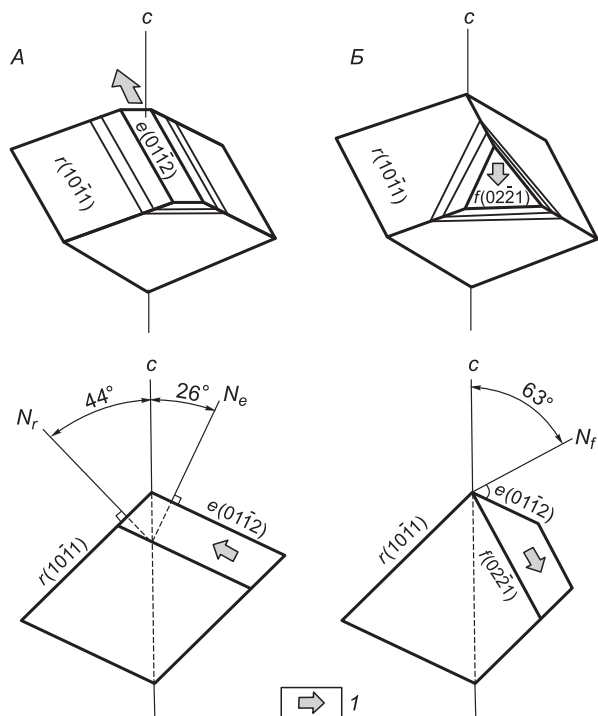
**Динамический анализ** предусматривает восстановление ориентировки сил и главных нормальных напряжений, результатом действия которых является деформация. При этом делалось допущение — в масштабе изучаемых объектов деформация была однородной. Во всех построениях угол между осью сжатия и плоскостями скальвания, т.е. плоскостями максимальных касательных напряжений, принят  $45^\circ$ . Поскольку рассматриваемые горные породы изначально обладали некоторой анизотропией (а угол в общем случае между осью сжатия и плоскостями скальвания не соответствует строго  $45^\circ$ ), то, анализируя результаты, следует говорить об областях сжатия—растяжения, подразумевая некоторую неопределенность положения плоскостей максимальных касательных напряжений. Это определяет погрешность метода.

Под **микроструктурным анализом** понимают, прежде всего, методику изучения горных пород, позволяющую установить в них наличие закономерности ориентировки минералов. В условиях динамической кристаллизации ориентировка ряда породообразующих минералов является наиболее надежным параметром для понимания условий деформации горных пород. Корректное наблюдение данных микроструктур возможно в сечениях, перпендикулярных оси вращения. Соответственно, отбор образца должен производиться перпендикулярно сланцеватости (милонитовой планарности) и параллельно  $a$ -линейности породы [Родыгин, 2001]. В общем случае плоскость шлифа должна быть перпендикулярна оси вращения  $b$  (т.е. лежать в плоскости  $ac$ ).

В работе предметом рассмотрения являлись определенные кристаллографические и кристаллооптические элементы минералов, слагающих породу: спайность, отдельность, трансляционные двойники, структуры изгиба/излома минералов, имеющие статистически закономерное расположение. В процессе деформации в породах осуществляются дифференциальные движения отдельных зерен по отношению друг к другу или деформация самих зерен по плоскостям скольжения либо двойникования, т.е. по определенным плоскостям кристаллических решеток с максимальной ретикулярной плотностью. Общая деформация породы является интегральным результатом этих движений. Все измерения проводились в ориентированных шлифах с использованием теодолитного федоровского столика [Саранчина, 1963].

Из группы пластинчатых минералов наиболее хорошо изучены закономерности тектонической ориентировки мусковита, биотита и хлоритов. Совершенная спайность этих минералов по базопинаккиду  $c(001)$  располагается (в случае деформации простого сдвига) параллельно плоскостям дифференциальных скольжений в породе. Кристаллы слюды, образующиеся в условиях деформации простого сдвига, преимущественно ориентируются таким образом, чтобы положение плоскости спайности  $c(001)$  совпадало с плоскостями максимальных касательных напряжений в области роста. В изученных породах наблюдается достаточное количество кристаллов, характеризующихся волнистым угасанием, изогнутостью и изломами спайности — результат деформации ранее сформированных кристаллов. Ориентировка кинг-бандов, как правило, носит закономерный характер и совпадает с осью  $b$ . Таким образом, измеряя ориентировку листоватых минералов, мы можем фиксировать закономерность распределения ориентировки касательных напряжений в масштабе «минеральный индивид — порода» на момент оформления микроструктуры и говорить о механизмах деформации и типе движений, ее сопровождающих.

Изучение деформированных карбонатных горных пород, а также эксперименты по деформации монокристаллов карбонатов позволили установить деформационную природу полисинтетических двойников, образующихся за счет скольжения по плоскостям различных направлений. Наиболее часто плоскостями трансляционного скольжения в зернах кальцита является плоскость  $e(01\bar{1}2)$ , а в зернах доломита — плоскость  $f(02\bar{2}1)$  (рис. 2). Механическое двойникование зерен кальцита осуществляется по



**Рис. 2. Ориентировка главных кристаллографических плоскостей и направлений двойникового скольжения и угловые соотношения между ними (I) в кристаллах кальцита (А) и доломита (Б).**

$N_e$ ,  $N_r$  и  $N_f$  — нормали к плоскостям  $e(01\bar{1}2)$ ,  $r(10\bar{1}1)$  и  $f(02\bar{2}1)$  соответственно, по [Саранчина, 1963].

плоскости  $e(01\bar{1}2)$  только путем скольжения в направлении короткой диагонали спайного ромбоэдра (в направлении, параллельном оптической оси кристалла). В кальците имеются три такие плоскости, в механическом отношении равнозначные. Как правило, трансляционное скольжение идет одновременно по одной, реже по двум плоскостям. Для решения задач динамического анализа в данной работе нами в ориентированных шлифах с использованием теодолитного федоровского столика изучались массивные мраморы, карбонатные и кварц-карбонатные милониты. При этом определялась ориентировка трансляционных двойников (границ  $e(01\bar{1}2)$  тупого ромбоэдра, по которым происходит дифференциальное скольжение и, соответственно, реализуются касательные напряжения и шарниры изломов двойников, возникающих при прогрессивной деформации. Среднее положение шарниров изломов двойников, как правило, совпадает с осью  $b$ . Исключение составляют ситуации, когда скольжение шло практически одновременно по двум плоскостям, тогда мы имеем разброс ориентировок шарниров изломов двойников, лежащих приблизительно в плоскости  $cb$ . Рассмотренные соотношения относятся к тем случаям, когда деформация протекала в одну стадию. Нередко стадийность деформации фиксируется в наличии разновозрастных двойников, которые могут пересекать и смещать друг друга. В некоторых случаях удается выделять несколько направлений двойниковых плоскостей и, следовательно, говорить об особенностях деформации на различных стадиях формирования структуры.

Для изучения деформаций в амфиболитах была применена методика изучения ориентировки кристаллов амфибола. Измерялись спайность зеленой роговой обманки  $\{110\}$  и отдельность поперек удлинения  $\{001\}$ .

Использование микроструктурных кинематических индикаторов вместе с макроструктурными позволяет определить ориентировку осей конечного эллипсоида деформаций для породы и восстановить ориентировку сил и главных нормальных напряжений, результатом действия которых является деформация породы.

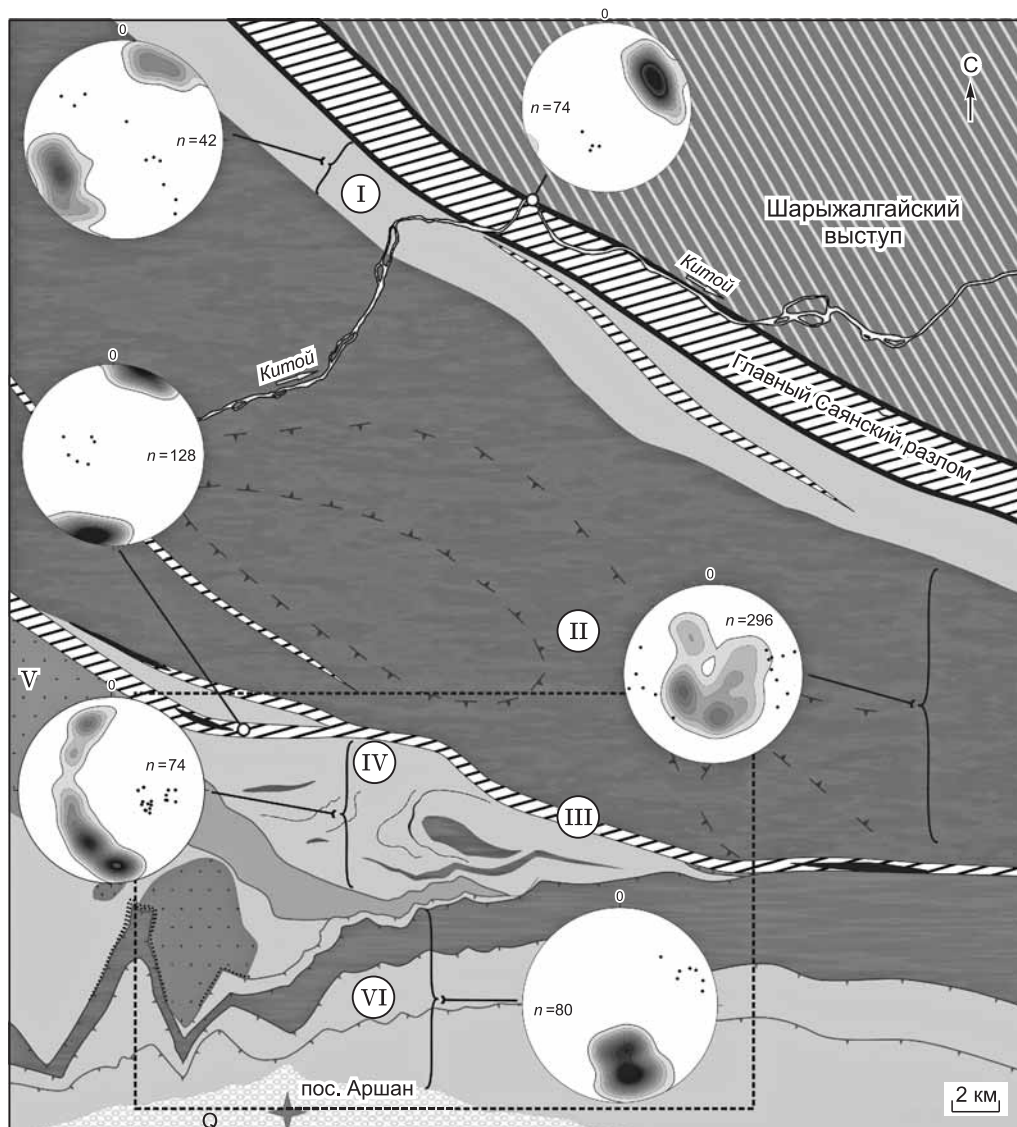
## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА АРШАНСКОГО УЧАСТКА

При картировании изучались деформационные структурные формы метаморфических пород (ориентировки шарниров складок, минеральной и агрегатной полосчатости и линейности). Проводился отбор ориентированных образцов метаморфических пород для микроструктурного анализа и на Ar-Ar датирование. Структурные данные по обнажениям сгруппированы в соответствии с литологией и одинаковой ориентировкой директивных структур. В свою очередь, сходные структурные характеристики групп обнажений послужили основанием для установления нескольких областей — доменов. В структуре района (с севера на юг) выделяются несколько структурно-вещественных доменов (рис. 3). Детально нами были изучены структуры Южно- и Северо-Аршанского доменов и зоны Архутско-Кынгартского разлома, в которых наблюдается наиболее полный набор позднепалеозойских деформационных структур.

### ЮЖНО-АРШАНСКИЙ ДОМЕН

В строении домена принимают участие различные по литологии метаморфические образования: кальцитовые, кальцит-мусковитовые, кальцит, флогопит, диопсидовые мраморы, углисто-карбонатные милониты, метатерригенные зеленые сланцы, мономинеральные, плагиоклазовые, плагиоклаз-биотитовые амфиболиты и основные кристаллосланцы, биотитовые плагиогнейсы (рис. 4).

Геологическую структуру домена можно разделить на ряд тектонических пластин, отличающихся по литологии и отделенных друг от друга зонами разрывных нарушений. На границах тектонических пластин наблюдаются зоны расщепления и катаклаза с появлением новообразованных листоватых минералов — слюды и хлоритов. В северной части домена тектонические пластины надвинуты на немтаморфизованные отложения сагансайрской свиты, представленные красноцветными песчаниками и мелкообломочными конгломератами. На водоразделе рек Зун-Хандагай и Толта, Буготай, Бухота и Кынгарка отложения сагансайрской свиты представлены полимиктовыми конгломератами, гравелитами, красноцветными песчаниками с прослоями вишнево-красных алевролитов (рис. 5, А). Конгломераты залегают на размытой поверхности мраморов с ярко выраженным структурным несогласием (см. рис. 5, В, Г) и общим пологим падением на юг под углом 5—10°. На осадочных породах сагансайрской свиты с тектоническим контактом залегают катаклазированные, хлоритизированные гнейсы, которые слагают несколько тектонических останцов, хорошо выраженных в рельефе (см. рис. 5, В, Д, Е). Тектонический контакт, как правило, закрыт рыхлыми склоновыми отложениями, а приконтактные изменения в осадочных породах выражены, по всей видимости, лишь в нарушении их сплошности. Следов деформаций и метаморфизма осадочных пород не наблюдается, что свидетельствует о приповерхностных условиях образования тектонических покровов. Мощность отложений сагансайрской свиты в указанном районе составляет 40—50 м. На водоразделе рек Бухота, Буготай и Кынгарка отложения сагансайрской свиты



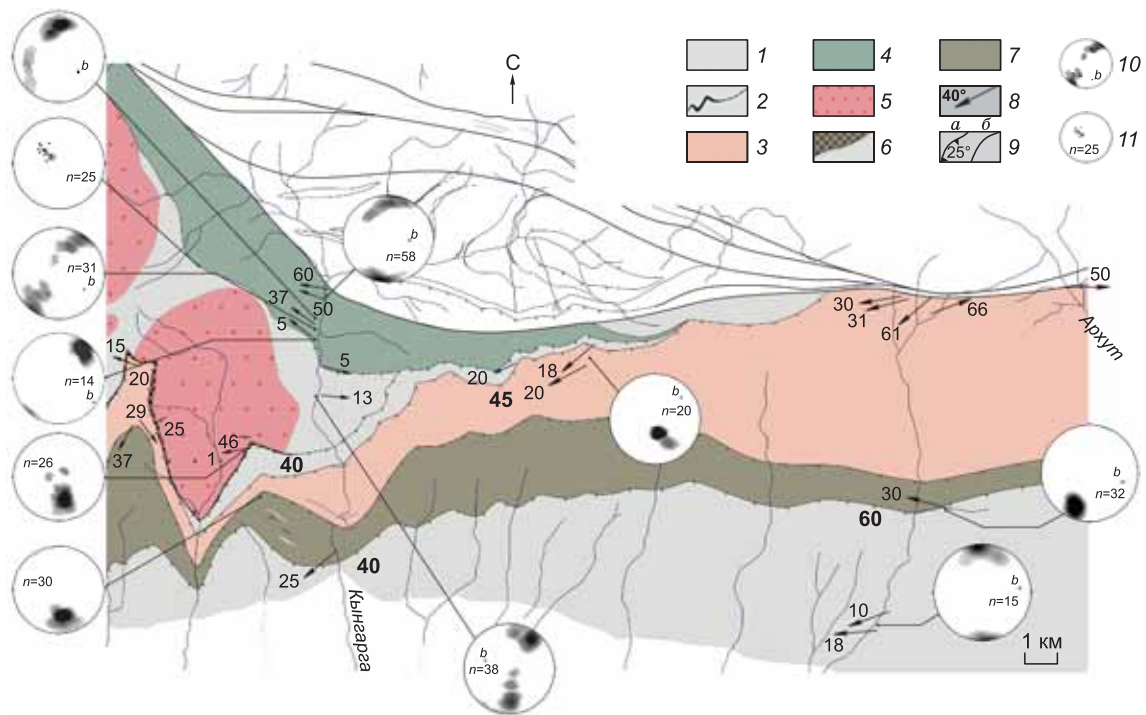
**Рис. 3. Структурно-геологическая схема восточной части Тункинских Гольцов.**

Структурно-вещественные домены: I — Китайский (зона Главного Саянского разлома); II — Белокопыткинский (мраморы, кальцифиры, кварц-карбонатные, углисто-карбонатные милониты); III — Архутский (амфиболиты, гранатовые амфиболиты, субсогласно прорванные гнейсовидными тоналитами-гранодиоритами); IV — зона Архутско-Кынгаргского разлома; V — Северо-Аршанский (мраморы, гранат-слюдяные сланцы, субсогласные тела амфиболитов и биотитовых гнейсов); VI — Южно-Аршанский (амфиболиты, мраморы, кальцифиры, прорванные плагиогранитами-гранодиоритами). На стереограммах изолиниями показано залегание сланцеватости (с шагом изолиний 1%), точками — ориентировка шарниров синхронных складок. Прямоугольником обозначены границы детально изученного Аршанского опорного участка. Условные обозн. см. на рис. 1.

представлены в основном полимиктовыми конгломератами с маломощными прослоями красноватых плохо сортированных грубозернистых песчаников (см. рис. 1; 5, Б). Они с размывом залегают на микроклиновых гранитах с общим падением на юг (аз. пад.  $150 \angle 25^\circ$ ) и, в свою очередь, перекрываются (по тектоническому контакту) рассланцованными хлоритизированными гнейсами. Мощность отложений до 100 м. Вблизи контакта с гнейсами присутствует маломощная зона до 1 м милонитизированных пород сагансайрской свиты. Ниже по разрезу следов деформации пород и метаморфических изменений не наблюдается. Следует отметить, что угол падения слоистости в осадочных породах сагансайрской свиты (так же как и поверхности сместителя для тектонических покровов) увеличивается с запада на восток, что говорит о более поздней деформации тектонических пластин и подстилающих их отложений.

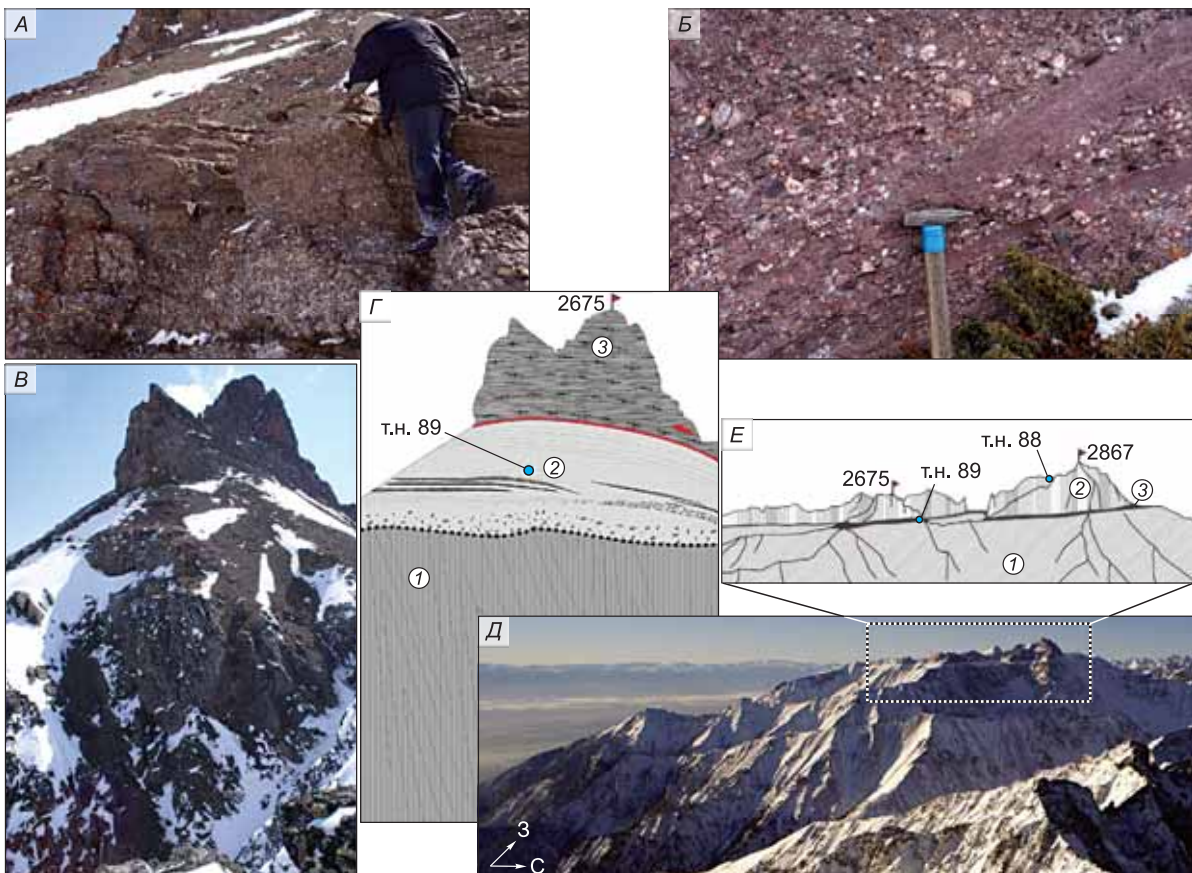
Внутреннее строение пластин характеризуется сложной складчатой структурой. Выделяются складки двух генераций:  $F_1$  (с кинематическим типом послойного течения, рис. 6) и  $F_2$  (складки вязко-





**Рис. 4. Геологическая схема Южно-Аршанского домена.**

1 — мраморы, кальцифиры, кварц-карбонатные, углисто-карбонатные милониты; 2 — маркирующие тела гранат-сланцевых сланцев; 3 — амфиболиты, гранатовые амфиболиты, биотитовые, биотит-амфиболовые плагиогнейсы; 4 — метапелитовые зеленые сланцы; 5 — двухполевошпатовые граниты; 6 — красочетные грубообломочные породы сагансайрской свиты; 7 — диафторитовые зеленые сланцы; 8 — ориентировка шарниров складок; 9 — разломы: *a* — с наклонным, *b* — вертикальным положением поверхности сместителя; 10 — залегание плоскостных элементов сланцеватости, полосчатости на стереограмме, 11 — ориентировка длинных осей деформированных галек.





пластичного излома и складки изгиба в зависимости от литологии и положения в тектоническом разрезе). Для складок  $F_1$  типичны сложные дисгармоничные структуры, часто наблюдаются оторванные замки складок. В породах различного состава доминирует сланцеватость (параллельная крыльям лежащих складок  $F_1$ ), обусловленная в амфиболитах ориентировкой кристаллов амфибола, в мраморах и кальцифирах — ориентировкой кристаллов кальцита и слюд (парагонит, мусковит, флогопит).

Шарниры складок погружаются с углами  $\sim 20^\circ$  на юго-запад. По геометрическим характеристикам складки  $F_1$  относятся к цилиндрическому типу. При этом на стереограммах чаще всего мы наблюдаем не пояс складки по дуге большого круга, а лишь один максимум, отвечающий выходам нормалей крыльев складок и сланцеватости ( $S_1$ ), им параллельной (см. рис. 6).

Складчатые структуры  $F_2$  в зависимости от положения деформируемых пород в составе «пакета» пластин имеют различную морфологию. Формирование этих складок идет на фоне регрессивного метаморфизма фации зеленых сланцев (вплоть до серицитовой подзоны). При этом в хлорит-серицитовых диафторитах по плагиоклазовым амфиболитам образуются складки вязкого излома. Анализ перемещений по синскладчатым разрывам для Южно-Аршанского домена показывает, что при формировании складчатых структур  $F_1$  и  $F_2$  кинематика не менялась.

### МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЮЖНО-АРШАНСКОГО ДОМЕНА

В работе рассмотрены результаты микроструктурного анализа для образцов пород из южной пластины, сложенной мраморами, и из северной амфиболит-гнейсовой (см. рис. 4). Геологическое строение пластины мраморов было изучено по каньонам рек Кынгарга и Харимта. Для обр. Т09003 диопсидового мрамора (Cal, Di, Flog, Qtz) в ориентированном шлифе определялась ориентировка трансляционных двойников (грань  $e$  тупого ромбоэдра, по которой происходит дифференциальное скольжение и, соответственно, реализуются касательные напряжения) и шарниры изломов двойников, возникающих при прогрессивной деформации. Ориентированный образец отбирался перпендикулярно сланцеватости  $S_1$ . На стереограмме (рис. 7, А) нормали к плоскостям двойникования формируют область с максимумом, отвечающим главной поверхности скалывания (аз. пад.  $184 \angle 49^\circ$ ). Шарниры изломов двойников формируют хорошо выраженный максимум ( $b_2$ ) (аз. пад.  $270 \angle 16^\circ$ ), что отвечает положению оси  $b$ . Угол между осью  $c$  и максимумом поверхностей трансляции принимается  $45^\circ$ .

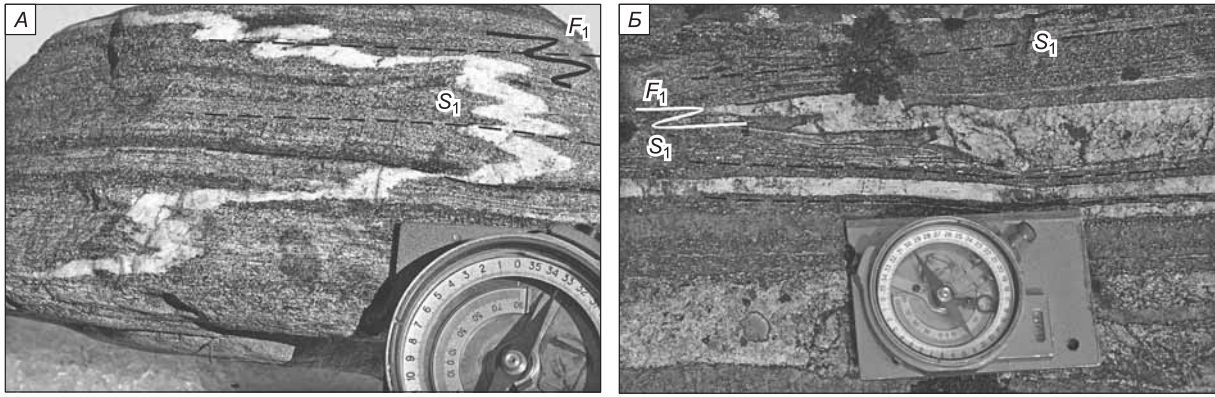
На этом основании (с учетом направления трансляционного скольжения) восстанавливается ориентировка осей конечного эллипсоида деформаций (см. рис. 7). Аналогичная картина наблюдается при изучении ориентировок флогопита в этих породах (см. рис. 7, Б), что свидетельствует о его росте в ходе деформации. Исходя из результатов изучения микроструктуры породы, можно сделать вывод, что мраморы деформировались по механизму простого сдвига в обстановке меридионального субгоризонтального сжатия, в процессе надвигообразования синхронно с формированием макроструктур  $S_1$  и  $F_1$ .

Амфиболит-гнейсовая тектоническая пластина была изучена по каньону р. Кынгарга и на водораздельных гребнях рек Буготай—Бухота и Бухота—Кынгарга. Для обр. Т06031 хлоритизированного биотитового плагиогнейса (Pl, Qtz, Chl, Bt, Ep), отобранного в левом борту каньона р. Кынгарга, в ориентированном шлифе определялась ориентировка хлорита, обуславливающего макроскопически выраженную плоскостную структуру породы (аз. пад.  $180 \angle 30^\circ$ ). Полюса спайности хлорита на стереограмме формируют незамкнутый пояс вращения с ориентировкой оси  $b$  (аз. пад.  $255 \angle 24^\circ$ ). Такая ориентировка кристаллов хлорита обусловлена комбинацией двух плоскостных структур, расположенных под острым ( $\sim 24^\circ$ ) углом друг к другу (рис. 8), по соотношению  $S_1$  и  $S_2$  определяется (в плоскости шлифа) правосторонняя кинематика движения. Это, при восстановлении ориентировки образца относительно горизонтали и стран света, указывает на надвиговый характер перемещений при деформации. Данная микроструктура породы образовалась в ходе деформации простого сдвига в обстановке меридионального субгоризонтального сжатия, в процессе надвигообразования синхронно с образованием макроструктур  $S_2$  и  $F_2$ .

В районе водораздела Буготай—Бухота наблюдается совместное рассланцевание гнейсов и гранатовых амфиболитов с появлением плоскостной структуры  $S_2$ , выполненной серицитом, и образование мелких складок  $F_2$ . Здесь был отобран обр. Ф08217 серицитизированного гнейса (рис. 9). В петроструктурном

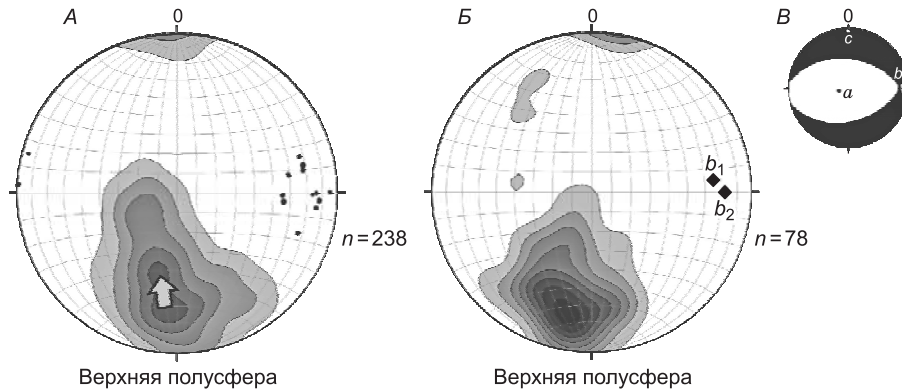
### Рис. 5. Взаимоотношение отложений сагансайрской свиты и покровных тектонических структур.

А — пологое ( $5\text{—}10^\circ$ ) залегание конгломератов и песчаников в верховьях р. Толта; Б — конгломераты и песчаники в районе водораздела Буготай—Бухота (угол падения  $25^\circ$ ); В, Г — фотография и схематический рисунок, иллюстрирующий налегание отложений сагансайрской свиты (2) на деформированный мрамор (1) и положение тектонического останца, сложенного катаклазированными гнейсами (3), красной линией показано положение поверхности сместителя надвига; Д — фотография верховий рек Буготай и Толта, хорошо выражена в рельефе линия надвига; Е — показаны положение автохтона (1), останцы аллохтона (2) и выходы грубообломочных отложений сагансайрской свиты (3).



**Рис. 6.** Соотношения складок  $F_1$  и плоскостной структуры  $S_1$  первого деформационного этапа.

*A* — пегматитовые складки (аплитовая жила) в биотитовых плагиогнейсах, переслаивающихся с амфиболитами; *B* — складки сдвигового течения в мраморах.



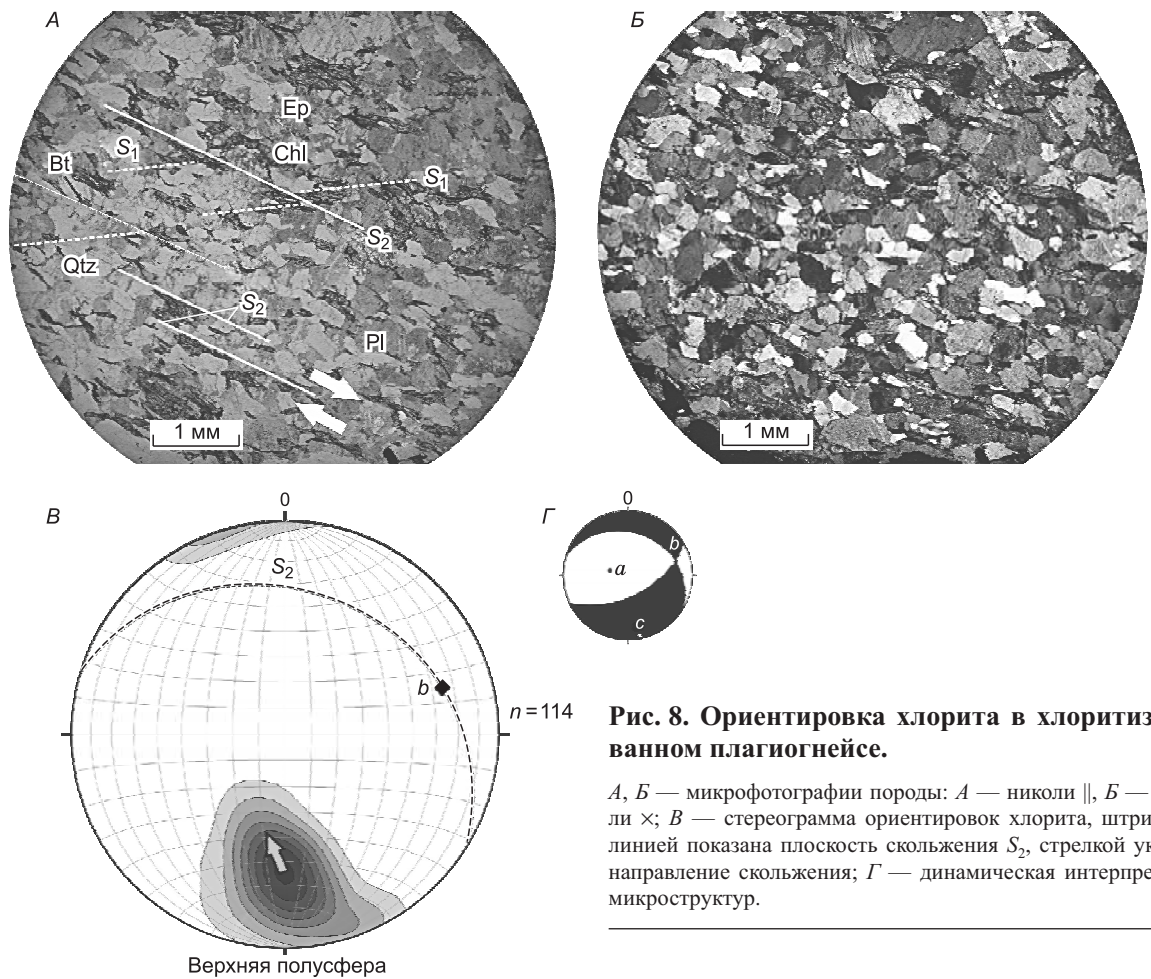
**Рис. 7.** Стереограммы ориентировок трансляционных двойников кальцита  $e(01\bar{1}2)$  (*A*), кристаллов флогопита (спайность) (*B*) и динамическая интерпретация микроструктур (*B*).

*A* — стрелкой показано направление двойникового скольжения, точками обозначены шарниры изломов двойников кристаллов кальцита; *B* —  $b_1$  — ось вращения, полученная по слюдам;  $b_2$  — ось вращения по двойникам кристаллов кальцита; *B* — здесь и далее черным — области сжатия, белым — растяжения.

плане порода характеризуется наличием прерывистого кливажа, домены которого выполнены мелкозернистой слюдой — серицитом. Наблюдается дробление зерен кварца и полевого шпата, их разворот и т.д. Микроструктура породы обуславливает появление макроскопически выраженной сланцеватости  $S_2$ .

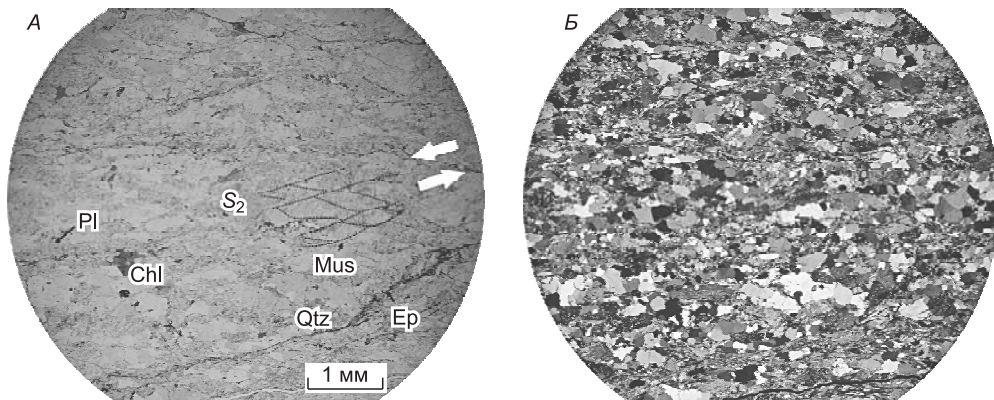
### СЕВЕРО-АРШАНСКИЙ ДОМЕН

В строении Северо-Аршанского структурно-литологического домена принимают участие тектонические пластины: кальцитовые, кальцит-мусковитовые мраморы, кварц-карбонатные и углисто-карбонатные милониты; биотит-амфиболовые плагиогнейсы (рис. 10). Пластины деформированы и смяты в антиформную складку с простиранием шарнирной поверхности в широтном направлении. Уровень метаморфизма пород определяется как переходная зона от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации (по метапелитам). В осевой части структуры выходят хлоритизированные биотитовые плагиогнейсы. На стереограмме ориентировка гнейсовидности и полосчатости формирует пояс складки по дуге малого круга, с залеганием шарнира конической складки (аз. пад.  $255 \angle 20^\circ$ ) (см. рис. 10). Карбонатные породы в ядре антиформы сильно деформированы и представлены как крупнокристаллическими мраморами, так и карбонатными сланцами с мелкими удлиненными кристаллами кальцита. Протолитом для этих пород могли быть известняки и доломиты горлыкской свиты. Внутреннее строение мраморов Северо-Аршанского домена характеризуется сложной складчатой структурой. Выделяются



**Рис. 8. Ориентировка хлорита в хлоритизированном плагиогнейсе.**

*A, B* — микрофотографии породы: *A* — николи ||, *B* — николи  $\times$ ; *B* — стереограмма ориентировок хлорита, штриховой линией показана плоскость скольжения  $S_2$ , стрелкой указано направление скольжения; *G* — динамическая интерпретация микроструктур.

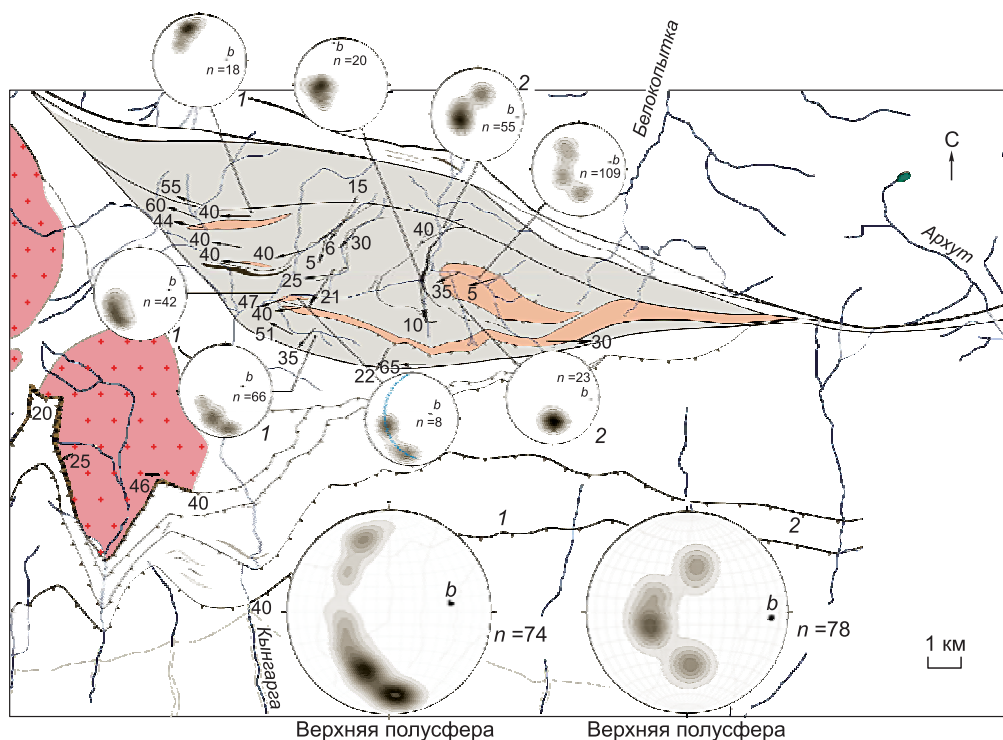


**Рис. 9. Микрофотографии серицитизированного плагиогнейса.**

*A* — николи ||, *B* — николи  $\times$ . Показана структура «обтекания» зерен кварца и полевого шпата агрегатом мелкокристаллического мусковита (сетчатая сланцеватость), дающая макроскопически выраженную плоскость скольжения  $S_2$ , стрелками указано направление скольжения в плоскости шлифа.

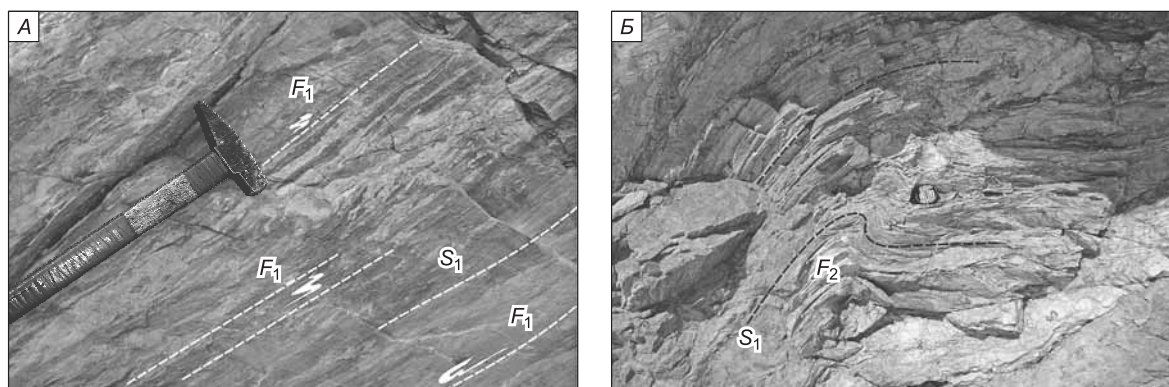
складки двух генераций:  $F_1$  — в виде реликтов изоклиальной складчатой структуры (рис. 11, оторванные замки складок). В обнажениях обычно наблюдается псевдомоноклиальная структура, представленная сланцеватостью  $S_1$  (параллельной крыльям складок  $F_1$ ). Данная плоскостная структура деформирована в крупную антиформную складку  $F_2$  за счет изгиба осевых поверхностей и параллельных им крыльев складок  $F_1$ . На стереограммах (см. рис. 10) полюса сланцеватости для карбонатов образуют





**Рис. 10. Геологическая схема Северо-Аршанского домена.**

Усл. обозн. см. на рис. 4. Выделены сводные стереограммы сланцеватости в мраморах и карбонатных милонитах в западной (1) и восточной (2) частях структуры.



**Рис. 11. Морфология складок  $F_1$  и  $F_2$  в мраморах Северо-Аршанского домена.**

Складчатые структуры  $F_1$  характеризуются высокой степенью дисгармонии.

западной части участка цилиндрическую складку, в восточной — коническую. Падение шарнирной поверхности антиформной складки определяется как аз. пад.  $192 \angle 60^\circ$ .

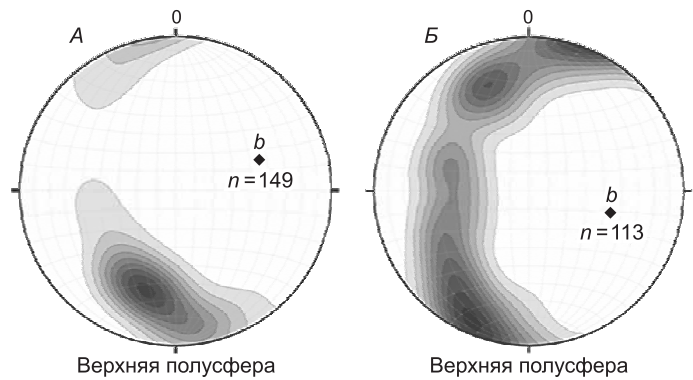
Залегание шарнира антиформы в западной части — аз. пад.  $260 \angle 34^\circ$ , в восточной — аз. пад.  $274 \angle 18^\circ$ . Эти значения хорошо согласуются с ориентировкой шарниров мелких синхронных складок  $F_2$ .

Геометрию залегания сланцеватости в мраморах Северо-Аршанского домена (см. рис. 10) можно интерпретировать либо как периклинальное замыкание цилиндрической антиформы, либо как результат наложенной неоднородной деформации. Исходя из наблюдаемой геологической структуры и ориентировки шарнира, замыкание структуры можно ожидать в западной части, а не в восточной, что противоречит имеющимся наблюдениям. Таким образом, коническая геометрия антиформы в восточной части,

**Рис. 12. Стереограммы ориентировок кристаллов биотита в гнейсах.**

*A* — обр. T08007, *B* — обр. T09001.

скорее всего, является результатом неоднородной деформации цилиндрической структуры. Среди мраморов присутствуют пластообразные тела углеродистых сланцев (Bt, Qtz, ±Grt, ±Mus, ±Graf), которые маркируют складчатую структуру Северо-Аршанского домена (см. рис. 10).

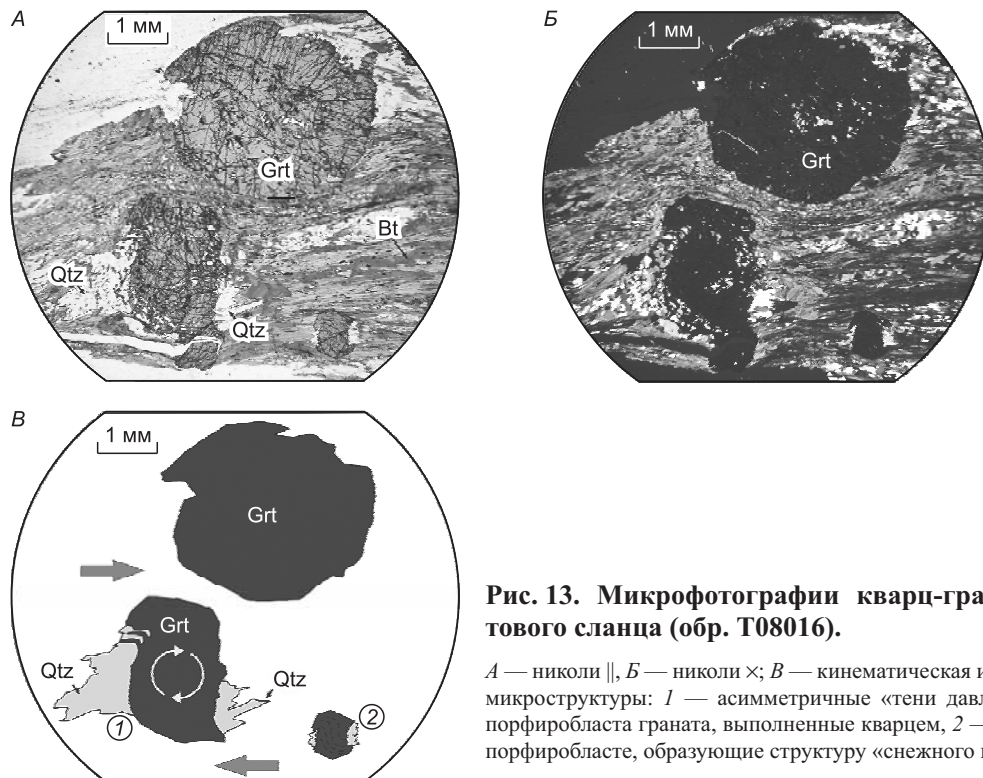


### МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД СЕВЕРО-АРШАНСКОГО ДОМЕНА

В составе Северо-Аршанского домена среди мраморов наблюдаются пластообразные тела (тектонические пластины) биотитовых гнейсов, вовлеченных в складчатую структуру. Данные пластины были изучены в долине р. Кынгарга и в каньонах ее притоков.

Для обр. T08007 биотитового плагиогнейса (Pl, Qtz, Bt, Ep), отобранного в правом борту каньона р. Кынгарга восточнее стрелки правого и левого притоков, в ориентированном шлифе определялась ориентировка слюды (рис. 12, *A*). Распределение выходов нормалей спайности в виде незамкнутого пояса вращения (*b* — тектонит) говорит о наличии в породе нескольких (в данном случае двух расположенных под острым углом друг к другу) систем скалывания. Ось вращения близка к положению шарнира антиформной складки  $F_2$ . Исходя из данной картины, можно сделать вывод о деформации породы по механизму простого сдвига (с элементами вращения вокруг оси с ориентировкой аз. пад.  $250 \angle 41^\circ$ ) синхронно образованию складчатых структур  $F_2$ . Выходы гнейсов приурочены к ядру антиформной структуры.

Похожая картина распределения ориентировок слюды была получена для биотитового плагиогнейса обр. T09001 (Pl, Qtz, Bt, Ep). Тектоническая пластина, из которой был взят ориентированный образец, расположена на северном крыле антиформной складки  $F_2$ . Породы обладают хорошо проявленной агрегатной *b*-линейностью. Она выражена ориентировкой кварц-полевошпатовых стержней ( $\varnothing 1$ —



**Рис. 13. Микрофотографии кварц-гранат-биотитового сланца (обр. T08016).**

*A* — николи ||, *B* — николи  $\times$ ; *B* — кинематическая интерпретация микроструктуры: 1 — асимметричные «тени давления» вокруг порфиробласта граната, выполненные кварцем, 2 — включения в порфиробласте, образующие структуру «снежного кома».

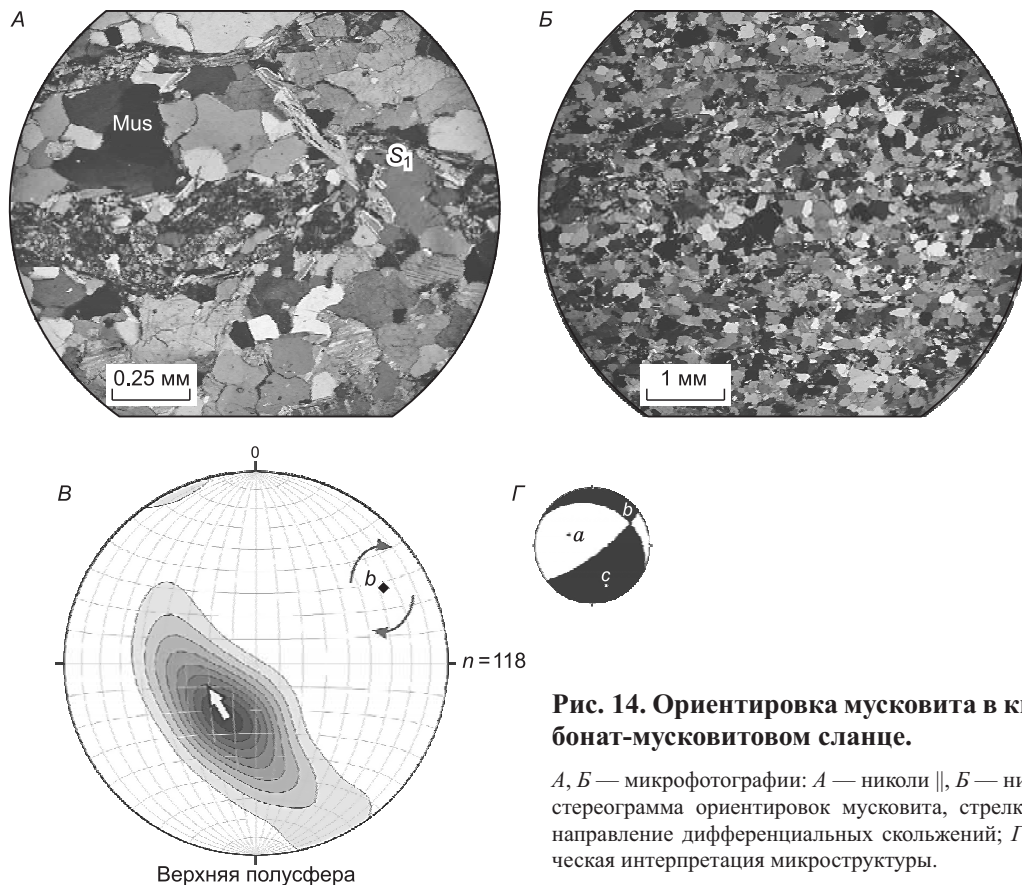
2 мм и удлинением 1/5), окруженных чешуйками слюды. На стереограмме выходы нормалей спайности образуют однородный пояс вращения (см. рис. 12, Б).

Это свидетельствует о большей роли вращательных движений при деформации по сравнению с обр. T08007. Такое различие в анизотропии микроструктуры идентичных по минеральному составу пород обусловлено различным положением данных геологических тел в составе крупной складчатой структуры. По-видимому, образование *b*-поясовых тектонитов связано с деформацией простого сдвига при «межслоевом» проскальзывании синхронно изгибанию пакета тектонических пластин и формированию крупной антиформы  $F_2$ . При этом породы, находящиеся на крыльях структуры, за счет большей амплитуды скольжения испытали, соответственно, большие деформации, чем в ядре. Этим можно объяснить принципиальные микроструктурные различия *b*-тектонитов в разных частях Северо-Аршанского домена.

При изучении пластообразных тел сланцев в мраморах (Bt, Qtz,  $\pm$ Grt,  $\pm$ Mus,  $\pm$ Graf) отмечаются следующие особенности. Кристаллы гранатов в этих породах имеют структуры типа «снежного кома» за счет захвата углистого вещества и чешуек биотита и асимметричные «тени давления», выполненные мелкокристаллическим агрегатом кварца (рис. 13). Это указывает на рост минералов во время деформации с элементами вращения (механизм простого сдвига). Данные микроструктурные наблюдения (наряду с ориентировкой макроструктур в сланцах) могут свидетельствовать о синтетектоническом росте граната и биотита в условиях деформации простого сдвига при межслоевом скольжении синхронно образованию антиформы  $F_2$ .

Для обр. T09053 кварц-карбонат-мусковитового сланца (Qtz, Cal, Mus,  $\pm$ Ep,  $\pm$ Scap), отобранного в левом борту каньона р. Кынгарга в районе слияния правого и левого притоков, в ориентированном образце изучалась ориентировка слюды (мусковита) (рис. 14). В геологическом плане породы расположены на южном крыле крупной антиформной складки  $F_2$ .

Выходы нормалей спайности образуют незамкнутый пояс вращения (*b* — тектонит), что говорит о наличии в породе нескольких (в данном случае двух расположенных под острым углом друг к другу) систем скалывания. Ось вращения близка к положению шарнира антиформной складки  $F_2$ . По микроструктурам типа «слюдяных рыбок» и направлению микросмещений при деформации кристаллов кальцита определяется взбросовая кинематика движений, соответствующая вращению против часовой стрелки вокруг оси *b* при наблюдении в сторону восстания шарнира.



**Рис. 14. Ориентировка мусковита в кварц-карбонат-мусковитовом сланце.**

*A, Б* — микрофотографии: *A* — николи ||, *Б* — николи  $\times$ ; *В* — стереограмма ориентировок мусковита, стрелкой показано направление дифференциальных скольжений; *Г* — динамическая интерпретация микроструктуры.

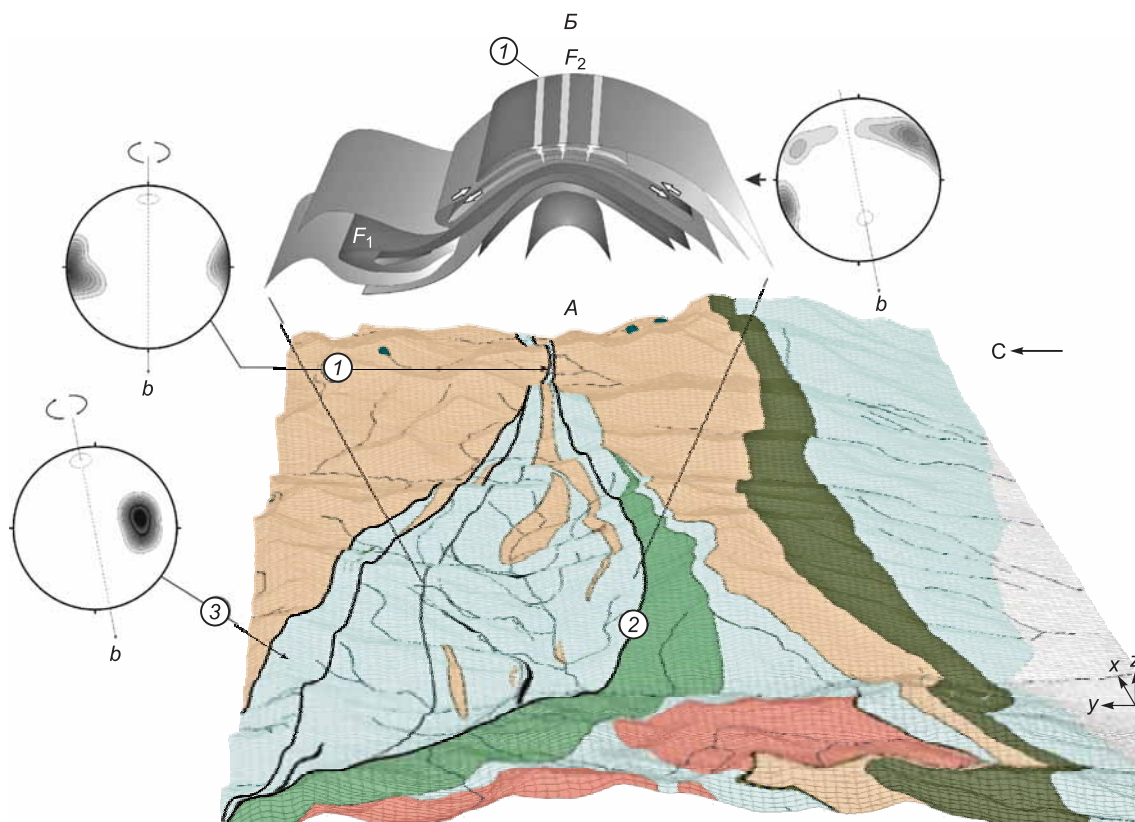


Эти микроструктурные данные могут свидетельствовать о дифференциальных скольжениях, происходящих при формировании антиформы  $F_2$  на ее крыльях. Данные движения неизбежны при образовании крупной складчатой формы с углом между крыльями  $\sim 50^\circ$ , поскольку решить проблему дефицита пространства в ядре и его «избытка» в замке (внешнем ядре) только путем образования микро-, мезоструктур (кливаж, стилолиты в первом случае и трещины растяжения во втором) нельзя. В ходе деформации складчатая структура под действием внешних сил «стремится» перейти от ортогонального типа к подобному путем перераспределения вещества между ядром складки и ее крыльями.

### СДВИГОВЫЕ ЗОНЫ АРШАНСКОГО ОПОРНОГО УЧАСТКА

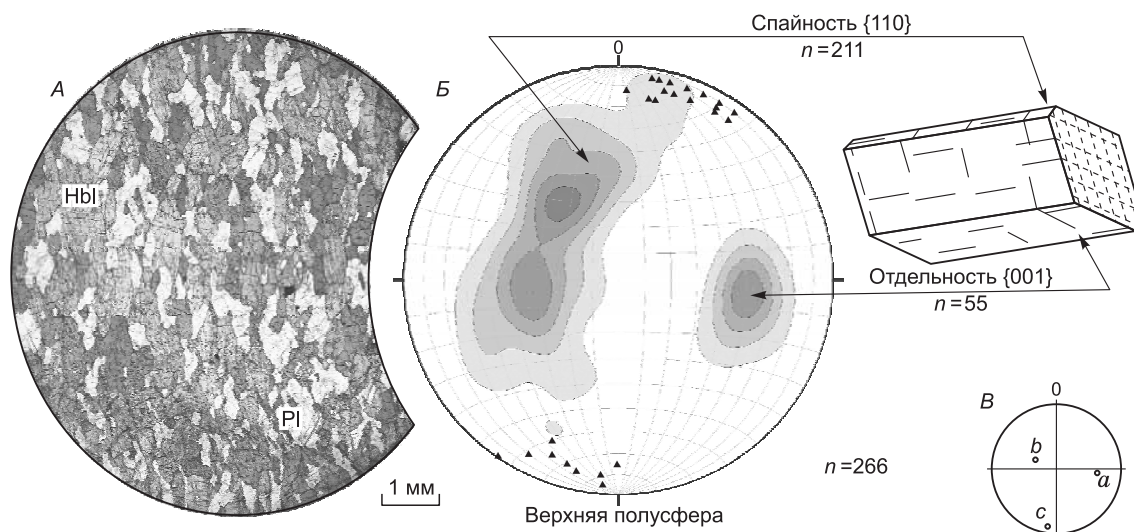
Геологическими границами Северо-Аршанского домена являются сдвиговые разломные зоны. Северный тектонический контакт (рис. 15, цифра 2) находит свое структурное выражение в формировании «веера» шарниров (с увеличением угла их падения по направлению к разлому) в зеленых сланцах, образование сланцеватости  $S_3$  и приразломных складок ( $F_3$ ), последующего роста пойкилитовых кристаллов амфибола в плоскости  $S_3$ . По макро-, микроструктурным данным определяется левосторонняя сдвиговая кинематика разрывного нарушения. В северной части участка, расположенной в водораздельной части хребта, структуры Северо-Аршанского домена «срезаются» сдвиговой зоной Архутско-Кынгаргского разлома (см. рис. 15, цифра 3). Зона разлома прослежена с востока на запад от долины р. Архут до водораздела рек Кынгарга—Фёдюшка. В ней наблюдаются тектонические блоки-пластины, сложенные карбонатными милонитами, катаклазированными микроклиновыми гранитами, плагиогнейсами, амфиболитами и серпентинитами.

Мраморы в зоне разлома интенсивно деформированны. Залегание сланцеватости ( $S_3$ ) в них конформно общему простиранию тектонической зоны со средним значением аз. пад.  $16 \angle 86^\circ$ . Ориентировка гофрировки пород и шарниров мелких складок имеет крутое падение. В карбонатных милонитах присутствуют линзовидные будины мраморов. Основываясь на морфологических характеристиках, дан-



**Рис. 15. 3D визуализированная геологическая карта опорного участка (А) с вынесенной структурной блок-диаграммой Северо-Аршанского домена (Б).**

А — 1 — зоны концентрации гидротермальных жил, приуроченные к замковой части антиформной складки; 2 — сдвиговая зона на границе Северо- и Южно-Аршанского доменов; 3 — зона Архутско-Кынгаргского разлома. Изолиниями на сфере показана плотность выходов нормалей сланцеватости (плоскость проекции приведена к плоскости «псевдо 3D» изображения —  $xz$ ), линией показана ориентировка оси вращения  $b$ . Б — 1 — показано положение сдвиговых зон в складчато-покровной структуре района.



**Рис. 16. Микрофотография амфиболита обр. Т09044 (А); стереограмма ориентировок спайности и отдельности кристаллов амфибола (Б); положение осей конечного эллипсоида деформации на стереограмме (В).**

Треугольниками обозначены полюса макроскопически выраженной сланцеватости.

ный тип структур можно определить как будинаж пластического течения. Это может свидетельствовать об образовании данных структур практически одновременно со складчатостью и метаморфизмом.

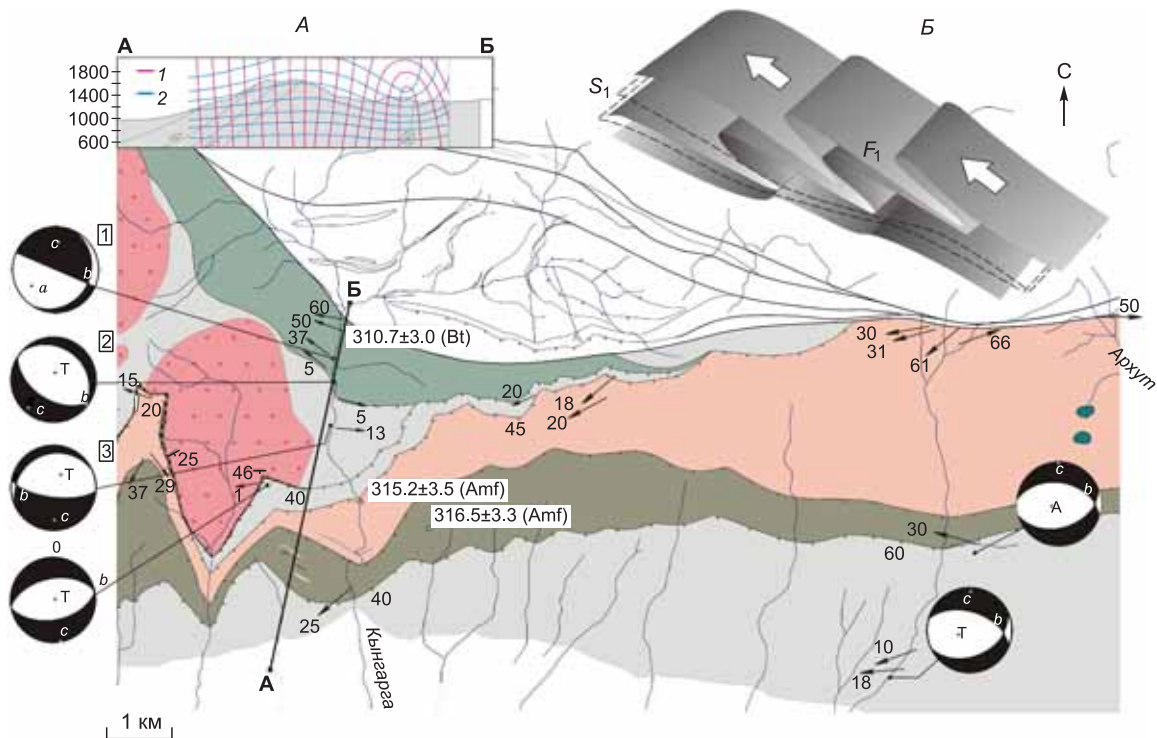
Амфиболиты в зоне разлома представлены плагиоклаз-амфиболовыми и гранат-плагиоклаз-амфиболовыми разновидностями (рис. 16, А). Замеры сланцеватости, обусловленной ориентировкой уплощенных кристаллов амфибола, формируют на стереопроекции компактный ореол со средним значением аз. пад.  $19 \angle 87^\circ$ . На микроуровне породы изучались путем измерения кристаллографических направлений кристаллов амфибола и восстановления по ним преимущественной ориентировки кристаллов в породе. В ориентированных шлифах измерялись спайность зеленовато-синей роговой обманки  $\{110\}$  и отдельность поперек удлинения  $\{001\}$ . На стереограмме точки полюсов спайности рассеиваются в секторе с углом  $\sim 90^\circ$ , образуя при этом два отчетливых максимума (см. рис. 16, Б), которые соответствуют двум направлениям спайности среднестатистического кристалла амфибола. Полюса отдельности на стереограмме формируют один хорошо выраженный максимум. Поскольку полюса спайности формируют сектор, а не пояс вращения, то можно сделать вывод, что линейная ориентировка амфибола является, скорее всего, *a*-линейностью. Ось *c* определяется как нормаль к сланцеватости, а исходя из ориентировки осей *a* и *c*, восстанавливается ориентировка оси *b*.

Гнейсы и плагиограниты в зоне Арухтско-Кынгаргского разлома интенсивно изменены — широко развиты процессы катаклаза и милонитизации с образованием плоскостной директивной структуры  $S_3$ . На стереограмме замеров сланцеватости нормали  $S_3$  образуют компактный ореол с максимумом аз. пад.  $354 \angle 86^\circ$ .

### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР АРШАНСКОГО УЧАСТКА

Данные динамического анализа в комплексе с результатами Ar-Ar датирования синтетектонических минералов (слюд и амфиболов) позволили на примере Аршанского опорного участка создать геодинамическую модель формирования позднепалеозойских покровно-складчатых структур региона.

**Покровный этап (316—310 млн лет).** Деформационные структуры данного этапа лучше всего сохранены и проявлены в Южно-Аршанском домене. В макроструктурном плане это «моноклиально» залегающие тектонические пластины с падением тектонических контактов на юг. Внутренняя структура тектонических пластин характеризуется интенсивной складчатостью сдвигового течения  $F_1$ . Широко проявлены минеральная *a*-линейность, представленная ориентировкой удлинённых кристаллов амфибола, и плоскостная структура  $S_1$ , обусловленная в амфиболитах ориентировкой мелано- и лейкократовых полос, а также уплощенных кристаллов амфибола, в мраморах — ориентировкой сглаженных кристаллов кальцита. В целом образование данных структур происходило в обстановке субмеридионального



**Рис. 17. Геологическая схема Южно-Аршанского домена с вынесенными результатами динамического анализа деформационных макро-, микроструктур для первого этапа формирования деформационной структуры района.**

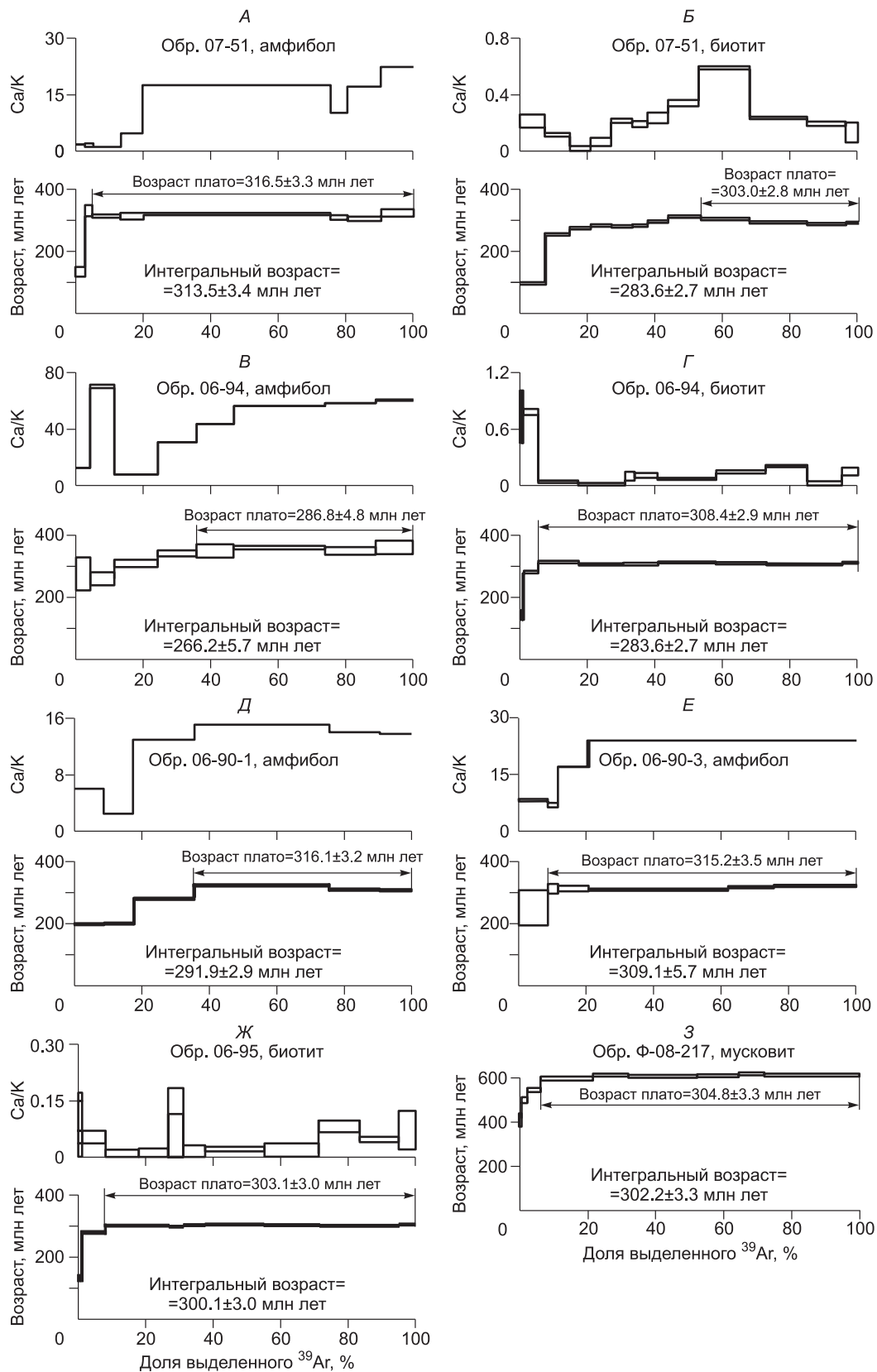
*A* — на разрезе по линии *A—Б* показаны реконструируемые траектории, описывающие площадки нормальных напряжений  $\sigma_3$  (1) и  $\sigma_1$  (2); *B* — блок-диаграмма доминирующих структурных форм. На схему вынесены *Ar/Ar* датировки, полученные по минералам, слагающим микроструктуры данного этапа. Усл. обозн. см. на рис. 4.

сжатия (рис. 17). Результаты динамического анализа для разных пластин очень близки, что говорит о связанных деформациях в макромасштабе. Таким образом, данному этапу свойственны деформации, типичные для обстановок надвигообразования. Процессы деформации, судя по кинематическому типу складок, скорее всего, начинались в условиях амфиболитовой фации. Однако большая часть наблюдаемых минерально-структурных парагенезисов соответствуют эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, что характеризует условия окончательного оформления структур данного этапа. В нашем случае пригодными для датирования являются синтетектонические минералы, образующие соответствующие линейные плоскостные структуры (амфибол и биотит). Амфибол из образцов гранатового (06-90-3) и плагиоклаз-биотитовых (07-51, 06-90-1) амфиболитов дают возрасты  $315.2 \pm 3.5$ ,  $316.5 \pm 3.3$  и  $316.1 \pm 3.2$  млн лет соответственно (рис. 18, возраст плато). Возраст биотита (обр. 06-94), формирующего плоскостную структуру  $S_1$  в пластине зеленых сланцев, составляет  $310.7 \pm 3$  млн лет.

**Покровно-складчатый этап (305—303 млн лет).** Деформационные формы, характеризующие эту стадию формирования покровно-складчатой структуры, широко распространены в пределах опорного участка, однако в наибольшей степени они проявлены в Северо-Аршанском домене. Здесь тектонические пластины различного состава изогнуты в антиформную цилиндрическую складку с углом между крыльями  $\sim 50^\circ$  и шарниром, полого погружающимся ( $20—30^\circ$ ) на запад. Складчатые структуры предыдущего этапа ( $F_1$ ) выделяются лишь в виде реликтов на фоне многочисленных мелких складок  $F_2$ , возникающих при «межслоевом» скольжении синхронно общим изгибовым деформациям. Результаты динамического анализа (рис. 19) позволяют сделать вывод, что ориентировка действующих сил по сравнению с предыдущим этапом (см. рис. 17) практически не изменилась. В качестве отличия можно отметить изменение падения оси вращения и общий ее наклон к западу.

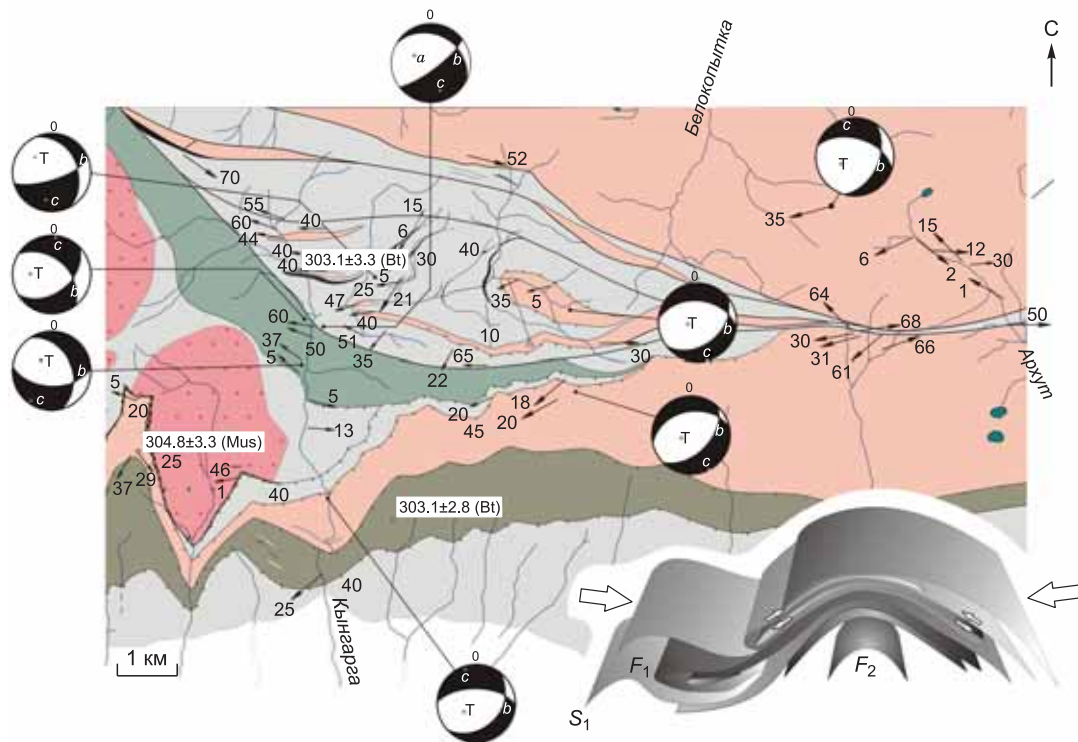
Датирование синтетектонического биотита из кварц-гранат-биотитового сланца (обр. 06-95) в ядре антиформы дало возраст плато  $303.1 \pm 3.0$  млн лет, что соответствует возрасту образования антиформы Северо-Аршанского домена. Процессы деформации проходили в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В Южно-Аршанском домене деформационные структуры второго этапа выражены





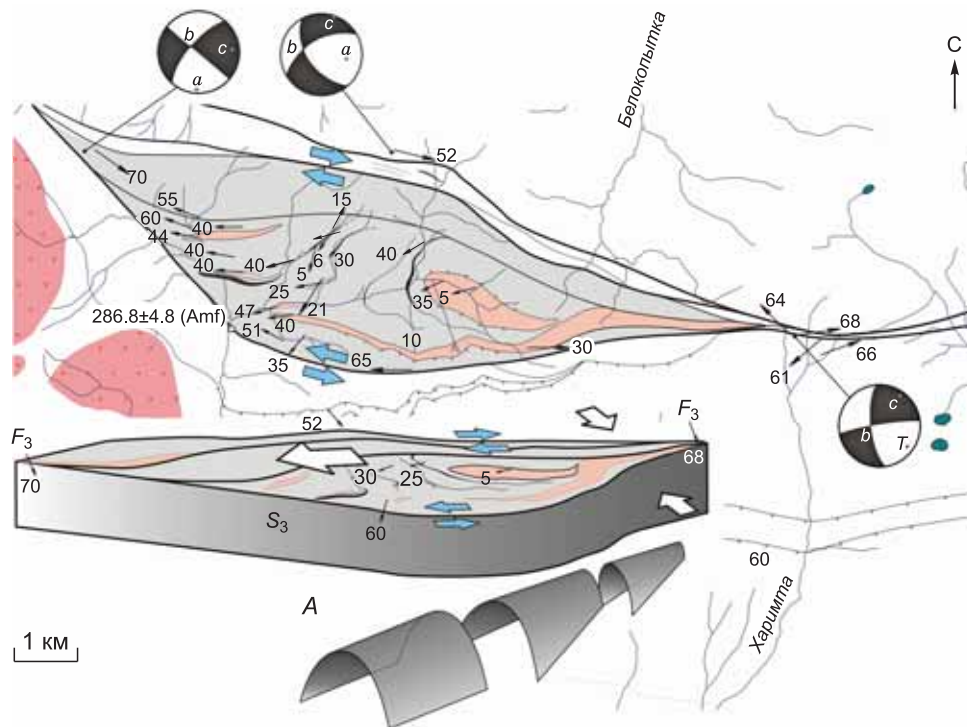
**Рис. 18.** Ar/Ar возрасты, полученные по синтетектоническим минералам из пород Аршанского участка.

А, Г—Е — Ar/Ar спектры минералов, образующих микроструктуры первого (покровного) этапа; Б, Ж, З — Ar/Ar спектры минералов, образующих микроструктуры второго (покровно-складчатого) этапа; В — амфибол, развитый по плоскостям сланцеватости  $S_3$ , сформированной в ходе третьего складчато-сдвигового этапа деформаций.



**Рис. 19. Геологическая схема Аршанского опорного участка с вынесенными результатами динамического анализа для второго этапа формирования деформационной структуры района.**

На схему вынесены  $Ag/Ag$  датировки, полученные по минералам, слагающим микроструктуры данного этапа. На врезке показана блок-диаграмма доминирующих структурных форм. Усл. обозн. см. на рис. 4.



**Рис. 20. Геологическая схема Северо-Аршанского домена с вынесенными результатами динамического анализа для третьего этапа.**

A — блок-диаграмма, показывающая взаимоотношение крупных структурных форм. Усл. обозн. см. на рис. 4.

среднемелкомасштабными складками пластического излома и складками скалывания  $F_2$  и плоскостной структурой  $S_2$ , выполненной слюдами и хлоритами. Датирование мелкозернистого мусковита, находящегося в микроструктурном плане в кливажных доменах  $S_2$  (см. рис. 9), дало возраст плато  $304.8 \pm 3.3$  млн лет (обр. Ф08217). Возраст биотита ( $S_2$ ) из плагиоклаз-биотитового рассланцованного амфиболита (обр. 07-51) составляет  $303.0 \pm 2.8$  млн лет (см. рис. 18).

Структурно-геологические данные, результаты динамического анализа в комплексе с Ar/Ar определениями возраста показывают, что на этом возрастном уровне, на макроуровне происходит потеря устойчивости и концентрация деформации в относительно узкой линейной зоне (в современной структуре Северо-Аршанский домен). Что соответствует переходу от надвигово-покровных структур к покровно-складчатым, в которых сами тектонические пластины вовлечены в процесс складкообразования.

**Складчато-сдвиговый этап (286 млн лет).** Структуры данного этапа локализованы в узких линейных зонах, секущих ранее сформированные структуры. Они характеризуют дальнейшую деформацию рассматриваемых геологических тел по сдвигам различной кинематики. В пределах разломных зон деформации выражены в образовании плоскостной структуры  $S_3$  и складок  $F_3$ . Для данного этапа также типична неоднородная деформация ранее сформированных складчатых структур  $F_1$  и  $F_2$ , в том числе и за пределами собственно зон разломов. Это проявилось в деформировании Северо-Аршанской антиформы с приобретением ею конической геометрии в восточной части. Следует отметить, что данная крупная складчатая структура ограничена разломами сдвиговой кинематики, с севера — зоной Архутско-Кынгартского правостороннего сдвига, с юга — левосторонним сдвигом. Вместе эти факты могут указывать на неоднородную деформацию антиформной складки ( $F_2$ ) и «выжимание» Северо-Аршанского домена в западном направлении по сопряженным разломным зонам право- и левосторонней сдвиговой кинематики (рис. 20). Наблюдаемые вариации ориентировок осей сжатия и растяжения для третьего этапа (см. рис. 20) связаны, в первую очередь, с существенной неоднородностью уже сформированных геологических структур и характеризуют вышеописанный механизм выдавливания тектонических блоков по системам сопряженных разломов. При этом образуются сланцеватость  $S_2$  и складки  $F_3$  с крутым ( $60\text{—}70^\circ$ ) положением шарниров. Датирование амфибола (обр. 6-94), растущего в плоскости  $S_3$ , дает возраст  $286.8 \pm 4.8$  млн лет.

Следует отметить, что формирование всех описанных типов деформационных структур происходило, вероятно, под действием одних и тех же сжимающих сил в интервале 316—286 млн лет. Об этом свидетельствует то, что расположение реконструируемых областей сжатия и растяжения для структур I и II типов практически одинаково (см. рис. 17, 19), а все выделяемые возрастными рубежи (с учетом доверительного интервала) полностью перекрываются.

Результаты изучения структурных форм Аршанского опорного участка позволяют предполагать широкое распространение позднепалеозойских ( $C_3\text{—}P_1$ ) деформационных структур в Юго-Восточном сегменте Саяно-Байкальской складчатой области. Можно предположить, что деформации, в первую очередь, проявились либо вблизи источника сил, к ним приводящих, либо в структурах, являющихся концентраторами напряжений. Примером последних является Главный Саянский разлом, отделяющий краевые выступы фундамента южной части Сибирской платформы от ее складчатого обрамления. Детально изученный нами опорный участок расположен примерно в 20 км к югу от зоны ГСР. Синтектонические гранитоиды в зоне ГСР формировались в диапазоне 353—278 млн лет (U/Pb, Rb/Sr) [Савельева и др., 2006, 2010], а синтектонические метасоматиты — в интервале 321—309 млн лет (Ar/Ar) [Савельева и др., 2003]. Эти даты полностью перекрываются с временным интервалом формирования тектонических покровов для Аршанского опорного участка. Таким образом, образование сдвиговых и надвиговых структур происходило синхронно.

Интересен тот факт, что на сравнительно небольшом расстоянии деформации проходили разными путями: по краевому шву путем сдвига с перемещениями в горизонтальной плоскости ГСР, а южнее главным образом путем образования надвигов и тектонических покровов. Эти факты снимают вопрос о том, какие структуры в данном регионе первичны — надвиговые или сдвиговые. Без привязки к конкретным структурным единицам (блокам, структурным доменам и т.д.), образующим определенную силовую схему, этот вопрос является некорректным. В одних случаях мы будем наблюдать более древние сдвиги и более молодые надвиги, в других наоборот. Следует принимать во внимание неоднородность геологической среды, обусловленной предыдущими этапами тектогенеза (в данном случае каледонским), и, соответственно, многообразие локальных динамических обстановок (силовых схем). Одни и те же сжимающие усилия в определенный момент времени в разных точках будут являться причиной образования разных деформационных структур.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднепалеозойские покровно-складчатые комплексы Тункинских Гольцов являются примером сложнопостроенных структур, возникающих при внутриконтинентальных деформациях.



Классическими областями развития тектонических покровов являются Альпы и Гималаи, так называемые области с «тонкокожей» тектоникой. В этих областях тектонические покровы развиваются по существу однородному субстрату с относительно простой слоистой структурой — осадочным толщам мезозойского и кайнозойского возраста. Методы изучения геологии покровно-складчатых структур такого типа в настоящее время хорошо разработаны и широко применяются для решения прикладных и фундаментальных задач [Santanu et al., 2009].

В то же время многие складчатые сооружения образуются на субстрате, уже испытавшем, по крайней мере, один этап покровообразования и складчатости — области с «толстокожей» тектоникой. Здесь в деформации вовлечен крайне неоднородный субстрат, обладающий сложной анизотропией. Примером покровно-складчатых структур, в строение которых входят ранее образованные деформационные комплексы, являются Тункинские Гольцы. В силу сложности своего строения и разнообразия структурных форм какой-либо универсальной методики их изучения пока не существует. В данной работе на основе методов структурной геологии, микротектоники, радиоизотопного датирования был решен ряд вопросов строения, кинематических и динамических условий формирования позднепалеозойских деформационных структур Тункинских Гольцов. Установленным фактом можно считать практически одновременное развитие надвиговых и сдвиговых структур (образование тектонических покровов на юге и смещение по Главному Саянскому разлому на севере района). Взаимоотношения этих структур, изученные на базе Аршанского участка, могут быть положены в основу рабочей модели при изучении широко развитых надвиговых и сдвиговых разломных структур юго-западного складчатого обрамления Сибирского кратона. Покровообразование в Тункинских Гольцах одновозрастно с формированием главных сдвиговых структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Главного Саянского разлома, Курайской, Северо-Восточной и Иртышской зон смятий и др.) [Буслов, 2011] и одновременно с проявлением окраинно-континентальных известково-щелочных и шохонитовых серий (305—278 млн лет), а также щелочных и щелочно-полевошпатовых сиенитов и гранитов (281—278 млн лет) Таримского мантийного плюма в Ангаро-Витимском плутоне [Борисенко и др., 2006; Добрецов и др., 2010; Цыганков и др., 2010], расположенном вблизи и восточнее изученного региона. Таким образом, одновозрастное развитие позднепалеозойских деформационных структур, образований активной окраины и плюмового магматизма территории Южной Сибири может быть связано с глобальными геодинамическими событиями, обусловленными взаимодействием тектонических плит, сформировавших Центрально-Азиатский складчатый пояс.

В основу статьи положены материалы диссертации, подготовленной к защите А.Б. Рябининым, трагически погибшим 7 января 2010 г. в районе перевала Иванникова Тункинских Гольцов. Ему накануне исполнилось только 26 лет. Александр Рябинин был добрым, отзывчивым и увлеченным человеком, беззаветно любившим горы, их красоту и геологические тайны, часть которых он успел раскрыть.

Работа выполнена при поддержке проекта ОНЗ-9.2 «Формирование и переработка континентальной коры на конвергентных границах плит (аккреционно-коллизонные системы)».

#### ЛИТЕРАТУРА

**Анисимова С.А., Гелетий Н.К., Бараш И.Г.** Биофациальная характеристика осадочного чехла восточной окраины Тувино-Монгольского микроконтинента // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск, 2010, с. 19—20.

**Беличенко В.Г., Боос Р.Г., Колосницина Т.Н., Лепин В.С., Солодянкина В.Н., Снытко А.В.** Новые данные о возрасте метаморфической серии Тункинских Гольцов (Восточный Саян) // Докл. АН СССР, 1988, т. 301, № 2, с. 402—405.

**Беличенко В.Г., Складчиков Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О.** Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 29—40.

**Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г.** Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 554—565.

**Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А.** Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлениями плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.

**Боос Р.Г.** Палеозой Тункинских Гольцов Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1991, 143 с.

**Буслов М.М.** Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.

**Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фуджигара И., Ивата К., Де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А.** Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

**Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В.** Проявление позднекарбонново-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Докл. РАН, 2009, т. 428, № 4, с. 496—499.

**Бутов Ю.П., Минина О.Р., Неберикутина Л.М., Трегуб Т.Ф., Катюха Ю.П.** Сагансайрская свита — эталон позднепалеозойско-мезозойской молассы Бурятского Восточного Саяна // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология, 2001, № 12, с. 87—101.

**Вилор Н.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И.** Эндогенные формации восточной части Тункинских Гольцов (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 1991 (7), с. 17—26.

**Геология и метаморфизм Восточного Саяна** / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск, Наука, 1988, 190 с.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А.** Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 571—588.

**Добрецов Н.Л.** Модель покровной тектоники Восточного Саяна // Геотектоника, 1985, № 1, с. 39—50.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

**Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

**Донская Т.В., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г.** Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН, 2000, т. 374, № 1, с. 79—84.

**Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г.** О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1997, т. 5, № 4, с. 380—393.

**Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К.** Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Литология и полезные ископаемые, 2005, № 2, с. 192—204.

**Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарв И.П.** Микроструктурный анализ. М., Наука, 1965, 123 с.

**Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П.** Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 615—628.

**Мельников А.И., Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Сизых А.И., Бараш И.Г.** Методы структурного анализа полиметаморфических комплексов. М., Интернет Инжиниринг, 2001, 160 с.

**Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г., Беличенко В.Г., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Ковач В.П.** Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2007, т. 414, № 4, с. 79—83.

**Родыгин А.И.** Динамометаморфические породы. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 2001, 356 с.

**Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Скопинцев В.Г., Котов А.Б., Гусев Ю.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.** О верхней возрастной границе окинской серии (Восточный Саян) // Докл. РАН, 2000, т. 374, № 1, с. 84—87.

**Савельева В.Б., Травин А.В., Зырянов А.С.** <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar датирование метасоматитов в зонах глубоких разломов краевого шва Сибирской платформы // Докл. РАН, 2003, т. 391, № 4, с. 523—526.

**Савельева В.Б., Костицын Ю.А., Травин А.В., Пономарчук В.А., Мощенко А.С.** Геохимия и Rb-Sr возраст графитсодержащих гранитоидов юго-восточной части Главного Саянского разлома // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (2), с. 216—231.

**Савельева В.Б., Ларионов А.Н., Травин А.В., Базарова Е.П.** Возраст и геодинамическая позиция гранитоидов юго-восточной части Главного Саянского разлома // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. Иркутск, 2010, с. 64—66.

**Саранчина Г.М.** Федоровский метод. Л., Изд-во Ленин. ун-та, 1963, 150 с.

**Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., Травин А.В.** Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизионных событий // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 80—92.

**Федотова А.А., Хаин Е.В.** Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М., Научный мир, 2002, 176 с.

**Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А.** Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.

**Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А.** Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1249—1276.

**Passcher C.W., Truw R.A.J.** Microtectonics. Berlin, Springer, 1996, 289 p.

**Santanu B., Nibir M., Dilip K.M., Premanand M.** An unstable kinematic state of the Himalayan tectonic wedge: evidence from experimental thrust-spacing patterns // J. Struct. Geol., 2009, v. 31, p. 83—91.

**Turner F.J., Weiss L.E.** Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, McGraw-Hill, 1963, 546 p.

**Twiss R.J., Moores E.M.** Structural geology. New York, W.H. Freeman and Company, 1992, 532 p.

*Поступила в редакцию  
11 апреля 2011 г.*