

*Посвящается преподавателям ГГФ НГУ,  
Сашиным сокурсникам и его студентам*



ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ  
им. В.С. СОБОЛЕВА СО РАН

**А.Б. РЯБИНИН**

**ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРА  
ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА  
(ТУНКИНСКИЕ ГОЛЬЦЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА)**

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук *А.И. Мельников*  
доктор геолого-минералогических наук *В.С. Федоровский*  
доктор геолого-минералогических наук *М.М. Буслов*



НОВОСИБИРСК  
ИЗДАТЕЛЬСТВО СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

2012

УДК 551.3  
ББК 26.3  
Р 98

**Рябинин, А.Б.**

Позднепалеозойская покровно-складчатая структура юго-западного обрамления Сибирского кратона (Тункинские гольцы Восточного Саяна) / А.Б. Рябинин, отв. ред. А.И. Мельников, В.С. Федоровский, М.М. Буслов; Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2012. – 98 с.

В книге рассматриваются покровно-складчатые структуры Тункинских гольцов Юго-Восточного Саяна. Установлено широкое распространение позднепалеозойских (С–Р) покровно-складчатых и сдвиговых деформационных структур, наложенных на раннепалеозойские деформационно-метаморфические комплексы. Проведен анализ морфологии, механизмов образования складчатых и разрывных дислокаций в пределах рассматриваемого района. Впервые для этого региона на основе комплексного макро- и микроструктурного анализа деформационных форм определена кинематика и динамические условия их формирования. На основе этих результатов в комплексе с данными радиоизотопного датирования синтетонических минералов построена геодинамическая модель развития позднепалеозойских деформационных форм восточной части Тункинских гольцов.

Для специалистов в области тектоники и структурной геологии метаморфических комплексов, аспирантов и студентов геологических специальностей вузов.

Рецензенты:

член-корреспондент РАН *В.В. Скляр*  
кандидат геолого-минералогических наук *С.В. Зиновьев*  
кандидат геолого-минералогических наук *С.А. Каргополов*

*Рекомендована к печати Ученым советом  
Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Александр Рябинин. Улыбчивый, спокойный, корректный в общении со сверстниками, а тем более с преподавателями и старшими коллегами. И вместе с тем неуступчивый, не взирая на статус оппонентов, в тех вопросах, которые он считал принципиальными. Мне довелось учить Александра нескольким базовым предметам как на младших курсах бакалавратуры, так и в магистратуре ГГФ НГУ. Кроме того, курировать и консультировать его исследовательскую деятельность по ГИС и ДЗ в рамках курсовых, дипломных работ и нескольких грантов. Поэтому я был свидетелем того, как Александр эволюционировал от подающего надежды старательного и способного студента до состоявшегося молодого специалиста, трудолюбивого и нацеленного на реальные научные достижения. И вместе с тем сохранялась неизменной специфическая черта характера этого молодого человека – серьезно-ответственное отношение к себе, к окружающим и к ДЕЛУ. Он серьезно учился, серьезно работал и серьезно учил. Последнее особенно примечательно и стоит отдельной констатации.

Современные социальные приоритеты мотивируют студентов и молодых специалистов на повышение своего квалификационного уровня в расчете на преимущества при «розыгрыше» бонусов и при получении престижных рабочих мест с гарантированно высокой заработной платой. В конкурентной погоне за такими бонусами у современной научной молодежи нередко теряется интерес к реальному **постижению природы** ради конъюнктурных номинаций, которые нередко можно ВЫИГРАТЬ, следуя путем «наибольшей адаптации к научно-социальной среде», а если проще, то путем наибольшей научно-социальной **лояльности**. При таком подходе к научной жизнедеятельности зачастую становится нерентабельным безвозмездно делиться своим опытом с коллегами по работе, которых следует рассматривать как потенциальных конкурентов в борьбе за получение статусных преимуществ.

Саша не был скупым в профессиональном аспекте. Вопросы социально-научной рентабельности не являлись его жизненным приоритетом. Он помогал младшекурсникам в постижении базовых курсов минералогии, петрографии, общей геологии, не заморачиваясь размышлениями о том, насколько трудозатратна и неприбыльна эта работа лично для него. Преподавал на полевых учебных практиках с интересом и ответственностью, которые отмечали как студенты, так и преподаватели. Будучи уже не студентом, но молодым специалистом, щедро делился с коллегами профессиональными навыками и знаниями. И при этом у него сохранялось неизменным стремление – не останавливаться на достигнутом, но познавать подлинную геологическую реальность все более адекватно и целостно, используя новейшие технологии.

ГИС-технологии – это всего лишь инструментарий для решения геологических задач, но вместе с тем это и методология научного исследования. Невозможно получить реальный результат лишь на базовых знаниях геоинформатики, не обладая геологической культурой. Александру Рябину удавалось совместить геоинформатику и геологию для получения и интерпретации нового научного знания. И еще. Геология – это не только профессиональная СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ, но и определенные качества человека, четверть своего календарного года проводящего в экспедиционных условиях. Здесь уже необходимы навыки, которые не подпадают под перечень аудиторных квалификационных знаний и умений. В ходе общения с коллегами-преподавателями мы нередко отмечали, что Александр обладал редкостным качеством для «современного» молодого специалиста – уважением и благодарностью к тем, кто приложил труд к тому, чтобы он из ученика проэволюционировал до статуса мастера (реальные должности и звания учителей не имели при этом значения). После каждого полевого сезона он совершал своеобразное паломничество по тем старшим товарищам, кто учил его адекватному отношению к подлинной геологической реальности. Приносил «подарки» в виде редкостных фотографий геологических объектов по специализации конкретного преподавателя, обсуждал животрепещущие вопросы геологической науки. Саша умел быть благодарным к своим старшим коллегам и бескорыстным дарителем знаний младшим. Что можно еще сказать в предисловии к его книге? Нам не хватает его. Как профессионального принципиального геолога, как товарища и как человека.

*И.Д. Зольников  
д-р геол.-мин. наук*

## ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа посвящена покровно-складчатым структурам Тункинских гольцов Юго-Восточного Саяна. Долгое время этот регион считался областью развития структур «байкальской» эпохи складчатости. В связи с новыми данными о возрасте метаморфизма и деформаций в зоне краевого шва Сибирского кратона и его юго-западного складчатого обрамления здесь аргументировано выделение раннепалеозойского (О) и позднепалеозойского (С – Р) этапов тектонической активности [Котов и др., 1997; Савельева и др., 2003]. Благодаря многолетним работам различных коллективов геологов на нескольких эталонных объектах изучены раннепалеозойские аккреционно-коллизионные комплексы южного и юго-западного складчатого обрамления Сибирского кратона [Федотова, Хаин, 2002; Добрецов, Буслов, 2007], в том числе с применением детального структурного картирования и аэрокосмического зондирования [Fedorovsky et al., 2005]. Вместе с тем типы, масштабы, кинематические и динамические условия формирования позднепалеозойских структур (во многом определяющих современный структурный план региона) изучены слабо.

Наиболее сложной остается проблема выделения типовых деформационных структурных форм (складчатых и разрывных), их пространственно-хронологических соотношений и эволюции во времени. До сих пор нерешенными остаются вопросы кинематики и динамики этапов деформаций и четкой возрастной характеристики этих процессов.

В решении подобных вопросов очевидна ведущая роль структурного анализа и методов радиоизотопного датирования. Неоднократная тектоническая переработка складчатой области, проходившая в течение длительного времени, завершилась наложением нескольких этапов деформаций и метаморфизма. Без детального изучения разномасштабных деформационных форм (и микроструктуры образующих их пород) невозможно и их корректное датирование. Поэтому в данной работе был применен комплекс методов анализа тектонических макро- и микроструктур и Ar-Ar изотопного датирования с целью выделения этапов деформаций, условий формирования структур Тункинских гольцов и определения их возраста.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

- структурно-геологическое картирование Аршанского опорного участка восточной части Тункинских гольцов;

- геометрический анализ деформационных структур, выделение структурно-однородных участков (структурных доменов), выяснение особенностей их внутреннего строения и взаимоотношения с соседними участками;

- микроструктурный анализ метаморфических пород (внутри структурных доменов и на их границах), включающий изучение ориентировки минералов (слюд и амфиболов) и минеральных деформационных структур (трансляционных двойников в карбонатах) в ориентированных шлифах на Федоровском столике, а также определение по микроструктурным индикаторам кинематики движений, сопровождавших деформации;

- динамический анализ комплекса деформационных макро- и микроструктур: восстановление ориентировки сил и главных нормальных напряжений, результатом реализации которых являлась конечная деформация;

- установление относительной последовательности образования деформационных форм в разных структурных доменах и Ar-Ar изотопное датирование минералов, формирующих петроструктуру, соответствующую этим деформационным формам;

- разработка геодинамической модели формирования деформационных структур Аршанского опорного участка и ее сопоставление с геологическими и геохронологическими данными по району в целом.

В основу работы положены результаты полевых исследований, полученные автором при изучении геологического строения восточной части Тункинских гольцов в 2006–2009 гг. в бассейнах рек Толта, Бухота, Кынгарга, Харимта, Архут, Харсапка, Белокопытка, Федюшкина речка, Китой (см. Приложение 1, 2). Составлена детальная структурно-геологическая карта водораздельной части и южного склона Тункинских гольцов – от р. Бухота на западе до р. Харимта на востоке. Картирование в целом основывалось на методике, изложенной в пособии по геологической съемке сложнодислоцированных комплексов масштаба 1:50 000 [Вознесенский и др., 1980]. Теоретической основой для решения поставленных задач явились классические работы по геометрическому [Turner, Weiss, 1963; Ramsay, 1980] и микроструктурному [Passcher, 1996; Родыгин, 2001] анализу, теории сопротивления материалов и деформации [Беляев, 1958; Ландау, Лифшиц, 1965]. Данные дистанционного зондирования обрабатывались по методике, разработанной и апробированной сотрудниками НРЦ ГИТ СО РАН [Глушкова и др., 2004].

В ходе обработки полевого материала изучено 168 петрографических шлифов, из них 56 ориентированных. Для 18 образцов в ориентированных шлифах (с использованием теодолитного Федоровского столика) измерены ориентировки синтетектонических минералов и их кристаллографические направления. При проведении полевых и камеральных работ использовались лицензионные космоснимки SPOT (Франция), цифровые модели рельефа со спутника SHUTTLE (миссия SRTM, США), а также более детальная цифровая модель рельефа, построенная автором по данным топографической карты масштаба 1:50 000. Для радиоизотопного определения возраста (проведенного в ИГМ СО РАН, А.В. Травин) использовались пробы, отобранные М.М. Бусловым.

В процессе исследований установлено широкое распространение позднепалеозойских (С–Р) покровно-складчатых и сдвиговых деформационных структур, наложенных на раннепалеозойские деформационно-метаморфические комплексы. Проведен анализ морфологии, механизмов образования складчатых и разрывных дислокаций в пределах рассматриваемого района. Впервые для этого региона на основе комплексного макро- и микроструктурного анализа деформационных форм определены кинематика и динамические условия их формирования. Исходя из этих результатов и используя данные радиоизотопного датирования синтетектонических минералов, построена геодинамическая модель развития позднепалеозойских деформационных форм восточной части Тункинских Гольцов.

Геологические структуры, сформированные в течение позднепалеозойского этапа тектонической активности, во многом определяют современный структурный план Тункинских гольцов Восточного Саяна. Полученные геологические данные могут быть использованы для выделения разновозрастных деформационных структур данного региона при геологическом картировании.

В районе Тункинских гольцов покровно-складчатые структуры карбон-пермского возраста вмещают субстрат, испытавший, по крайней мере, один (ордовикский) этап покровообразования, метаморфизма и складчатости. Площади с таким строением (области с так называемой «толстокожей» тектоникой, *thick-skinned tectonics*) обладают крайне сложной геологией и до сих пор еще слабо изучены. В силу сложности своего строения и разнообразия структурных форм какой-либо универсальной методики их изучения таких областей пока не существует. Выявление закономерностей строения и развития покровно-складчатых структур (пусть и на небольшом по площади участке и ограниченном количестве материала) имеет, по мнению автора, большое теоретическое значение.

Возможным практическим приложением работы является структурный анализ деформационных форм – концентраторов рудной минерализации. Юго-восточная часть Восточного Саяна является крупным золоторудным районом. Здесь известны Au–Ag месторождения, для которых рудовмещающим субстратом служат сложнодислоцированные комплексы (Водораздельное, Зун-Холба, Барун-Холба, Динамитное, и т. д.) или трещиноватые конгломераты сагансайрской свиты (Сагансайрское рудное поле). Связь локализации рудных тел и надвиговых структур (в связи со слабой изученностью последних) до последнего времени если и рассматривалась, то практического применения по ряду причин не находила. Использование комплекса структурных методов, отработанных в ходе выполнения данного исследования, имеет очевидные перспективы для решения обозначенных задач.

## Глава 1

### ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РАЙОНА

Появление первых геологических данных по Восточному Саяну связано с именами И.Д. Черского и В.А. Обручева. Несмотря на то что с тех пор представления о геологическом строении района сильно изменились, нельзя не отметить огромное значение их трудов для геологической науки в Сибири. Придерживаясь точки зрения И.Д. Черского о древности этой области и об отсутствии в ее пределах палеозойских и более молодых морских отложений, Э. Зюсс в своем труде «The Face of the Earth» («Лик Земли», 1904–1908) выдвинул свою идею о «древнем темени Азии». В его понимании, эта область находится на высоком плоскогорье, к которому при дальнейших складчатых движениях постепенно присоединялись более молодые горные цепи, наращивая площадь материка [Обручев, 1948]. Данная концепция, имеющая лишь историческое значение, во многом определила представления геологов о возрасте тектонических структур рассматриваемого региона на протяжении большей части прошлого века.

То, что геологическое строение Тункинских гольцов характеризуется сложной складчатой структурой, установлено еще в 40-х годах прошлого века. Данный район в системе структур Восточного Саяна в разное время выделялся в качестве Китайской зоны [Обручев, 1949], Ильчирского синклиниория [Арсентьев, 1960] или Тункинского террейна [Беличенко и др., 2003]. В.С. Обручев относил эту территорию к мобильной Тункинской зоне протерозойской складчатой области, переработанной каледонскими движениями. В.П. Арсентьев считал, что складчатые структуры этой зоны сформировались окончательно в верхнепротерозойское время. В ходе исследований Саянской экспедиции лаборатории геологии докембрия АН СССР в 50–60-е годы прошлого века выяснилось, что геологические структуры района представляют собой сложную систему тектонических чешуй. Было отмечено, что очень сложные по форме, крутые, сжатые складки, опрокинутые в большинстве случаев на север, разорваны на множество надвинутых друг на друга чешуй (главным образом с юга на север). Раздробленные массы двигались преимущественно по разломам на север и северо-восток в сторону Сибирской платформы [Обручев, 1942, 1949]. Предполагалось, что структуры Тункинско-Хамардабанского поднятия находятся в основном в аллохтонном залегании, а сами породы имеют архейский возраст. Геологическая структура описывалась как сложнопостроенный синклиниорий, разбитый на ряд блоков, надвинутых друг на друга в виде чешуй. Отмечалась сложная форма складчатых структур, имеющих в основном широтное и северо-западное простирание. Некоторые исследователи [Никитина, 1958; Мануйлова, Никитина, 1960], рассматривая метаморфизм пород Тункинско-Хамардабанской зоны, считали, что их протолитом являются породы архея. Ими обосновывалась метаморфическая зональность вдоль простирания складчатых структур. При этом степень метаморфизма нарастала от низких ступеней амфиболитовой фации на западе до гранулитовой в восточном окончании зоны в бассейне р. Слюдянки. Установлено, что регрессивный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций «локализован вдоль надвигов протерозойских пород на архейские» [Докембрий Восточного Саяна, 1964].

Невозможно переоценить достижения геологов 40–60 годов прошлого века, выполнивших огромный объем работ. Этот этап исследований был, без сомнения, наиболее важным для решения наиболее общих вопросов геологии района. Вместе с тем предположение о том, что степень метаморфизма пород напрямую связана с их возрастом (т.е. чем древнее комплекс, тем интенсивнее он метаморфизован), а также объективные сложности изотопного датирования этих комплексов (связанные с уровнем развития аналитической техники) не позволили расшифровать сложную деформационную структуру района и установить возрастные этапы ее формирования. Полученные на тот момент К–Аг датировки не соответствовали представлениям о раннедокембрийском возрасте толщ и их метаморфизме.



**Рис. 1.1.** Гистограмма распределения результатов K-Ar и Rb-Sr датирования метаморфических пород Тункинско-Хамардабанской и Китойской зон Юго-Восточного Саяна (по материалам лаборатории геологии докембрия АН СССР, 1964)



Возраст всех без исключения пород, изученных в восточной части Тункинских гольцов, определяемый K-Ar и Rb-Sr методом по биотиту и амфиболу, принимался в интервале 473–206 млн лет (рис. 1.1). Эти значения (вплоть до позднепалеозойских) были объяснены омоложением в зоне воздействия Саяно-Байкальского глубинного разлома. Однако физическая природа такого «омоложения» установлена не была, поэтому предполагалось, что это нарушение изотопных систем в условиях «сквозной кинематики при высоком дифференциальном давлении без заметного воздействия и магматизма (?)» [Докембрий Восточного Саяна, 1964].

Несмотря на то что геологические исследования 50–70-х годов в Саяно-Байкальской складчатой области опирались на тектонические представления о «байкалидах», в то же время было получено много новых материалов по палеозойским отложениям. Многие находки сделаны в толщах, считавшихся стратотипическими для разреза верхнего протерозоя. Стоит отметить, что факт присутствия фауны в сложнодислоцированных отложениях заставил пересмотреть тектонические представления о Саяно-Байкальском складчатом поясе как области развития байкалид. Обобщение материала по палеозойским отложениям данной территории, проведенное В.Г. Беличенко, показало их широкое распространение и, в то же время, существенные отличия в разных структурно-формационных зонах. Обширный фактический материал, полученный в 80-е годы, внес существенные коррективы в определении возрастного диапазона палеозойских отложений. Впервые в складчатой области выделены палеонтологически охарактеризованные осадки ордовикско-силурийского и позднепалеозойского уровней. Эти данные свидетельствовали о широком развитии не только ранних каледонид (салаирид), но и о проявлении позднепалеозойских деформационных событий [Беличенко, 1983]. В пределах Тункинских гольцов, где раньше выделялся субширотно-ориентированный Ильчирский синклиниорий, распространены преимущественно палеозойские отложения. На этом этапе трактовка геологической структуры Тункинских гольцов как синклинория была пересмотрена. В качестве основополагающих тектонических элементов Ильчирской зоны Юго-Восточного Саяна стали рассматриваться первоначально пологие надвиговые зоны со значительной амплитудой смещений, осложненные более поздней складчатой и блоковой тектоникой [Боос, 1991]. Показано, что в пределах Ара-Ошейского участка Тункинских гольцов кембрийские и ордовикские отложения (в составе аллохтона) залегают выше силурийских отложений. Ведущая роль надвиговых структур также была выявлена при изучении офиолитов и связанных с ними зон меланжа.

Гипотеза о широком распространении тектонических покровов в регионе получила признание после обобщения накопившихся к началу восьмидесятых годов стратиграфических, геологических и геохронологических данных. На основании результатов детального палеонтологического изучения разрезов, установления характера взаимоотношений контрастных по уровню метаморфизма образований, картирования зон тектонического меланжа доказана ведущая роль надвиговой тектоники [Добрецов, 1985]. Автохтонный комплекс представлен высокометаморфизованными породами Гарганского выступа, на который надвинуты осадочно-вулканогенные толщи позднедокембрийского и раннепалеозойского возрастов [Бутов, Далматов, 1977]. Изучены залегающие в основании пакета надвиговых пластин тектонизированные породы офиолитовой ассоциации (район оз. Хара-Нур, Ильчир). При этом отмечались складчатые деформации, наложенные на тектонические покровы. В бассейне р. Горлык-Гол описано налегание молассовых отложений сагансайрской свиты на размытую поверхность покрова, что свидетельствует о ее неавтохтонном положении.

Помимо тектонических покровов, установлена значительная роль складчатых дислокаций, при этом специальный анализ мелких складчатых форм не проводился. Однако отмечалось, что складчатым деформациям подвержены тектонические пластины и поверхность сместителя в основании аллохтона. Современные стратиграфические воззрения для Ильчирской структуры основаны на результатах геологического картирования 80-х годов, проведенного в рамках поисково-съёмочных и тематических работ.

В настоящей работе принята стратиграфическая схема, разработанная Р.Г. Боосом, которая основана на детальном палеонтологическом изучении стратотипических разрезов и учитывает представления о покровной структуре данного региона. В связи с этим для каждого из тектонически совмещенных структурно-вещественных комплексов им предлагается собственная стратиграфическая колонка.

### 1.1. Стратиграфия отложений Тункинских гольцов Восточного Саяна

Автохтонный структурно-вещественный комплекс включает в себя три литологически четко обособленные свиты: верхнешумакскую, горлыкскую и араошейскую (рис. 1.2)

**Верхнешумакская свита (V).** В эту свиту включены терригенные, преимущественно песчано-сланцевые, отложения, согласно подстилающие палеонтологически охарактеризованные венд-нижнекембрийские отложения горлыкской свиты. Таким образом, верхнешумакская свита является базальной для венд-палеозойского разреза.

Первоначально толща песчаников, сланцев и конгломератов, ассоциирующаяся с выходами горлыкской свиты, выделялась М.Ф. Шестопаловым и А.С. Ивановым как барунгольская свита. Позднее это название распространилось и на более молодые отложения. При этом отложения, выделенные ранее как барунгольская свита, стали именовать безымянной толщей. В 1972 г. Э.Ф. Ставским с соавторами выделена верхнешумакская свита в бассейне верхнего течения р. Шумак. Наиболее полный разрез этой свиты описан в бассейне рек Арлык-Гол – Барун-Гол, где наблюдается ее верхний и нижний контакты [Боос, 1991]. В основании залегает горизонт конгломератов мощностью 30–50 м. В составе гальки наблюдаются известняки, метавулканыты, гранодиориты, граниты. Цемент конгломератов обычно интенсивно рассланцован, имеет зеленовато-серую или зеленую окраску, по составу – песчанистый со значительным участием известкового материала. Вверх по разрезу конгломераты сменяются монотонной пачкой песчаников мощностью 200–300 м. Обломочный материал представлен кварцем, реже полевыми шпатами и карбонатом. Песчаники в разрезах, прилегающих к бассейну р. Арлык-Гол, накрывает пачка груботерригенных пород (песчаники, гравелиты, конгломераты) мощностью 50–100 м. Вышележащие породы состоят главным образом из полимиктовых песчаников зеленовато-серого цвета, среди которых встречаются горизонты филлитовидных сланцев. Мощность пачки 600–800 м. Верхняя часть разреза верхнешумакской свиты отличается разнообразием состава пород. Здесь появляются горизонты пестроцветных алевролитов и карбонатов, значительно увеличивается роль тонкотерригенных пород – сланцеватых алевролитов. Непосредственно вблизи контакта с вышележащей горлыкской свитой располагается горизонт кварцевых гравелитов. Мощность верхней части разреза порядка 300 м. Общая мощность верхнешумакской свиты 1200–1500 м. Залегание отложений верхнешумакской свиты на размытой поверхности рифейских пород и под венд-кембрийскими палеонтологически охарактеризованными отложениями горлыкской свиты позволяет считать ее возраст вендским. Необходимо отметить, что к востоку от стратотипической местности степень метаморфических изменений пород увеличивается.

**Горлыкская свита (V – Ст<sub>1</sub>).** Толща доломитов, относимая Р.Г. Боосом к горлыкской свите, в разные годы и на разных участках выделялась М.Ф. Шестопаловым, А.С. Ивановым также как горлыкская, Э.Ф. Ставским – как ямангольская, или включалась (В.П. Арсентьев) в состав монгольской свиты.

По стратиграфическому объему наиболее полными являются разрезы горлыкской свиты среднего течения р. Шумак, где вскрывается согласный контакт горлыкской свиты с подстилающей верхнешумакской. Здесь доминируют карбонатные породы преимущественно доломитового состава общей мощностью 2500 м. По текстурно-структурным признакам и особенностям состава пород разрез свиты делится на три части, которые рассматриваются как подсвиты. Нижняя часть сложена в основном светло-серыми, массивными доломитами с мелкими прослоями карбонатных мелкогалечных конгломератов. Мощность подсвиты 800–900 м. В средней части преобладают доломиты темно-серой окраски, среди них выделяются маломощные прослои известняков, кварцевых песчаников и углисто-алевритистых сланцев. Кварцевые песчаники мощностью 20–30 м сложены хорошо окатанными зернами кварца, сцементированными карбонатным материалом. В средней части горлыкской свиты развиты прослои пелитов с высоким содержанием глинозема ( $Al_2O_3 > 30\%$ ). Породы представлены кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритоидными углистыми сланцами. Более поздние

Возраст	Свита	Подсвита	Литологическая колонка	Мощность, м	Состав пород
ОРДОВИК – СИЛУР	Аропейская	Верхняя		1850	Известняки светло- и темно-серой окраски, иногда пятнистые, с горизонтами кальцит-доломитовых пород
		Нижняя			Доломитовые и кальцит-доломитовые породы преимущественно светло-серых тонов. Интенсивно окремненные, часто линзовидные стяжения кремней
КЕМБРИЙ	Горькая	Верхняя		1350	Доломиты светло и темно-серые, иногда с кремневыми конкрециями. Горизонты сливных кремней
		Средняя			Доломиты темно-серые, горизонты кварцевых песчаников и высокоглиноземистых сланцев
		Нижняя			Доломиты светло-серые, горизонты мелкогалечных карбонатных конгломератов и фосфатных доломитов
ВЕНД	Верхнешумакская	Верхняя		1400 – 2500	Песчаники аркозовые и кварцевые с прослоями алевропесчаников и алевролитов. Отдельные горизонты доломитов
		Нижняя			Грубозернистые полимиктовые песчаники и алевропесчаники. Горизонты гравелитов и конгломератов
			R?		

Рис. 1.2. Сводная стратиграфическая колонка автохтонного структурно-вещественного комплекса [Боос, 1991]

ми исследованиями [Школьник и др., 2009] установлено, что эти породы могут быть продуктами переотложения кор выветривания по основным – ультраосновным – породам. Мощность подсвиты 600 м.

В верхней части горлыкской свиты распространение получили переслаивающиеся светло-серые и темно-серые доломиты. Низы этой части разреза характеризуются наличием рассланцованных разностей доломитов с участием тальк-доломитовых сланцев. В верхней части разреза появляются кремневые конкреции и послойные кремни мощностью 20–30 см. Отложения верхней подсвиты характеризуются находками кембрийской фауны: трилобитами, спикулами губок, брахиоподами [Бутов, 1996]. Возраст свиты, определенный по строматолитам и остаткам известковых водорослей, – венд–ранний кембрий. Горлыкская свита (выделяемая в юго-восточном обрамлении Тувино-Монгольского микроконтинента) является аналогом фосфорито- и бокситоносной боксонской серии венд-кембрийского чехла его западной окраины [Летникова, Гелетий, 2005].

**Араошейская свита (O – S).** Полный стратиграфический объем свиты не известен. Как самостоятельное стратиграфическое подразделение выделена В.Г. Беличенко и Р.Г. Боосом в качестве карбонатной толщи, венчающей разрез автохтонного комплекса. Отложения свиты повсюду ограничены разрывными нарушениями. Нижняя часть толщи представлена переслаиванием доломитовых и кальцит-доломитовых пород, среди которых наблюдается большое количество тонких линзовидных скоплений кварцевого материала. Мощность интервала ~ 500 м. Выше по разрезу преобладают темно-серые известняки с горизонтами светло-серых кальцит-доломитовых пород с линзовидными

стяжениями кремней и редкими прослоями доломитов. Суммарная вскрытая мощность араошейской свиты около 200 м. Возраст основан на единичной находке хитинозой в верхней части разреза и приблизительно оценивается как O – S (?).

Аллохтонный структурно-вещественный комплекс вмещает в себя нижнюю терригенно-вулканогенную и верхнюю вулканогенно-карбонатную части, выделяемые соответственно как уртагольская и толтинская свиты (рис. 1.3).

**Уртагольская свита (Є–O).** Сюда включены терригенно-вулканогенные породы, которые разными исследователями на различных участках выделялись или включались в состав хонголдской или монгошинской свиты. В зоне наибольших метаморфических изменений большинством геологов рассматривалась как аналог хангарульской серии Хамар-Дабана.

Во всех изученных разрезах низы уртагольской свиты выполнены толщей терригенных и карбонатно-терригенных пород тектонического характера. Нарастивание терригенной толщи происходило в основном за счет метавулканитов (различными зелеными сланцами и амфиболитами), переслаивающихся с карбонатными и карбонатно-терригенными сланцами. В зоне наименьшего метаморфизма она представлена

Возраст	Свита	Подсвита	Лито-логическая колонка	Мощность, м	Состав пород
СИЛУР	Толтинская			800 – 1000	Доломиты, известняки и известково-высы доломиты. Линзы эффузивов основного и среднего состава
		Верхняя		800 – 1200	Эффузивы основного и среднего состава, их туфы и туффиты. Горизонты розовых известняков и конгломератовидных пород
ОРДОВИК	Уртагольская	Нижняя			Метапесчаники и метаалевролиты, часто с существенной примесью карбонатного материала. Углистые, углисто-кремнистые алевролиты
		КЕМБРИЙ			

**Рис. 1.3.** Сводная стратиграфическая колонка аллохтонного структурно-вещественного комплекса [Боос, 1991]

различными сланцами и рассланцованными песчаниками. Как правило, породы содержат карбонатный материал. Обычно примесь углистого вещества, окрашивающего породы в темные (до черного) цвета. В вулканогенной части разреза выделяются метаэффузивы, по составу соответствующие базальтам – андезитобазальтам, туффитам и туфопесчаникам. Среди карбонатных прослоев преобладают светло-серые известняки. При метаморфических изменениях по терригенным породами нижней подсвиты образуются кварц-слюдястые и карбонатно-слюдястые сланцы. Породы верхней подсвиты превращены в различные зеленые сланцы, амфиболиты, гранатовые амфиболиты, переслаивающиеся с известково-силикатными породами – мраморами с диопсидом и скаполитом. Представления о возрасте уртагольской свиты базируются на находках хитинозой в породах нижней подсвиты, наименее затронутой метаморфизмом. Имеющийся палеонтологический материал свидетельствует о том, что содержащиеся его отложения не могут быть древнее ордовика. Мощность свиты ~800–1200 м.

**Толгинская свита (S).** Свита сложена преимущественно карбонатными или вулканогенно-карбонатными породами. Отложения, относимые Р.Г. Боосом к толгинской свите, ранее включались (главным образом в зависимости от степени метаморфизма) в состав эхехайрской, иркутной или монгошинской свит. Разрезы толгинской свиты в разных участках резко отличаются, главным образом наличием или отсутствием вулканогенных пород. Чисто карбонатные разрезы свиты, представленные доломитовыми и известковыми разностями, вскрываются в бассейне р. Саган-Сайр, где имеют мощность 800–1000 м и стратиграфический контакт с отложениями уртагольской свиты. Породы имеют преимущественно светло-серую окраску. Р.Г. Боосом описаны внутриформационные брекчии, залегающие в виде горизонтов мощностью до десятка метров и более. В некоторых разрезах карбонатные породы разбавлены также известково-силикатными и силикатными разностями, являющимися, по всей видимости, метатуффитами и метаэффузивами основного и среднего состава. Обоснование палеозойского возраста толщи базируется на палеонтологических определениях микрофауны (хитинозой, конодонты), найденной в областях с наименьшей степенью метаморфических преобразований. Общая мощность свиты порядка 800–1000 м.

Наиболее молодые палеозойские осадочные образования района представлены обломочными отложениями сагансайрской свиты. Р.Г. Боос в своей монографии «Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна» [1991] относит ее к неавтохтонному комплексу на основании наложенности выполняемых ей структур по отношению к автохтону и аллохтону. При этом подчеркивается, что взаимоотношение с аллохтонным комплексом менее определено, поскольку структуры соприкасаются по зоне тектонического нарушения (рис. 1.4).

**Сагансайрская свита.** Свита, сложенная груботерригенными, преимущественно красноцветными отложениями, выделена М.Ф. Шестопаловым и А.С. Ивановым в 1939 г. В нижней ее части залегают полимиктовые конгломераты с относительно редкими маломощными прослоями песчаников и алевролитов. Для конгломератов характерна красноватая окраска и преобладание гальки над цементом. Состав гальки отвечает составу подстилающих отложений автохтонного и аллохтонного комплексов. Мощность нижней подсвиты порядка 250–350 м.

Верхняя часть сагансайрской свиты состоит из монотонной сероцветной толщи грубозернистых песчаников и гравелитов. Отмечается значительная латеральная изменчивость отложений. В ряде разрезов обломочные породы пространственно ассоциируются с кислыми вулканитами шуумгайгольского субвулканического пояса. По Р.Г. Боосу, кислые вулканиты и отложения сагансайрской свиты предположительно имеют одинаковый возраст. Подчеркивается низкая степень метаморфических изменений отложений свиты, не превышающих хлорит-серицитовую ступени фации зеленых сланцев. На основе определений остатков флоры отложения имеют палеозойский возраст. Однако в связи с плохой сохранностью ископаемого материала возможно различное толкование возраста растительных остатков (от карбона до юры, но не древнее позднего девона). В качестве наиболее вероятного возраста сагансайрской свиты Р.Г. Боосом принимается поздний девон – карбон. Общая мощность свиты составляет 800–900 м.

Следует отметить, что нами в Восточной части Тункинских гольцов (водораздел рек Толга, Малый Буготай, Зун-Хандагай) наблюдались отложения сагансайрской свиты, с размывом налегающие на метаморфизованные породы толгинской свиты. Кроме того, на сагансайрские отложения наведен тектонический покров, сложенный гнейсами и амфиболитами, при этом отложения свиты имеют слабонаклонное ( $5 - 10^\circ$ ) залегание и не несут заметных следов деформации и метаморфизма.

Возраст	Свита	Подсвита	Лито-логическая колонка	Мощность, м	Состав пород
ДЕВОН-КАРБОН (?)	Сагансайрская	Верхняя		900	Гравелиты и грубозернистые песчаники, полимиктовые, несортированные, преимущественно сероцветные, карбонатные конгломераты. Кислые эффузивы и туфы  Конгломераты полимиктовые, крупногалечные и валунные, с прослоями красноцветных песчаников и вишневого алевролитов с отпечатками растений
		Нижняя			

Рис. 1.4. Сводная стратиграфическая колонка неоавтохтонного структурно-вещественного комплекса [Боос, 1991]

Степень деформаций и метаморфизма выделенных толщ по простиранию неодинакова (за исключением практически неметаморфизованных отложений сагансайрской свиты). В большинстве случаев стратиграфические взаимоотношения и первичные структурно-текстурные признаки в ходе наложенных тектонических процессов нарушены. Это в свою очередь на-

кладывает ограничения на использование выделенных литостратиграфических подразделений в качестве картируемых единиц. Обнаруживается общая закономерность увеличения степени метаморфизма и дислоцированности пород в южном и юго-восточном направлении.

Так, при изучении деформационных структур в восточной части Тункинских гольцов нами картировались собственно не свиты (как стратиграфические подразделения), а структурно-литологические единицы (тектонические пластины различного состава, горизонты, контрастные по составу протолита, зоны милонитов/бластомилонитов и т.д.). Однако информация по составу осадочно-вулканогенных толщ в областях, наименее затронутых метаморфизмом, позволила с высокой вероятностью охарактеризовать состав протолита картируемых деформационно-метаморфических комплексов.

## 1.2. Возраст деформаций и метаморфизма юго-западного обрамления Сибирского кратона

С получением достоверных палеонтологических данных о возрасте отложений, на которые наложены процессы метаморфизма, представления о докембрийском возрасте были пересмотрены. Многими исследователями отмечено, что в целом в восточном направлении уровень метаморфизма пород нарастает вплоть до гранулитовой фации в восточном окончании зоны, в бассейне р. Слюдянки.

Беря во внимание возраст высокометаморфизованных пород, находящихся в непосредственной близости с породами выступа фундамента Сибирского кратона, часть метаморфических событий была связана с раннепалеозойским этапом тектонической эволюции региона [Котов и др., 1997]. Проведенные исследования высокометаморфизованных пород Китойкинской зоны (отделенных от Шарьжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона зоной Главного Саянского разлома) показали, что возраст синметаморфических гиперстеновых тоналитов  $473 \pm 3,2$  млн лет. Петрографические и петрохимические данные по этим породам указывают на их сходство с раннеметаморфическими плагиигранитами слюдянского метаморфического комплекса [Донская и др. 2000].

В геологическом строении слюдянского кристаллического комплекса принимают участие мраморы, известково-силикатные породы, основные кристаллические сланцы и парагнейсы слюдянской серии и кристаллические сланцы и мраморы, лежащие со структурным несогласием выше хангарульской серии. Породы слюдянского комплекса испытали несколько этапов деформации и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Возраст синметаморфических тоналитов-грондemitов составляет  $488 \pm 0,5$  млн лет, пика гранулитового метаморфизма –  $478 \pm 2$  млн лет, постметаморфических кварцевых сиенитов –  $471 \pm 2$  млн лет [Salnikova et al., 1998], а постметаморфических плагиимикроклиновых гранитов –  $467 \pm 3$  млн лет.

Особый интерес представляют новые данные по возрасту и источникам метатеригенных пород слюдянского комплекса [Ковач и др., 2009]. Возраста детритовых цирконов из плагиигнейсов култукской свиты (соответствующих метаграуваккам среднекислого состава) соответствуют интервалам 1,31 – 1,48, 1,89 – 1,99, 2,13 – 2,64 и 2,95 – 3,5 млрд лет. Часть оболочек кристаллов циркона имеет возраста  $487 \pm 7$  и  $458 \pm 10$  млн лет, что совпадает с датировкой гранулитового метаморфизма и становлением постметаморфических гранитоидов слюдянского комплекса. Кроме того, обнаруже-

ны цирконы с возрастaми  $825 \pm 20$ ,  $774 \pm 24$  и  $691 \pm 20$  млн лет. Это свидетельствуют о том, что источником сноса для метаграувакк култукской свиты послужили не только раннедокембрийские, но и позднерифейские древнекоровые породы. Таким образом, возможный возраст накопления отложений, являющихся протолитом для пород слюдянского кристаллического комплекса, – рифей – венд или кембрий.

Непосредственно в Тункинских гольцах (в их западной части) 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 свидетельствует об участии в плавлении материала древней континентальной коры, например Тувино-Монгольского массива. Выходы его фундамента наблюдаются в ~ 50 км к северу (Гарганская глыба). Результаты датирования высокометаморфизованных комплексов и постметаморфических интрузивных образований Саяно-Байкальской складчатой области говорят о широком развитии в регионе раннепалеозойских аккреционно-коллизийных комплексов.

Датирование синтетектонических метасоматитов в зонах Приморского и Главного Саянского разломов (являющимися региональными концентраторами напряжений, где наиболее вероятно проявление всех деформационных событий в виде минерально-структурных парагенезисов) предполагает наличие двух разорванных во времени этапов тектонической активизации. Для слюд из кварц-гранат-мусковитового и кварц-гранат-ставролит-мусковитового метасоматитов зоны Приморского разлома Ar/Ar методом получены возрастa  $436,4 \pm 1,7$  и  $440 \pm 1,6$  млн лет соответственно. Возможно, они фиксируют заключительную стадию раннепалеозойского деформационно-метаморфического этапа.

Радиоизотопные даты, полученные Ar-Ar методом для синдеформационных метасоматитов зоны Главного Саянского разлома, показывают, что их формирование проходило в интервале 321–309 млн лет. Возраст плато для биотита из щелочных метасоматитов (Онотский участок Главного Саянского разлома) соответствует  $317,0 \pm 1,7$  млн лет, для амфибола из альбитита (участок разлома по р. Белокопытка) –  $321 \pm 5$  млн лет. Возраст амфиболов из магнезиально-кальциевых метасоматитов, определенный геолого-съемочными работами (ГСР), составляет  $309,3 \pm 2,9$  и  $310,5 \pm 1,7$  млн лет [Савельева и др., 2003].

Эти датировки соответствуют формированию щелочных синтетектонических метасоматитов и, по-видимому, отражают возраст образования деформационных структур в  $P$ - $T$ -параметрах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Таким образом, прослеживаются два этапа активизации разломных структур: ранне- и позднепалеозойский.

К западу, собственно в Тункинских гольцах, позднедокембрийские – раннепалеозойские толщи метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой или нижней части амфиболитовой фаций метаморфизма. Результаты радиоизотопного Rb-Sr датирования центральной части «хонголдской глыбы», проведенного [Беличенко и др., 1988] для метаморфических пород, соответствующих дистен-ставролитовой зоне регионального метаморфизма, дали позднепалеозойские значения возрастa. Построенная минеральная рубидий-стронциевая изохрона для образца гранат-ставролит-двуслюдяного гнейса, взятого в бассейне р. Бого-Хонголда, соответствует возрастa  $312 \pm 20$  млн лет.

Исторически сложилось, что раннепалеозойский (ордовикский) этап тектогенеза (широко проявившийся в формировании деформационных структур, метаморфизме, магматизме) в данном регионе изучен в наибольшей степени. Он связывается с аккрецией Тувино-Монгольского микроконтинента и ряда террейнов к краю Сибирского кратона в раннем палеозое. Вместе с тем деформационно-метаморфические комплексы, относящиеся к позднему палеозою (поздний карбон – ранняя пермь), во многом определяющие структурный план региона, изучены недостаточно. Если возрастaные параметры позднепалеозойских событий в той или иной мере определены предыдущими исследователями, то характеристики собственно геологических структур этого этапа (приближающейся к результатам изучения раннепалеозойских коллизийных структур Приольхонского полигона [Федоровский и др., 2009] до настоящего времени нет.

## **Глава 2**

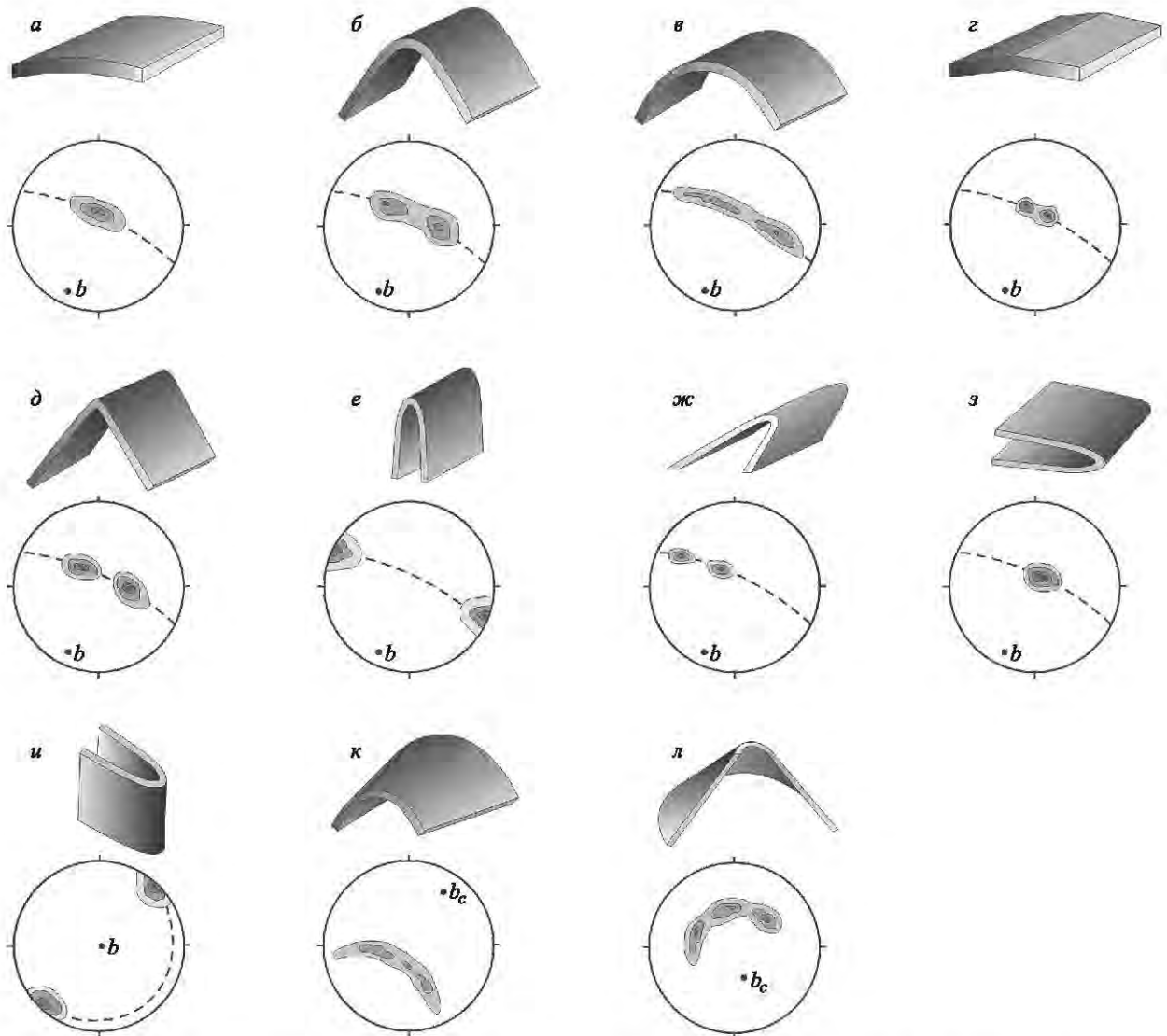
### **МЕТОДИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ И СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА СЛОЖНОДИСЛОЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ**

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 большим количеством разрывных нарушений, отсутствием достоверных стратиграфических границ, исчезновением формационных структур горных пород при метаморфизме, невыдержанностью горизонтов, пачек и других маркирующих геологических тел по простиранию, интенсивными складчатыми деформациями. Кроме того, данный район сильно расчленен горным рельефом, в связи с чем сеть наблюдений крайне неоднородна. В этих условиях даже самые тщательные исследования иногда приводят к появлению недостаточно достоверной геологической карты и неоднозначным выводам. Главной особенностью картирования таких сложнодислоцированных комплексов является изучение разнообразных по типу и размерам деформационных структурных форм. В данной работе составление геологической карты опиралось на детальное изучение ключевых обнажений (измерение параметров деформационных структур – сланцеватости, минеральной и агрегатной линейности, шарниров складок, структур будинажа и т.д.). Составление геологической карты и анализ материала проводились с использованием геоинформационных технологий (ГИС) с привлечением данных космической съемки (снимки SPOT, цифровые модели рельефа на базе данных радарной съемки SRTM DEM). На основе количественного анализа структурных форм, изученных на ключевых обнажениях, решались задачи выделения структурно-однородных участков (структурных доменов), определения их внутреннего строения и взаимоотношения с соседними участками. Тщательное изучение ключевых обнажений не исключает сбора максимального количества структурных данных (в том числе и отрывочных по отдельным небольшим обнажениям). Даже в условиях нерегулярной сети наблюдений, при условии грамотно составленной выборке (с учетом ориентировки главных структур района), они могут быть использованы для геометрического анализа с целью выяснения морфологии, ориентировки и условий образования складчатых структур.

#### **2.1. Геометрический анализ**

При работе со сложнодислоцированными комплексами обычно имеют дело с большим количеством измерений структурных элементов (плоскостных и линейных). Наиболее распространенным методом обработки этих данных является геометрический анализ на стереопроекции. В нашем случае использовалась равноугольная стереографическая проекция (сетка Вульфа) с нанесением структурных элементов на верхнюю полусферу. Количественно-статистические методы обработки данного материала имеет немалую ценность для понимания геологического строения, поскольку позволяют получить информацию, которую непосредственно в ходе картирования зафиксировать невозможно. Иными словами, количественный анализ массива структурных данных позволяет на основе множества частных наблюдений (замеров) построить общую модель складчатой структуры, определить ее геометрию и количественные параметры. Исследуя закономерности ориентировки сланцеватости, полосчатости, линейности, ориентировки структур будинажа и т.д. на стереопроекции, можно получить надежные данные об особенностях морфологии деформационных форм, их ориентировки относительно друг друга. При этом обнаруживаются структуры, не выявляемые поле-





**Рис. 2.1.** Различные геометрические типы складчатых структур и соответствующие им диаграммы полюсов слоистости (верхняя полусфера). Штриховой линией показан пояс складки,  $b$  и  $b_c$  – шарниры цилиндрических и конических складок соответственно

выми наблюдениями при данном масштабе съемки, становится возможным определить точную ориентировку шарниров и осевых плоскостей крупных структур, сопоставить данные по различным обнажениям и их положение в рамках общей структуры. Статистически значимое количество измерений позволяет делать определенные выводы о геометрии складчатых форм – различные типы складок дают на стереограмме различное распределение полюсов слоистости (сланцеватости и т.д.) (рис. 2.1). В дальнейшем залегания плоскостных директивных структур (сланцеватости, полосчатость и т.д.) будут даны на стереограммах, поскольку отображение сложных складчатых структур в виде традиционных бергштрихов (в избранном масштабе) некорректно и малоинформативно.

В связи с тем что стереограммы отображают только угловые соотношения и не учитывают относительных соотношений или абсолютных размеров, их применяют для изучения и совместного анализа структур различного масштаба. В результате геометрического анализа макроструктур выделены участки, характеризующиеся различными параметрами складчатости, – домены складчатой структуры.

Анализ пространственных данных на стереопроекции дает количественную характеристику деформационным структурам выбранного участка (параметры общей складки, наличие цилиндрических, конических мотивов).

## 2.2. Динамический и кинематический анализ

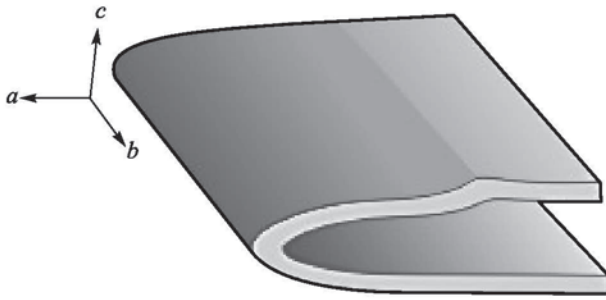


Рис. 2.2. Положение главных осей эллипсоида деформации в складке

формации в структурном анализе, принята прямоугольная система координат  $abc$ . Ось  $a$  соответствует линии движения (тектонического транспорта), плоскость  $ac$  – плоскости деформации, ось  $b$  – оси вращения при деформации простого сдвига.

*Кинематический анализ* – предусматривает восстановление направления относительных перемещений при деформации без рассмотрения сил, вызывающих это движение. Решение этой задачи возможно с использованием макроструктурных данных, таких как: смещение седиментационных границ, контактов магматических тел, дробление и смещение фрагментов гидротермальных жил, ориентировка складок волочения и т.д. Однако в интенсивно деформированных комплексах эти признаки не всегда дают удовлетворительные результаты. Так, например, замки мелких складок волочения при больших величинах деформации ( $\gamma \gg 50\%$ ) отрываются от крыльев, в результате чего образуются разобщенные «безкорневые» складки, наблюдая которые можно ошибиться в направлении движения масс [Родыгин, 2001]. В этих условиях для определения знака смещения информацию по макроструктурам необходимо использовать в комплексе с микроструктурными данными, получен-

Для определения условий формирования сложнослоистых покровно-складчатых комплексов исследуемого района применялся кинематический и динамический анализ разномасштабных деформационных структур. Основным понятием, используемым в данных видах анализа, как, впрочем, и в структурной геологии вообще, является деформация.

*Деформация* – изменение формы и объема тела под действием внешних сил. Для ее описания наиболее удобной геометрической формой является эллипсоид деформации (рис. 2.2). Для анализа движений в породе, возникающих при де-

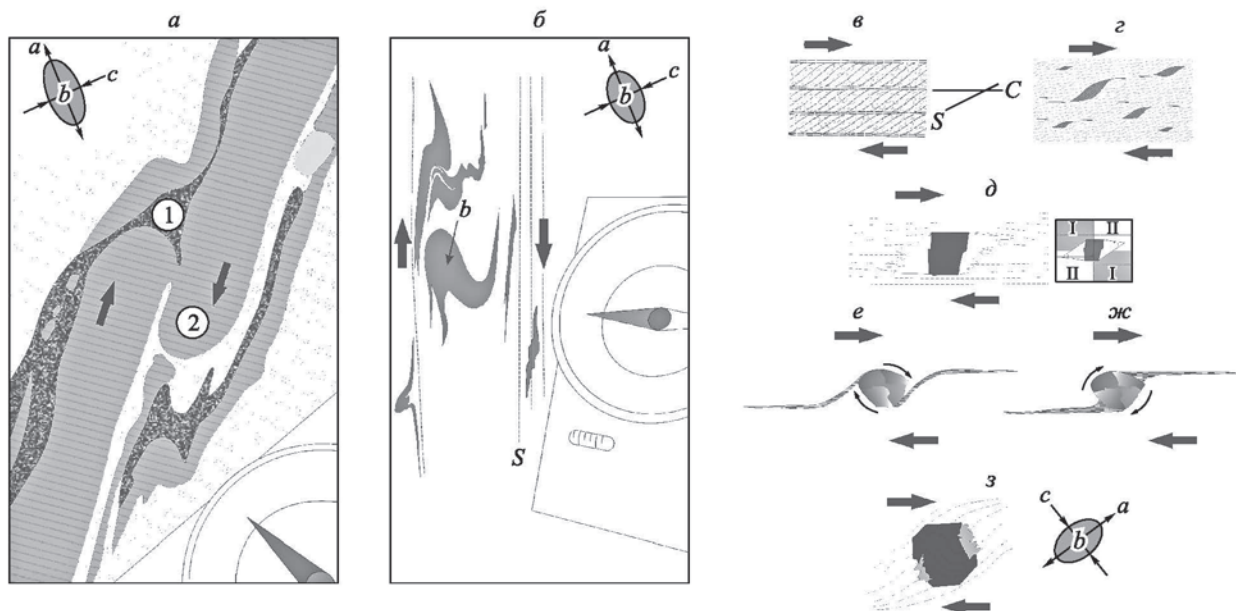


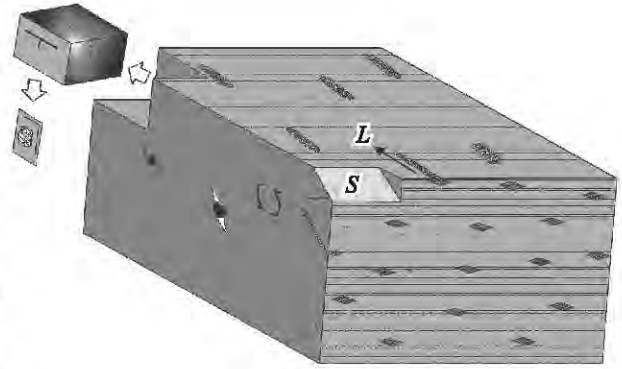
Рис. 2.3. Индикаторы кинематики движений.

Макроструктурные:  $a$  – синтектоническая пегматоидная жила, направление движений указывает смещение кварц-полевошпатовой зоны (1) и обособления кварца в областях локального растяжения (2);  $b$  – вращение оторванного замка (дисгармоничные складки в мраморах).

Микроструктурные:  $c$  –  $C$ - $S$ -тектониты,  $z$  – слюдяные порфириобласты (mica-fish),  $d$  – асимметричные (относительно плоскости сланцеватости) тени давления, порфирикласты с рекристаллизационными шлейфами:  $e$  –  $\sigma$ -тип,  $ж$  –  $\delta$ -тип,  $з$  – синтектонический порфириобласт типа «снежного кома»

**Рис. 2.4.** Схема отбора ориентированных образцов.

*L* – минеральная линейность, *S* – сланцеватость, полосчатость, милонитовая планарность и т.д.

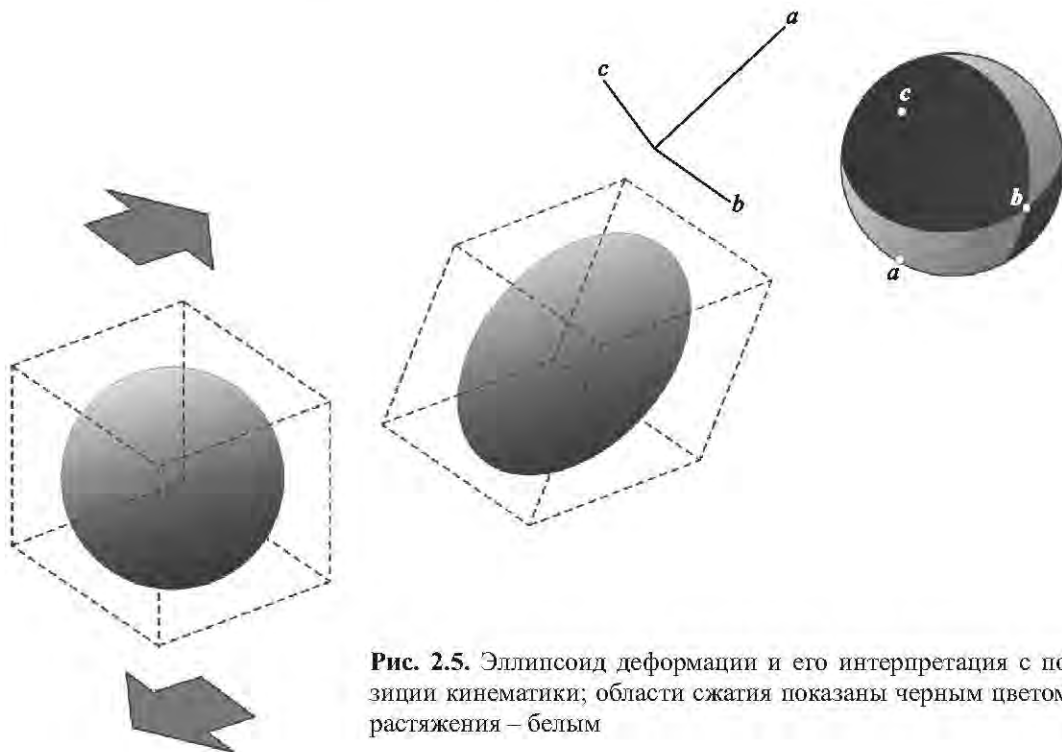


ными при изучении ориентированных шлифов. В данном случае предметом специального анализа являются *C-S*-структуры, внутреннее строение синтетонических порфириобластов – структуры «снежного кома», шлейфы рекристаллизованного материала, развитые около порфирокластов, смещение частей порфирокластов, «тени давления», «слодяные рыбки», структуры вальцовки и т.д. (рис. 2.3).

Направленность смещения определяется в сечении, которое лежит в плоскости сланцеватости (планарности) и параллельно линейности, фиксирующей направление транспорта вещества при деформациях (рис. 2.4).

*Динамический анализ* – предусматривает восстановление ориентировки сил и главных нормальных напряжений, результатом действия которых является деформация. По понятным причинам, непосредственно с силами и напряжениями при работе с древними геологическими объектами мы дело не имеем, однако, основываясь на ряде положений теории деформации, можем давать необходимые полуколичественные оценки. Для этого необходимо определиться с базовыми понятиями.

*Эллипсоид деформации* – геометрическое место точек, которое соответствует поверхности, образованной при деформации сферы. То есть при однородной деформации сфера, мысленно выделенная в рассматриваемом объеме, превращается в эллипсоид (рис. 2.5). Установление ориентировок и соотношения его осей является важной задачей структурной геологии. Классические примеры ее решения – изучение деформированных природных объектов с известной первичной геометрией (оолиты, раковины моллюсков и т.д.). В данной работе решалась задача определения ориентировки осей эллипсоида конечной деформации. При этом делалось допущение, что в масштабе изучаемых объектов, по которым проводился динамический анализ, деформация была однородной. Во всех построениях угол между осью сжатия и плоскостями скалывания (плоскости максимальных касательных напряжений) принят  $45^\circ$ .

**Рис. 2.5.** Эллипсоид деформации и его интерпретация с позиции кинематики; области сжатия показаны черным цветом, растяжения – белым

Поскольку рассматриваемые горные породы изначально обладали некоторой анизотропией (а угол между  $\sigma_3$  и  $\tau_{\max}$  в общем случае не строго  $45^\circ$ ), то, говоря об областях сжатия – растяжения, следует подразумевать некоторую неопределенность положения плоскостей максимальных касательных напряжений. Это определяет погрешность метода. В данном случае результаты анализа микроструктур (ввиду возможности большого количества измерений, позволяющего сивелировать отдельные отклонения) приобретают ключевое значение.

### 2.3. Микроструктурный анализ

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. Следует подчеркнуть, что изучению микроструктуры породы должно предшествовать детальное изучение макроструктур (ориентировки сланцеватости, линейности, типов складок и т.д.). Важным этапом работы является правильный отбор ориентированных образцов. Основное требование при изготовлении ориентированных шлифов для микроструктурного анализа сводится к тому, чтобы их плоскости легко можно было ориентировать в пространстве. Кроме того, при отборе ориентированных образцов нужно учитывать два условия. Первое – асимметрия порфирикластических систем. Это свойство микроструктуры, свидетельствующее о деформации простого сдвига, используют для определения направления вращательного движения порфирикласта и знака дифференциальных смещений (кинематики движений). Корректное наблюдение данных микроструктур возможно в сечениях, перпендикулярных оси вращения (см. рис. 2.4). Соответственно, отбор образца должен быть перпендикулярно сланцеватости (милонитовой планарности) и параллельно  $a$ -линейности породы [Родыгин, 2001]. Вторым условием является возможность измерения изучаемых объектов на Федоровском столике с учетом полного отражения при больших углах наклона шлифа по оси  $I$ .

При произвольной ориентировке сечения шлифа может сложиться ситуация, когда измерению поддается лишь часть интересующих структур (крылья изломов зерен или трансляционных двойников, поверхности спайности слюды для  $b$ - и  $r$ -тектонитов и т.д.).

В общем случае плоскость шлифа должна быть перпендикулярна оси вращения  $b$  (т.е. лежать в плоскости  $ac$ ). В ряде случаев для полной характеристики директивной структуры породы по



разным минералам необходимо изготовление нескольких шлифов во взаимно-перпендикулярных плоскостях (например, перпендикулярно сланцеватости, параллельно линейности породы, перпендикулярно сланцеватости и перпендикулярно линейности породы, т.е. в плоскостях  $ac$  и  $bc$ ) (рис. 2.6).

В настоящей работе рассматривались 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 происходит 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 рети-

**Рис. 2.6.** Схема отбора ориентированного образца для микроструктурных исследований

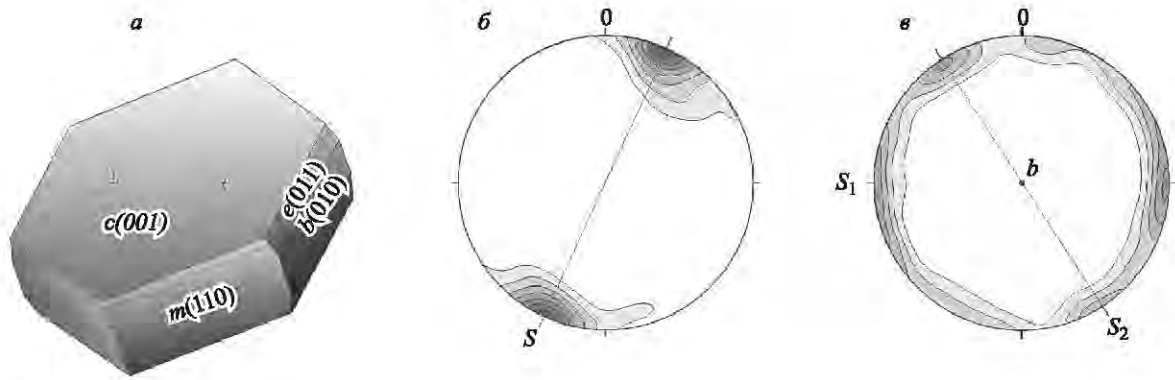


Рис. 2.7. Основные кристаллографические направления кристалла слюды

кулярной плотностью. В данном случае общая деформация породы будет являться интегральным результатом этих движений.

При изучении тектонических нарушений, зон смятия и т.д. в поле не всегда удастся точно определить тип перемещения по данной тектонической зоне, положение плоскости скольжения и т.д. В этом случае корректно поставленный микроструктурный анализ помогает решить эти проблемы.

**Ориентировка слюд и хлоритов.** Из группы пластинчатых минералов наиболее изучены закономерности тектонической ориентировки мусковита, биотита и хлоритов. Установлено, что совершенная спайность этих минералов по базопинакоиду  $c(001)$  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 (поскольку деформировать кристалл энергетически выгоднее путем трансляции в плоскости  $(001)$ , чем путем изгиба/излома). Это можно рассматривать как следствие закона Ле-Шателье для химической реакции роста данного минерала. Кроме того, наблюдается достаточное количество кристаллов, характеризующихся волнистым угасанием изогнутости и изломами спайности – результатом деформации ранее сформированных кристаллов. Ориентировка шарниров изломов, 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.

Выделяются несколько типов ориентировки слюды в породе. При наличии одного максимума, отвечающего сланцеватости  $S_p$  в породе выделяются  $S$ -тектониты (рис. 2.7, б). В случае наличия в породе нескольких направлений слюды, микрофривровки и плейчатости на стереограмме наблюдается или несколько отчетливых максимумов, или пояс вращения. В случае «обтекания» пластинками слюды веретенообразных минеральных агрегатов нормали спайности слюды на стереограмме образуют замкнутый пояс с осью, совпадающей с осью вращения. В этом случае принято говорить о  $b$ -тектонитах (рис. 2.7, в).

**Ориентировка трансляционных двойников в карбонатах.** 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  $e(01\hat{1}2)$ , а в зернах доломита – плоскость  $f(0221)$  (рис. 2.8).

Механическое двойникование зерен кальцита осуществляется по плоскости  $e(01\hat{1}2)$  только путем скольжения в направлении короткой диагонали спайного ромбоэдра (в направлении к оптической оси кристалла). В кальците имеются три такие плоскости, равнозначные в механическом отношении. Как правило, трансляционное скольжение идет одновременно по одной, реже по двум плоскостям.

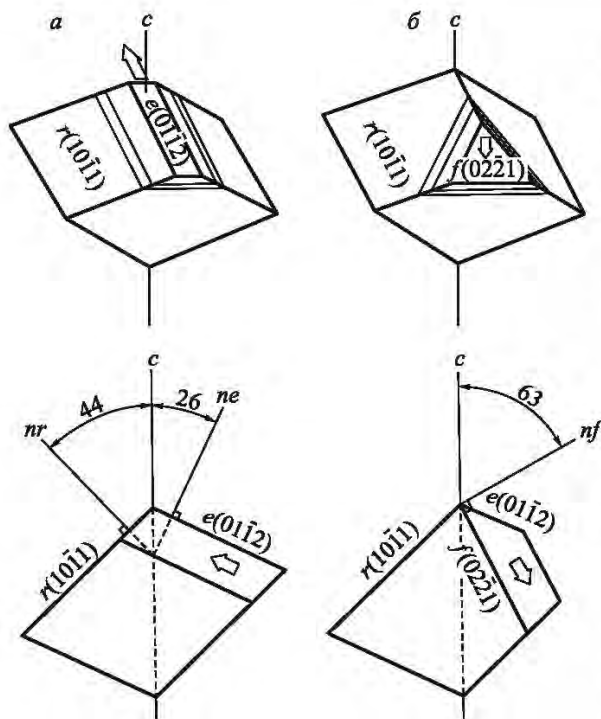


Рис. 2.8. Ориентировка главных кристаллографических плоскостей и направлений двойникового скольжения и угловые соотношения между ними (стрелки) в кристаллах кальцита (а) и доломита (б).  $ne$ ,  $nr$  и  $nf$  – нормали к плоскостям  $e(01\bar{1}2)$ ,  $r(1011)$ , и  $f(0221)$  соответственно

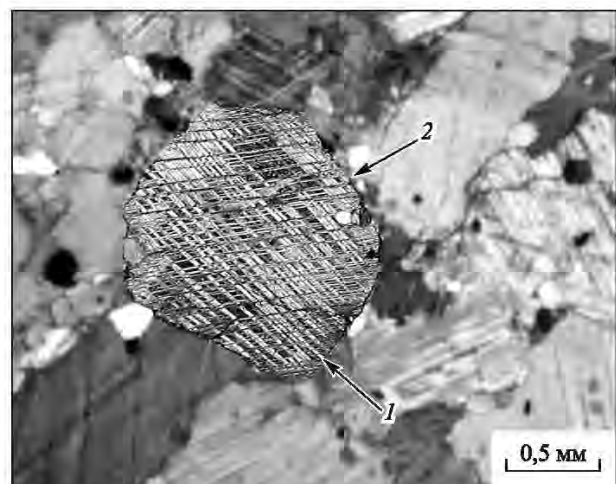
Для решения задач динамического анализа нами в ориентированных шлифах с использованием теодолитного Федоровского столика изучались массивные мраморы, карбонатные и кварц-карбонатные милониты. При этом определялась ориентировка трансляционных двойников (грани  $e(01\bar{1}2)$  тупого ромбоэдра, по которым происходит дифференциальное скольжение (рис. 2.10) 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, которые лежат приблизительно в плоскости  $cb$ . Рассмотренные соотношения относятся к тем случаям, когда деформация протекала в одну стадию. Нередко стадийность деформации фиксируется при наличии разновозрастных двойников, которые могут пересекать и смещать друг друга (рис. 2.9). Следует отметить, что, только опираясь на статистически значимое количество измерений, можно делать соответствующие выводы. Для этого необходимо составление отдельных диаграмм для двойниковых полосок разного возраста. В некоторых случаях удается выделять несколько направлений двойниковых плоскостей и, соответственно, говорить об особенностях деформации на различных стадиях формирования структуры.

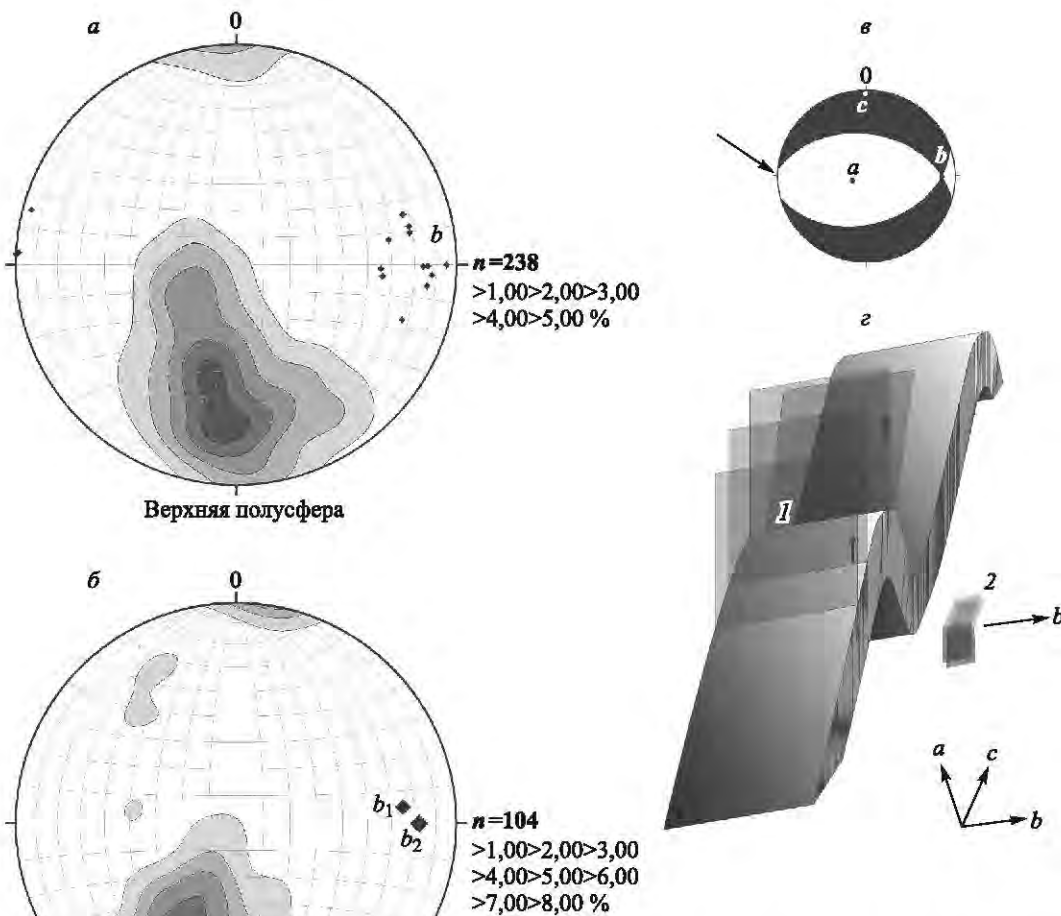
Ориентировка амфиболов. Не всегда условия обнаженности позволяют произвести необходимое количество измерений сланцеватости и минеральной линейности. Автором применена методика изучения ориентировки кристаллов амфибола в теле амфиболитов из зоны Архутско-Кынгаргского разлома. На теодолитном Федоровском столике 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 (рис. 2.11, б), полюса отдельности 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 ось  $b$ .

В совокупности с макроструктурными кинематическими индикаторами это позволило определить ориентировку осей конечного эллипсоида деформаций для данной породы (см. рис. 2.11, в) и восстановить ориентировку сил и главных нормальных напряжений, результатом действия которых является деформация породы в зоне разлома.

В совокупности с макроструктурными кинематическими индикаторами это позволило определить ориентировку осей конечного эллипсоида деформаций для данной породы (см. рис. 2.11, в) и восстановить ориентировку сил и главных нормальных напряжений, результатом действия которых является деформация породы в зоне разлома.

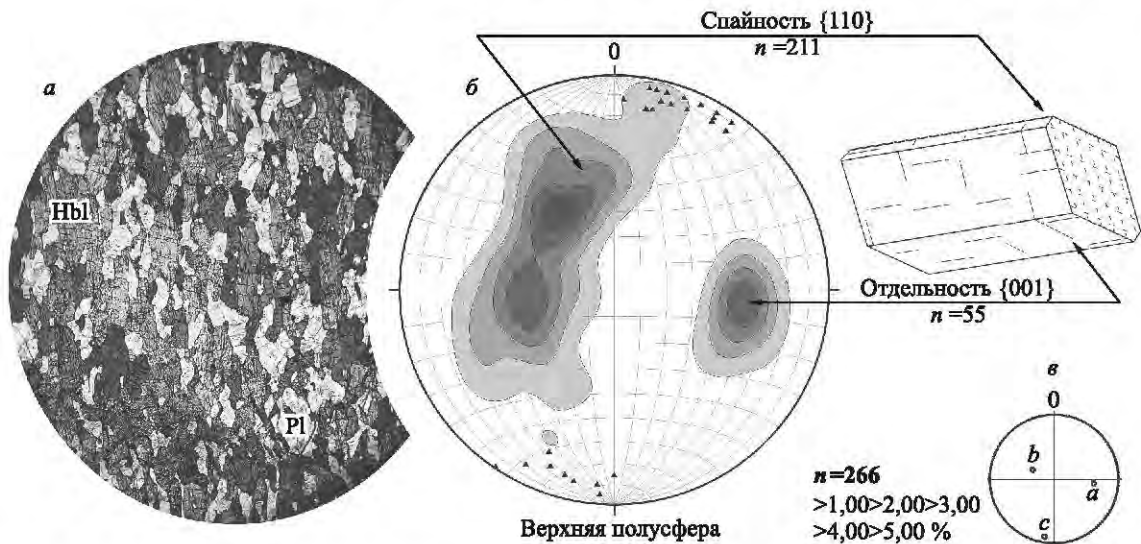
Рис. 2.9. На выделенном зерне кальцита наблюдаются две пересекающиеся системы двойниковых полос: ранняя (1) и более поздняя (2)





**Рис. 2.10.** Ориентировка плоскостей трансляционных двойников кальцита (*а*) и спайности слюды (*б*) на стереограмме.

*в* – результат динамического анализа, на сфере черный цвет – ориентировка областей сжатия, белый – растяжения; стрелкой показана плоскость скалывания, реализованная в данном тектоните; *г* – модель складки скалывания: *1* – плоскости скольжения; *2* – изломы трансляционных двойников и кристаллов слюды



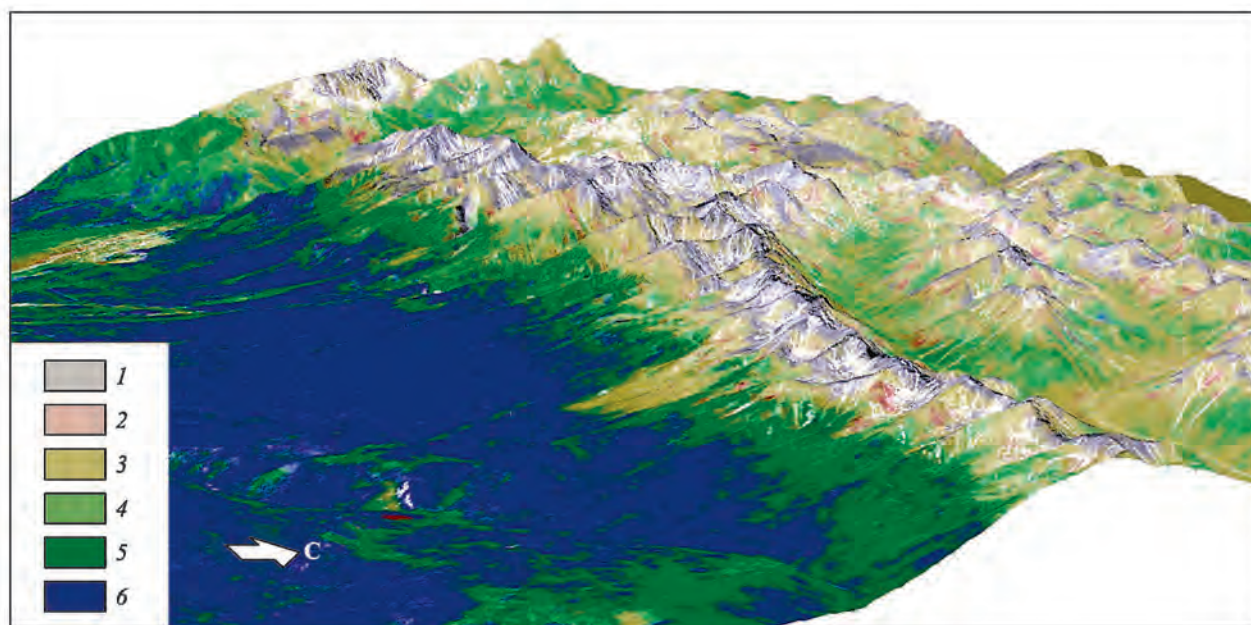
**Рис. 2.11.** *а* – микрофотография амфиболита, *б* – стереограмма ориентировок спайности и отдельности кристаллов амфибола, треугольниками обозначены полюса макроскопически выраженной сланцеватости; *в* – положение осей конечного эллипсоида деформации на стереограмме

## 2.4. Использование данных геоинформационных систем и дистанционного зондирования земли для задач геологического картирования

Применение геоинформационных технологий для задач геологического картирования и дальнейших тематических исследований стало актуальным уже довольно давно. При создании геологической карты на восточную часть Тункинских гольцов использование геоинформационных систем (ГИС-технологий) позволило существенно облегчить задачу геологического картирования и анализ крупных геологических структур. Навыки работы с настольными ГИС и системами спутниковой навигации – вынос точек наблюдения на геокодированные растровые изображения (топографические, геологические карты, космоснимки и т.д.), сейчас освоены большинством геологов. Здесь дадим краткий обзор методов, которые позволили не только зафиксировать полученные в поле геологические данные, но и получить качественно новые данные (по сравнению с традиционными методами работы с картографическим материалом). Набор самих методик, как таковых, не претендует на новизну, поскольку апробация этих методов в свое время проводилась в НРЦ ГИТ СО РАН совместно со многими геологами для решения разного типа задач [Глушкова и др., 2004].

Для решения задачи геологического дешифрирования нами использовались космоснимки SPOT. Корректное применение данных дистанционного зондирования является весьма актуальным. В нашем случае дешифрирование геологических структур осложняется сильно расчлененным рельефом и, соответственно, различной освещенностью склонов, слабой обнаженностью (см. рис. 2.11) и сложностью самих геологических структур. Эти факторы, а также наличие всего четырех каналов съемки заставили отказаться от использования автоматических количественных методов обработки снимков. Однако даже в таком «урезанном» виде, в условиях неоднородной сети полевых наблюдений, дешифрирование существенно облегчило составление геологической карты.

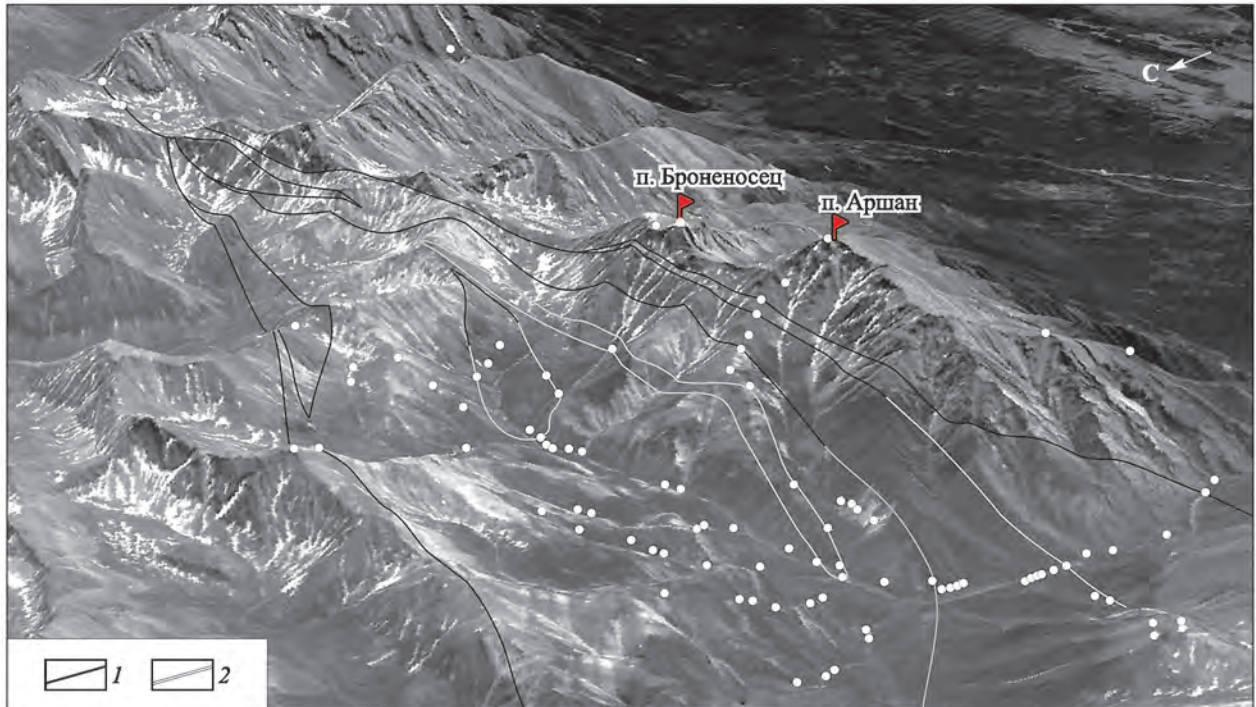
Первой задачей было определение пространственной области, где выделение геологических структур с помощью космоснимка является корректным. Для этого проводилось районирование площади снимка – выделение областей, перспективных для дешифрирования. Это позволило не расплывать внимание на интерпретацию смутных контуров в лесных массивах. Для чего в программной среде ENVI 4.5 был построен индекс растительности NDVI (для снимка SPOT используются 2 и 3 канала съемки), и проведена управляемая классификация методом «минимального расстояния».



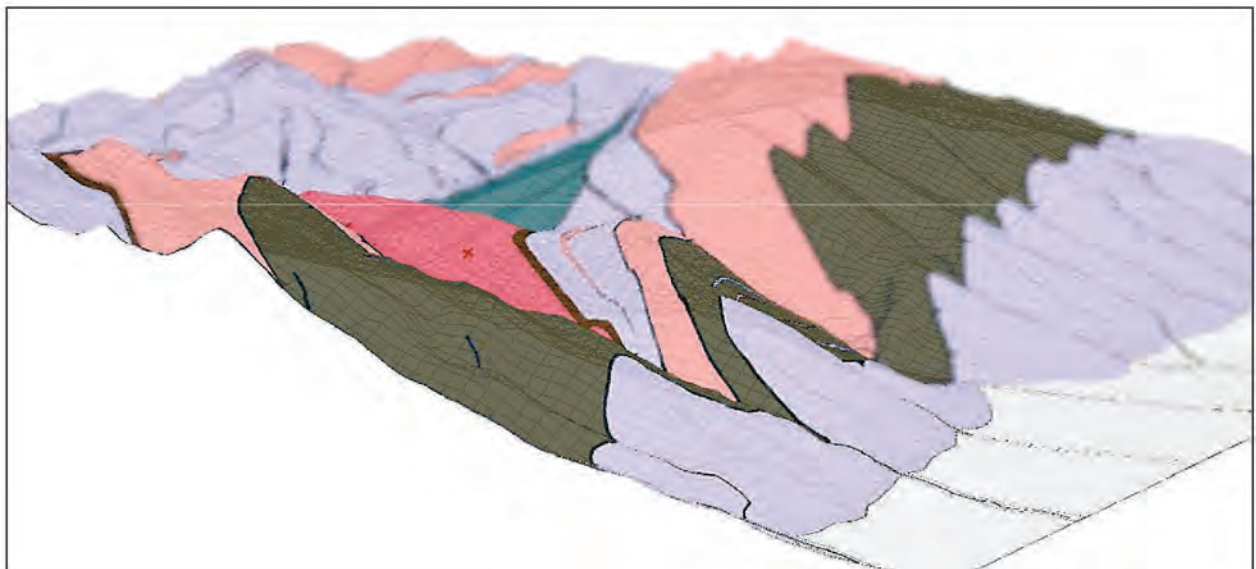
**Рис. 2.12.** Тункинские гольцы, район рек Архут, Харимта, Белокопытка, Кынгарга. Выделение областей, пригодных для геологического дешифрирования на основе построения индекса NDVI.

1 – гольцовая зона, 2 – область угнетенной растительности, пригодная для геологического дешифрирования; 3 – высокогорное редколесье; 4 – тундры; 5 – хвойные леса горных склонов; 6 – смешанные леса предгорий





**Рис. 2.13.** Космоснимок SPOT, совмещенный с цифровой моделью рельефа. Белые кружки – точки наблюдения. Линиями вынесены геологические границы: 1 – полученные при дешифрировании, 2 – полученные путем синтеза данных дешифрирования и полевых наблюдений



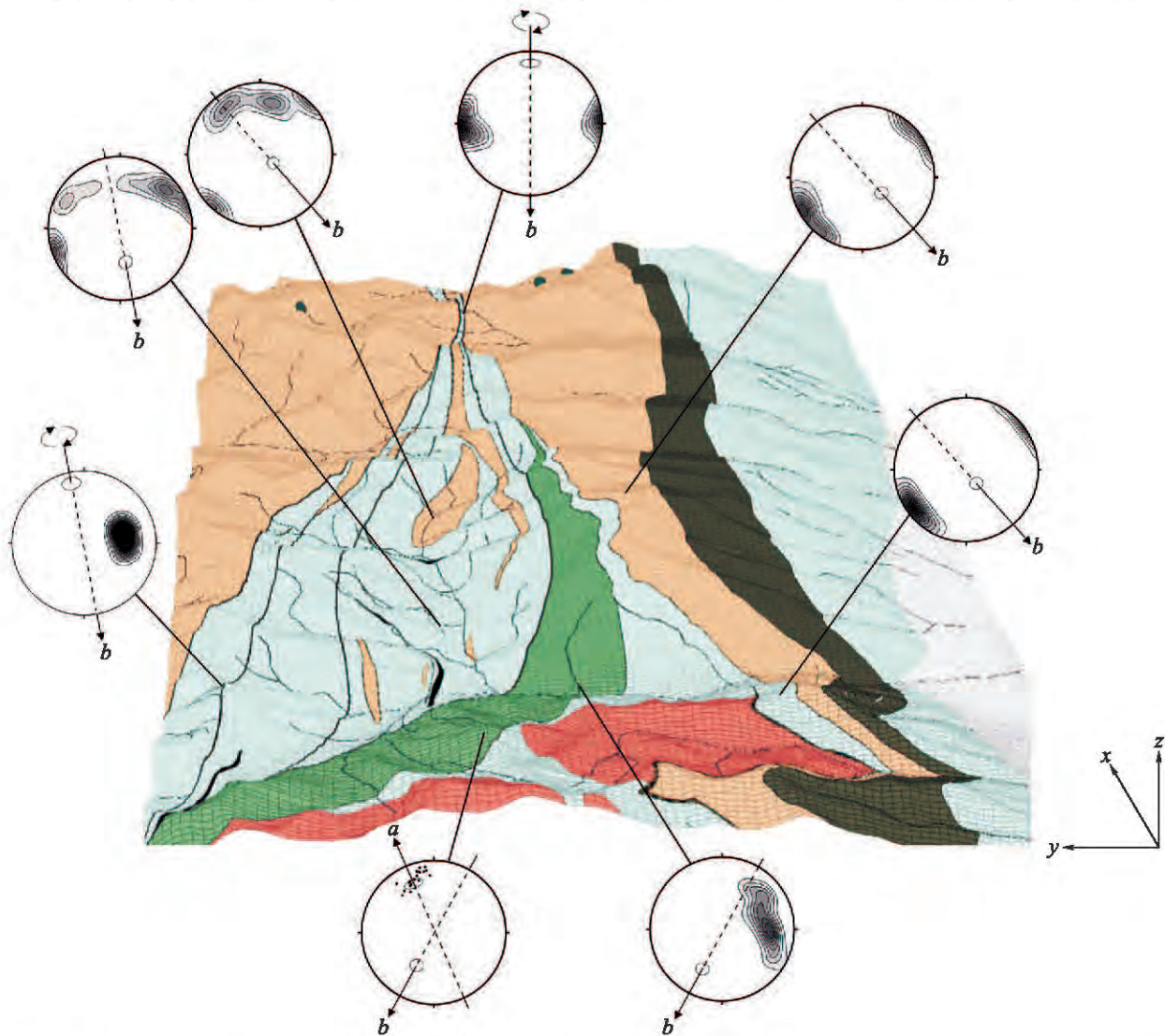
**Рис. 2.14.** Геологическая карта, совмещенная с цифровой моделью рельефа. Хорошо видны надвиговые тектонические пластины Южно-Аршанского домена

В результате получены области с разным интервалом значений индекса NDVI, соответствующих различным типам растительного покрова, и области, его лишенные (рис. 2.12).

Несмотря на относительно малую площадь дешифрирования, именно для гольцовой зоны (в связи с ее труднодоступностью и, соответственно, малым числом непосредственных наблюдений) данные дистанционного зондирования имеют наибольшее значение. Поскольку прослеживание гео-

логических границ в большинстве случаев затруднительно, сначала (с учетом уже имеющихся геологических данных) проводится дешифрирование, а потом закладываются заверочные маршруты – пересечения. По этой схеме закартирован пакет тектонических пластин Южно-Аршанского структурного домена. Лучше всего данная структура обнажена в южном борту субширотного участка долины р. Кынгарга (северные склоны пиков «Аршан» и «Броненосец») (рис. 2.13).

Здесь были выделены тектонические пластины биотитовых плагиогнейсов, гнейсов, амфиболитов, мраморов, кальцифиров и зеленых сланцев. В ходе заверки результатов дешифрирования в поле установлено хорошее соответствие выделенных объектов реальным геологическим телам. Во многих случаях точность выделенных дистанционными методами геологических границ соответствовала точности привязки GPS. Вынесенные на рис. 2.13 точки по северному гребню пика Аршан точно «легли» на ранее выделенные границы (что не является результатом более поздней «подгонки»!). Это свидетельствует о том, что даже на довольно скромном материале, при корректном использовании, с помощью дистанционных методов возможно получение достоверной геологической информации. В работе использовались цифровые модели рельефа (ЦМР) SRTM DEM, а также ЦМР, построенная на основе оцифрованной топографической карты масштаба 1:50 000. Эффективным приложением ЦМР является пространственный анализ геологических данных. Поскольку район работ характеризуется сильно расчлененным рельефом, то анализ геологических структур в виде псев-



**Рис. 2.15.** Совместный анализ 3D визуализированной геологической карты (макроструктуры района) и обобщенных мезоструктурных данных.

Изолинии на сфере – плотность выходов нормалей сланцеватости, точки – выходы длинных осей деформированных галек

до-3D изображений является эффективным инструментом изучения геометрии крупных геологических тел (отображаемых в масштабе карты) (рис. 2.14). Ввиду их наглядности (рис. 2.15) они используются как дополнительный материал к геологическим разрезам.

Комплексирование результатов геометрического анализа с 3D визуализацией макроструктур позволило с большей степенью определенности делать выводы об их пространственных взаимоотношениях и о формировании геологической структуры в целом.

Таким образом, с помощью инструментария ГИС (в условиях ограниченных возможностей использования данных дистанционного зондирования земли) удалось эффективно обработать имеющийся геологический материал, построить геологическую карту опорного участка и провести совместный анализ макро- и микроструктур (см. рис. 2.15). Появилась основа для проведения специализированных структурных методов исследования и воссоздания условий формирования деформационных структур района.

## Глава 3

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОМЕТРИЧЕСКИЙ И МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ АРШАНСКОГО ОПОРНОГО УЧАСТКА

Объектом исследования явились деформационные структуры (макро-, мезо- и микромасштаба) метаморфических пород восточной части Тункинских гольцов Юго-Восточного Саяна. Предыдущими исследованиями показана важная роль раннепалеозойских коллизионных событий в формировании структуры региона [Федотова, Хаин, 2002; Добрецов и др., 2007]. В последнее время появились новые структурные и геохронологические данные, указывающие на наличие позднепалеозойского ( $C_3$ – $P_1$ ) этапа деформаций, также имеющего важную структурообразующую роль для этого региона [Савельева и др., 2003]. Геологическое строение восточной части Тункинских гольцов характеризуется большим разнообразием деформационных структурных форм по масштабу и пространственно-возрастным соотношениям. В ходе полевых работ нами детально закартирован опорный участок (бассейны рек Кынгарга, Бухота, Харимта), кроме того, сделаны пересечения складчатой зоны от Тункинской котловины до Главного Саянского разлома по рекам Кынгарга, Харимта, Архут, Харсапка, Белокопытка, Федошкина речка и Эхе-Гол (карта фактов).

При картировании изучались деформационные структурные формы метаморфических пород (ориентировки шарниров складок, плоскостных и линейных директивных структур: минеральной и агрегатной полосчатости и линейности), проводился отбор ориентированных образцов метаморфических пород для микроструктурного анализа, а также отбор проб 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 выделения нескольких областей – доменов (рис. 3.1).

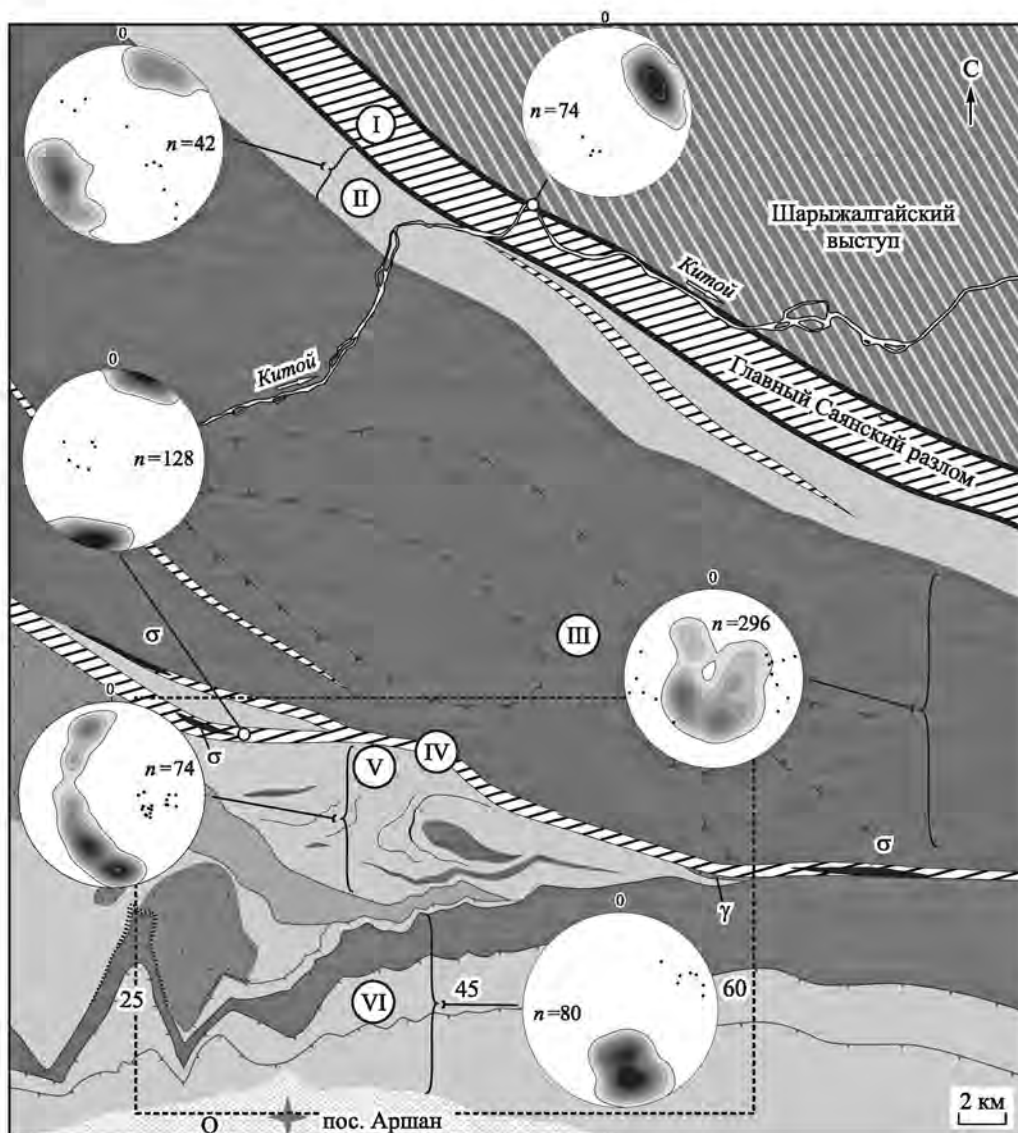
Наиболее детально были изучены структуры зоны Архутско-Кынгаргского разлома, Северо- и Южно-Аршанского доменов, где наблюдается наиболее полный парагенез позднепалеозойских деформационных структур.

#### 3.1. Южно-Аршанский домен

В строении домена принимают участие различные по литологии метаморфические образования (рис. 3.2):

- 1 – кальцитовые, кальцит-мусковитовые, кальцит-флогопит-диопсидовые мраморы и углисто-карбонатные милониты;
- 2 – метатеригенные зеленые сланцы;
- 3 – мономинеральные, плагиоклазовые, плагиоклаз-биотитовые амфиболиты и основные кристаллические сланцы;
- 4 – биотитовые плагиогнейсы.

Для геологической структуры домена характерно деление на ряд тектонических пластин, отличающихся по литологии и отделенных друг от друга зонами разрывных нарушений. На границах тектонических пластин наблюдаются зоны рассланцевания и катаклаза с появлением новообразованных листоватых минералов – слюд и хлоритов. Основываясь на данных геологического картирования и определения кинематики движений, установлена их надвиговая природа. В северной части домена тектонические пластины надвинуты на неметаморфизованные отложения сагансайрской



**Рис. 3.1.** Структурно-геологическая схема восточной части Тункинских гольцов. Структурно-вещественные домены: I – Китойский (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). Штриховым квадратом околнены границы Аршанского опорного участка (см. рис. 3.2). На стереограммах изолиниями показано залегание сланцеватости (с шагом изолиний 1%), точками – ориентировка шарниров синхронных складок

свиты (С–Р), представленные красноцветными песчаниками и мелкообломочными конгломератами. Данные взаимоотношения наблюдались на водоразделах рек Кынгарга–Бухота, Бухота–Бугатай и Толта–Зун-Хандагай. На водоразделе Зун-Хандагай–Толта отложения этой свиты составляют полимиктовые конгломераты, гравелиты, красноцветные песчаники с прослоями вишнево-красных алевролитов (рис. 3.3, а). Конгломераты залегают на размытой поверхности мраморов с ярко выраженным структурным несогласием (см. рис. 3.3, в, г) и общим пологим падением на юг под углом 5–10°. На осадочных породах свиты с тектоническим контактом залегают катаклазированные, хлоритизированные гнейсы, которые образуют несколько тектонических останцев, хорошо выраженных в ре-

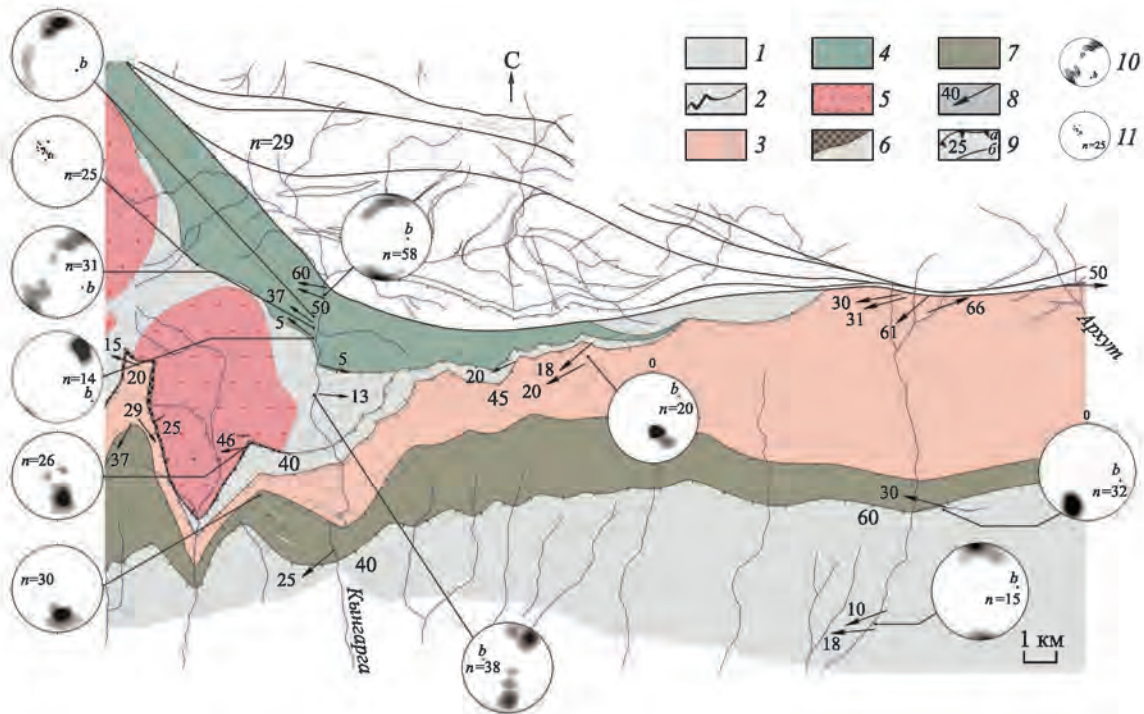


Рис. 3.2. Геологическая схема Южно-Аршанского домена.

1 – мраморы, кальцифиры, кварц-карбонатные, углисто-карбонатные милониты; 2 – маркирующие тела гранат-слоидных сланцев; 3 – амфиболиты, гранатовые амфиболиты, биотитовые, биотит-амфиболовые плагиogneисы; 4 – метапелитовые зеленые сланцы; 5 – дуполовшпатовые граниты; 6 – красноцветные грубообломочные породы сагансайрской свиты ( $C_3$  ?); 7 – диафоритовые зеленые сланцы; 8 – ориентировка шарниров складок; 9 – разломы (а – с наклонным, б – с вертикальным положением поверхности сместителя); 10 – залегание плоскостных элементов сланцеватости, полосчатости на стереограмме; 11 – ориентировка длинных осей деформированных галек

льфе (см. 3.3, в, 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 порядка 40–50 м.

На водоразделе рек Бухота–Бугатай отложения сагансайрской свиты представлены в основном полимиктовыми конгломератами с маломощными прослоями красноцветных плохо сортированных грубозернистых песчаников (см. рис. 3.2, б). Они с размывом залегают на микроклиновых гранитах с общим падением на юг (азимут падения  $150^\circ$ ,  $\angle 25^\circ$ ) и в свою очередь перекрываются (по тектоническому контакту) рассланцованными хлоритизированными гнейсами и амфиболитами. Следов деформации пород и метаморфических изменений не наблюдается. Мощность отложений 30–40 м.

На гребне между реками Бухота и Кынгарга аналогичные отложения выполнены преимущественно мелкогалечными плохо сортированными конгломератами и красноцветными песчаниками (рис. 3.4), которые также с размывом залегают на гранитах (азимут падения  $180^\circ$ ,  $\angle 46^\circ$ ). Вблизи тектонического контакта тонкообломочные породы теряют свою сплошность, приобретают сланцеватый облик и рассыпаются на тонкие пластинки, что может быть вызвано катаклизмом при межслоевом скольжении и ростом новообразованного хлорита.

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 свидетельствует 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. 3.5) и  $F_2$  (складки

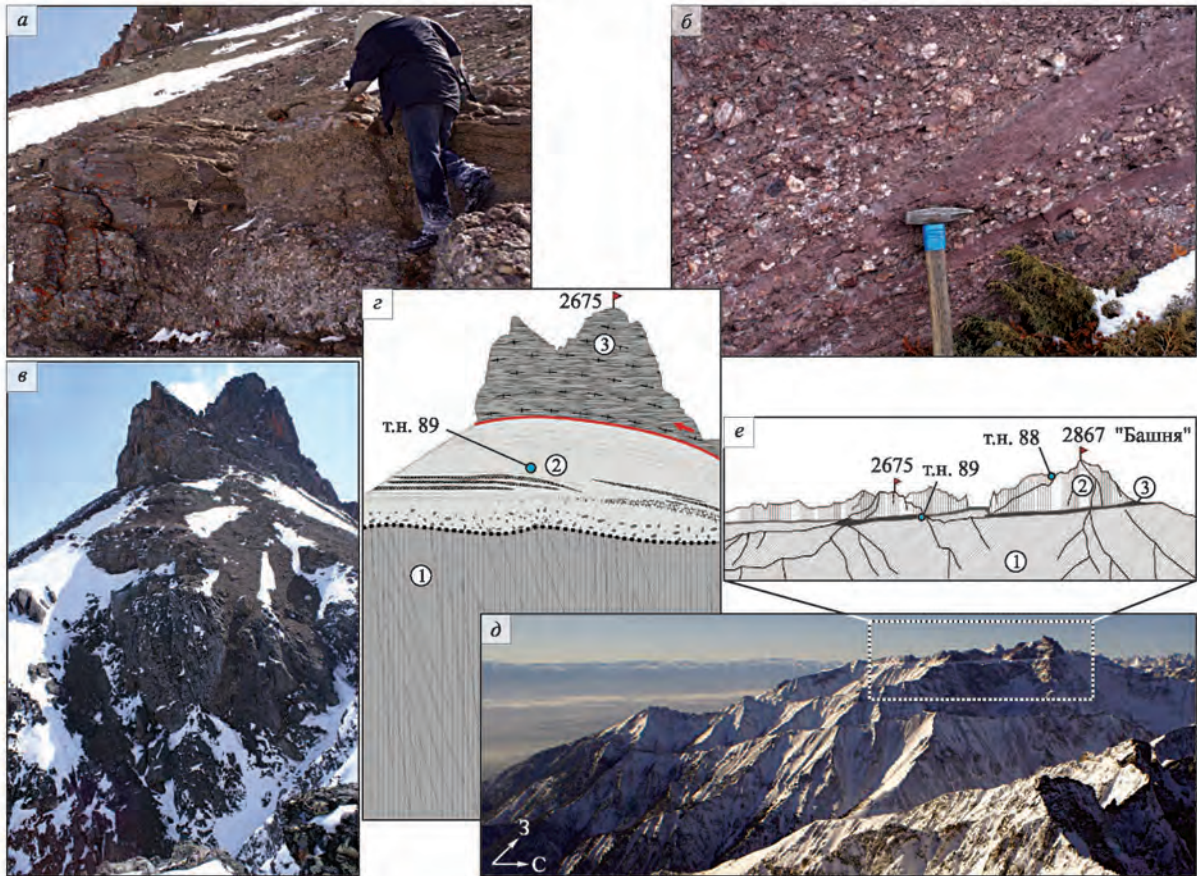


Рис. 3.3. Взаимоотношение отложений сагансайрской свиты и покровных тектонических структур.

*а* – пологое ( $5\text{--}10^\circ$ ) залегание конгломератов и песчаников в верховьях р. Толта; *б* – конгломераты и песчаники в районе водораздела рек Буготай–Бухота (угол падения  $25^\circ$ ); *в*, *з* – фотографии и схематический рисунок, иллюстрирующий налегание отложений сагансайрской свиты (2) на деформированные мрамора (1), и положение тектонического останца, сложенного катаклазированными гнейсами (3), красной линией показано положение поверхности сместителя надвига; *д* – верховья рек Буготай и Толта, хорошо выражена в рельефе линия надвига; *е* – положение автохтона (1), останцы аллохтона (2) и выходы грубообломочных отложений сагансайрской свиты (3)

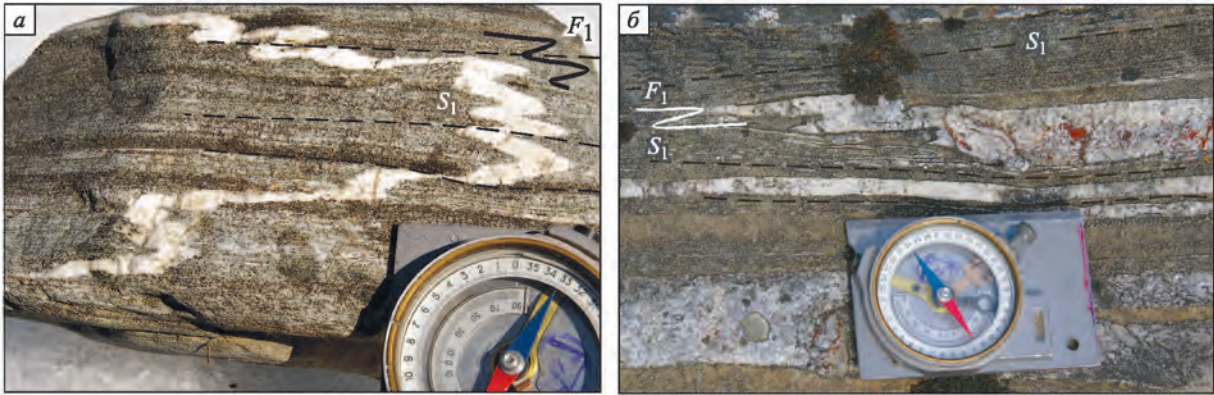
вязкопластичного излома и складки изгиба в зависимости от литологии и положения в тектоническом «разрезе»).

Для складок  $F_1$  характерны сложные дисгармоничные структуры, часто наблюдаются оторванные замки складок и т.п. (рис. 3.6). 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 слюды (параганит, мусковит, флогопит).

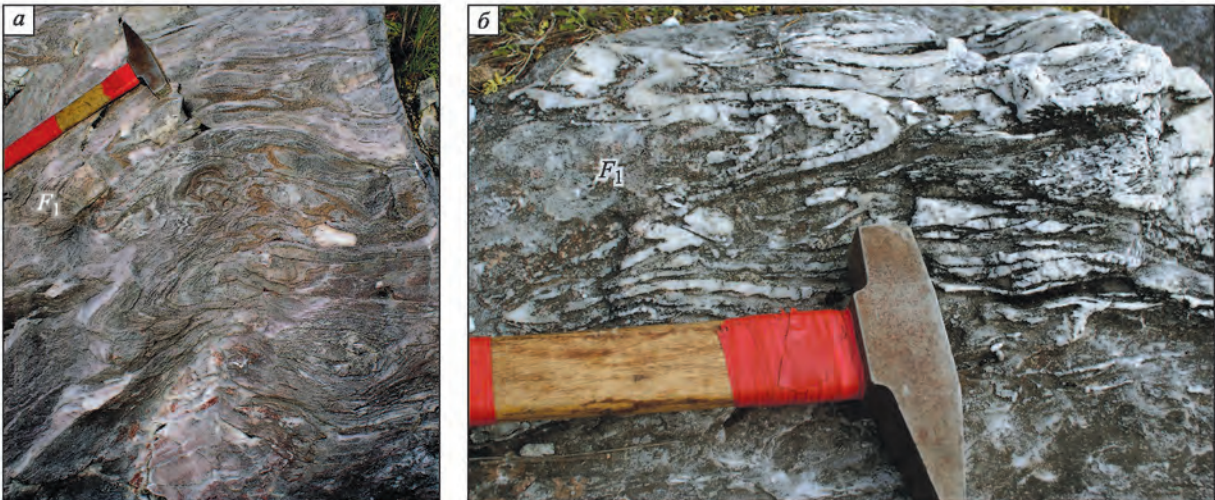
Шарниры складок погружаются на юго-запад под углом  $\sim 20^\circ$ . Исключение составляют складчатые структуры тектонической пластины зеленых сланцев в северной части домена, где в большей мере представлены складки  $F_2$ , а ориентировка



Рис. 3.4. Наклонное залегание конгломератов сагансайрской свиты на водоразделе рек Бухота–Кынгарга (на заднем плане долина р. Кынгарги)



**Рис. 3.5.** Мезомасштабные складчатые структуры. Видны соотношения складок  $F_1$  и плоскостной структуры  $S_1$ .  $a$  – пегматитовые складки (аплитовая жила) в биотитовых плагиогнейсах, переслаивающихся с амфиболитами;  $b$  – складки сдвигового течения в мраморах



**Рис. 3.6.** Морфология складок  $F_1$  в мраморах. Складчатые структуры с малой ( $a$ ) и большой ( $b$ ) степенью дисгармонии

**Рис. 3.7.** Морфология складок  $F_2$  в апоамфиболитовых диафторитовых сланцах





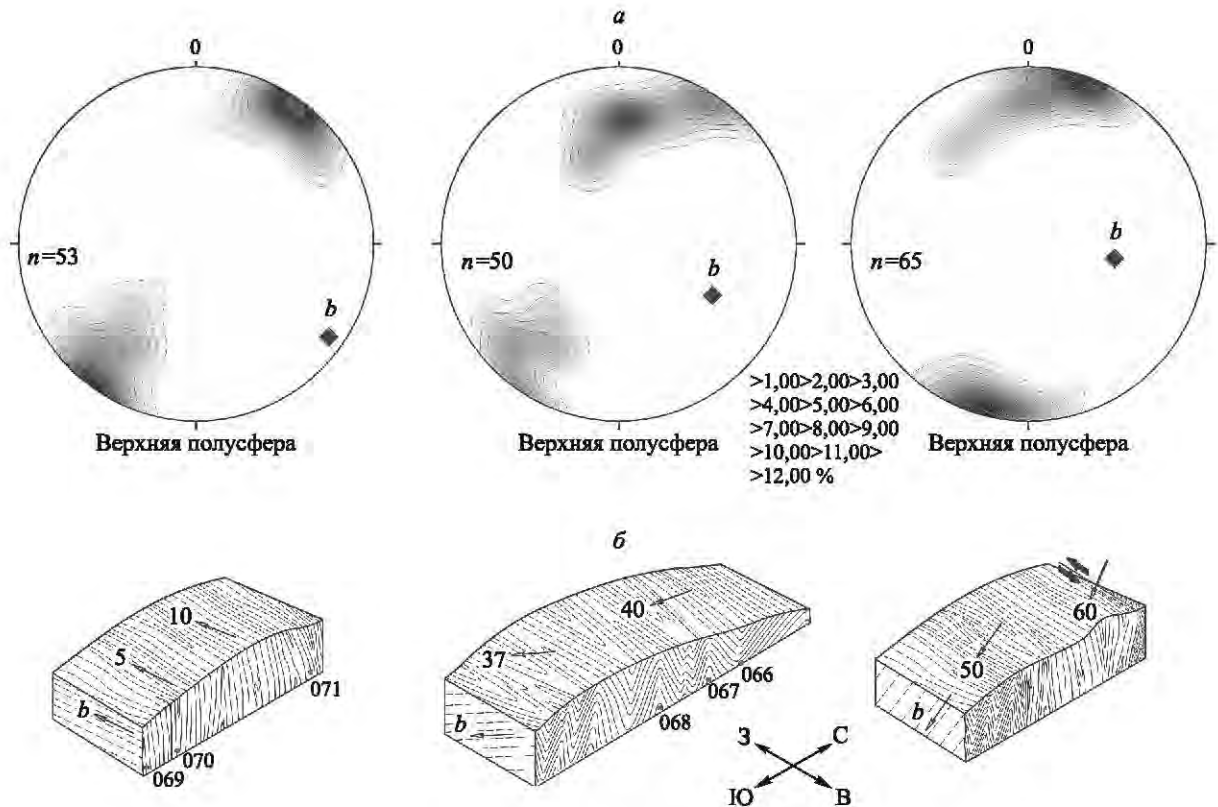


Рис. 3.8. Макроструктура толщи зеленых сланцев.

*a* ориентировка сланцеватости ( $S_1$ ) на стереограммах; *b* блок-диаграммы складчатой структуры, стрелками показаны ориентировки шарниров складок

их шарниров закономерно меняется по мере приближения к границе с Северо-Аршанский доменом (рис. 3.8). 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. 3.5).

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 диафоритах по плагиоклазовым амфиболитам формируются складки вязкого излома (рис. 3.7). В апоамфиболитовых сланцах наблюдаются начальные стадии формирования  $C-S$ -тектонитов, по которым надежно определяется кинематика движений при деформации. Складчатые структуры  $F_2$  в пластине метapelитовых зеленых сланцев, находящейся в основании «пакета» тектонических пластин, представлены кинематическим типом изгиба с деформацией в замке. Ориентировка шарниров складок субширотная с падениями как на восток, так и на запад под углами  $0-15^\circ$ .

Анализ перемещений по синскладчатым разрывам для Южно-Аршанского домена показывает, что при формировании складчатых структур  $F_1$  и  $F_2$  кинематика не менялась. Более подробно следует рассмотреть внутреннюю структуру пластины метapelитовых зеленых сланцев в северной части домена. В целом породы имеют следующий минеральный состав: кварц (Qtz), плагиоклаз (Pl), биотит (Bt), эпидот (Ep), кальцит (Cal),  $\pm$  амфибол (Amf),  $\pm$  гранат (Grt), что отвечает верхам зеленосланцевой фации метаморфизма. По остаткам формационных структур, таких как деформированные конгломераты (их ориентировка дана на рис. 3.2), можно сделать вывод об осадочной природе протолита этих пород.

Протолитом могли выступать терригенные песчано-сланцевые отложения верхнешумакской свиты [Боос, 1991]. Складчатая структура, как отмечалось выше, представлена напряженными и

изоклинальными складками, при этом наблюдается закономерное изменение ориентировки их шарниров по мере приближения к северной границе пластины (см. рис. 3.8).

Большая часть складок ( $F_2$ ) образуется путем изгиба плоскостной директивной структуры ( $S_1$ ), выполненной биотитом. Образование складок сопровождается формированием прерывистого кливажа осевой плоскости ( $S_2$ ). При этом угол падения шарниров складок меняется в крест простирания складчатой структуры от  $\sim 0^\circ$  в южной части до  $50\text{--}60^\circ$  в северной (см. рис. 3.8), что может свидетельствовать о формировании складчатой структуры в несколько этапов. Контакт пластины зеленых сланцев с мраморами (слагающими южное крыло антиформы) имеет тектонический характер. Карбонаты вблизи него интенсивно прокварцованы, в них появляются скаполит (крупные пойкилитовые кристаллы) и бесцветная слюда (флогопит) (Cal, Qtz, скаполит (Scap), флогопит (Flog)). Зеленые сланцы имеют следующий минеральный состав: Qtz, Pl, Bt, Ep, Cal  $\pm$  Amf, и характеризуются грубой проникающей сланцеватостью ( $S_3$ ). По ориентировке мелких складок волочения и структур вальцовки определяются левосторонние сдвиговые смещения по разлому.

### 3.2. Микроструктурный анализ метаморфических пород Южно-Аршанского домена

Предметом рассмотрения являлись определенные кристаллографические элементы минералов, слагающих породу, спайность, отдельность, трансляционные двойники, структуры изгиба/излома минералов, имеющие статистически закономерное расположение.

**Южная пластина мраморов.** Геологическое строение пластины изучено по каньонам рек Кынгарга и Харимта. Для образца T09003 диопсидового мрамора (Cal, диопсид (Di), Flog, Qtz) в ориентированном шлифе с использованием теодолитного Федоровского столика определяли ориентировку трансляционных двойников (грань с 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. 3.9) нормали к плоскостям двойникования формируют область с максимумом, отвечающим главной поверхности скалывания (азимут падения  $184$ ,  $\angle 49^\circ$ ). Шарниры изломов двойников формируют хорошо выраженный максимум ( $b_2$ , азимут падения  $270$ ,  $\angle 16^\circ$ ), что отвечает положению оси  $b$ . Угол между осью  $c$  и максимумом поверхностей трансляции принимается равным  $45^\circ$ .

На этом основании (с учетом направления трансляционного скольжения) восстанавливается ориентировка осей конечного эллипсоида деформаций (см. рис. 4.1). Аналогичная картина наблюдается при изучении ориентировок флогопита в этих породах (см. рис. 3.9, б), что свидетельствует об 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 (см. рис. 3.9, в), в процессе надвигообразования, синхронно с образованием макроструктур  $S_1$  и  $F_1$ .

**Северная пластина гнейсов и амфиболитов.** Данная тектоническая пластина была изучена по каньону р. Кынгарга и на водораздельных гребнях рек Буготай–Бухота и Бухота–Кынгарга.

Для образца T06031 хлоритизированного биотитового плагиогнейса (Pl, Qtz, хлорит (Chl), Bt, Ep), отобранного в левом борту каньона р. Кынгарга, в ориентированном шлифе определялась ориентировка хлорита, обуславливающего макроскопически выраженную плоскостную структуру породы (азимут падения  $180$ ,  $\angle 30^\circ$ ). Полоса спайности хлорита на стереограмме формируют незамкнутый пояс вращения с ориентировкой оси  $b$  (азимут падения  $255$ ,  $\angle 24^\circ$ ). Такая ориентировка кристаллов хлорита объясняется комбинацией двух плоскостных структур, расположенных под острым ( $\sim 24^\circ$ ) углом друг к другу (рис. 3.10), по соотношению  $S_1$  и  $S_2$  определяется (в плоскости шлифа) левосторонняя кинематика смещения. Это указывает на надвиговый характер перемещений при деформации, при которой восстанавливаются ориентировки образца относительно горизонтали и стран света. 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 образо-

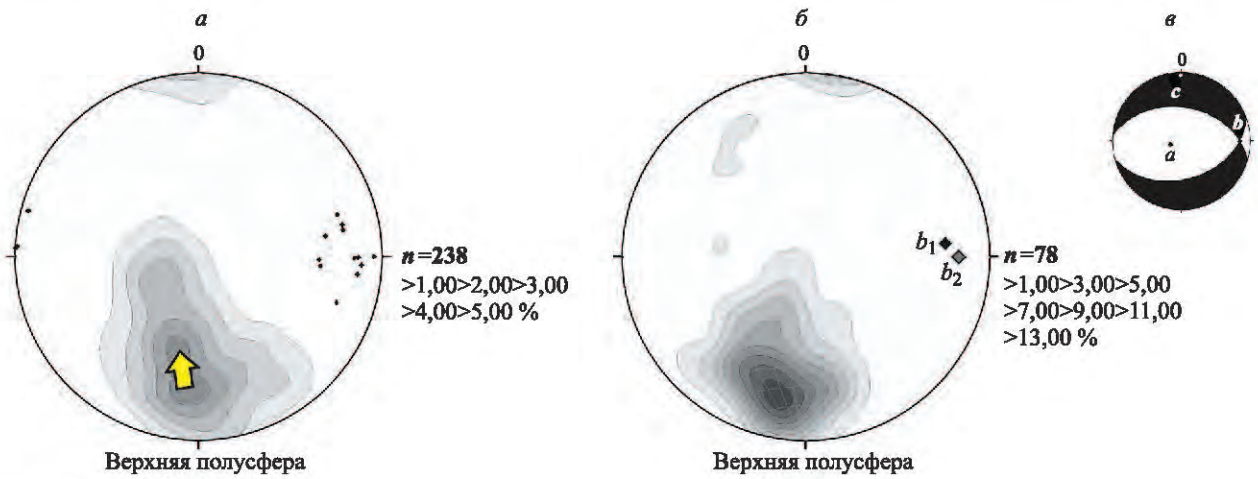


Рис. 3.9. Стереограммы ориентировок.

*а* трансляционные двойники кальцита  $e(01\bar{1}2)$  (стрелкой показано направление двойникового скольжения, точками обозначены шарниры изломов двойников кристаллов кальцита); *б* кристаллы флогопита (спайность).  $b_1$  и  $b_2$  оси вращения по слодам и двойникам кристаллов кальцита соответственно; *в* динамическая интерпретация микроструктур: черный цвет области сжатия, белый растяжения

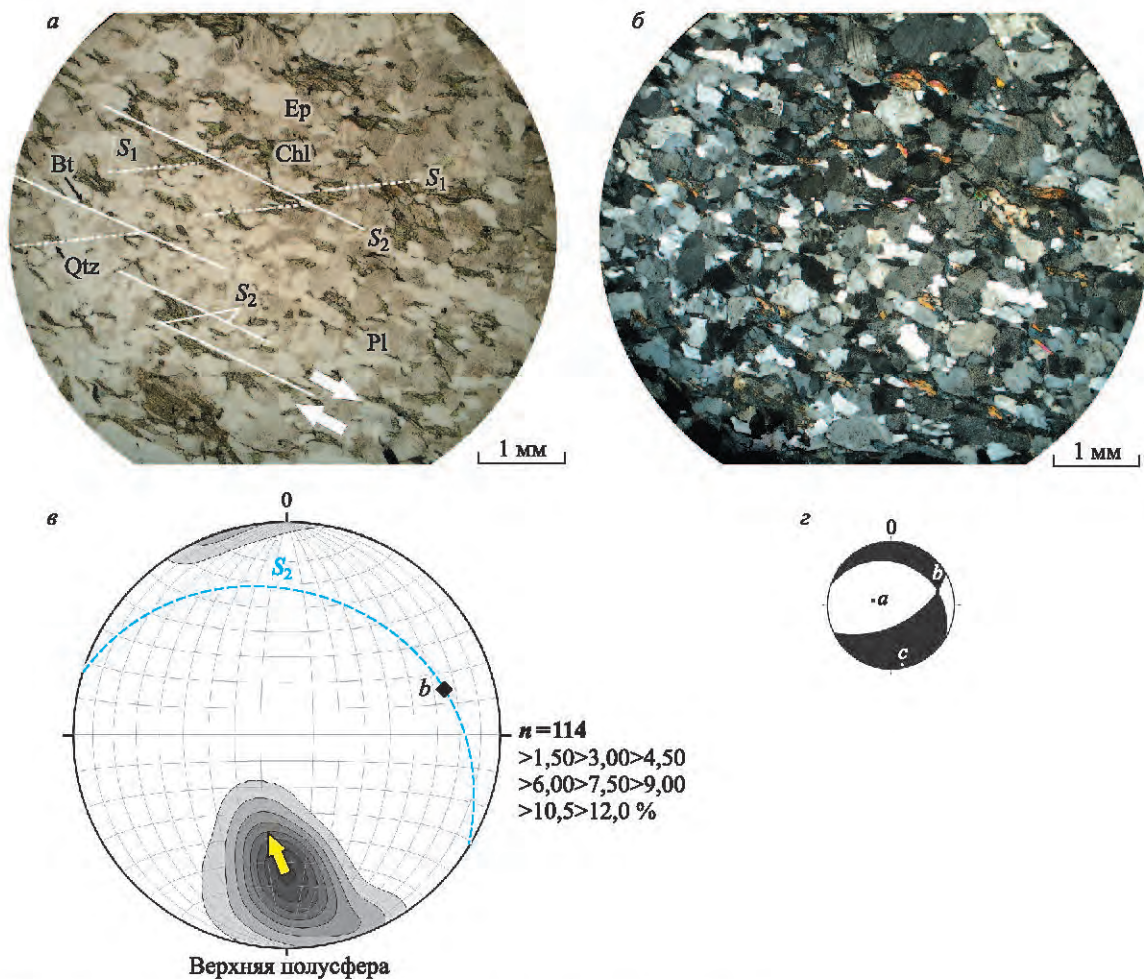


Рис. 3.10. Ориентировка хлорита в хлоритизированном плагинейсе.

*а* микрофотография, николи ||; *б* николи +; *в* стереограмма ориентировок хлорита, голубой линией показана плоскость скольжения  $S_2$ , стрелкой показано направление скольжения; *г* динамическая интерпретация микроструктур: черный цвет области сжатия, белый растяжения

вание мелких складок  $F_2$  (см. рис. 3.7). Здесь был отобран образец серицитизированного гнейса (Ф08217) (рис. 3.11). В петроструктурном плане порода характеризуется наличием прерывистого кливажа, домены которого выполнены мелкозернистой слюдой – серицитом. Наблюдается дробление зерен кварца и полевого шпата, их разворот и т.д. По асимметрии кливажных структур и кварц-полевошпатовых микролитонов определяется левосторонняя кинематика движений в плоскости шлифа (см. рис. 3.8, *a*). Микроструктура породы обуславливает появление макроскопически выраженной сланцеватости  $S_2$ .

**Северная пластина зеленых сланцев.** Геологическое строение пластины изучено в береговых обнажениях р. Кынгарга. Результаты геометрического анализа макроструктур показывают сложность строения этой структурно-литологической единицы. Для образца зеленого сланца T06009 (Qtz, Bt, Chl, Ep, Cal) в ориентированном шлифе с использованием теодолитного Федоровского столика определялась ориентировка листоватых минералов – биотита и хлорита. Установлено, что эти минералы находятся в трех структурных позициях: 1) директивная структура  $S_1$ , представленная биотитом; 2) директивная структура  $S_{1,2}$ , представленная хлоритом; 3) мелкокристаллические биотит и хлорит в кливажных доменах  $S_2$  (рис. 3.12, *a, б, в* соответственно). Биотит в породе формирует плоскостную структуру  $S_1$ , за счет изгиба которой и формируются макроскопически выраженные складчатые формы. Выходы нормалей спайности биотита на стереограмме образуют незамкнутый пояс вращения (см. рис. 3.12, *a*), что объясняется изгибанием и переориентировкой кристаллов биотита в ходе деформации. Деформация породы происходила на фоне снижения температур метаморфизма, соответственно, дальнейший ход прогрессивной деформации зафиксировался в минералах, образующихся при более низких температурах. Измерение направленности хлорита в породе позволило установить, что этот минерал ориентируется в плоскости под углом  $37^\circ$  к структуре  $S_1$ , выполненной биотитом. На стереограмме полюса спайности формируют область, слабо вытянутую в поясе вращения (угловые соотношения  $1/7 - 1/8$ ). В породе также наблюдается прерывистый кливаж с резкой границей между микролитонами и кливажными доменами. Данная плоскостная структура ( $S_2$ ) отвечает кливажу осевой плоскости складок  $F_2$  (микроструктура растворения под давлением  $\perp C$ ). В ходе измерения мелкозернистых листоватых минералов (хлорита и биотита) в кливажных доменах установлена их ориентировка. На стереограмме полюса спайности формируют компактную область (угловые соотношения  $\sim 1/1$ ) с максимумом азимута падения  $20 \angle 80^\circ$ . Плоскость  $S_2$  расположена под углом  $45^\circ$  к плоскости, в которой ориентированы кристаллы хлорита. Из наблюдаемых соотношений можно сделать вывод, что кливаж осевой плоскости  $S_2$ , а также микроструктура  $S_{1,2}$ , выполненная хлоритом, являются наиболее поздними образованиями, отвечающими времени формирования складок  $F_2$ . Нормали к плоскостям  $S_2$  соответствуют оси сжатия, а микроструктура, выполненная хлоритом, – поверхности скалывания, по которой реализуются касательные напряжения в породе. Основываясь на этих данных, можно реконструировать ориентировку действующих сил на момент формирования вышеперечисленных структур (рис. 3.13, *б*). Результат динамического анализа для пластины зеленых сланцев по микро-, макроструктурам  $S_2$  и  $F_2$  принципиально не отличается от полученного для северной пластины гнейсов и амфиболитов. Наблюдается лишь отличие  $\sim 20^\circ$  в ориентировке оси сжатия, что отражает, скорее всего, локальные неоднородности поля напряжений в пакете надвиговых тектонических пластин.

Исходя из предположения, что микроструктура  $S_1$  также отвечала плоскостям скалывания на момент роста биотита, информации по углу разворота вокруг оси  $b$  и данным по ориентировке шарниров складок  $F_1$  вблизи южного контакта пластины, можно попытаться реконструировать ориентировку сил на момент формирования микроструктуры  $S_1$  (см. рис. 3.13, *a*). Отдавая себе отчет в сложности процедуры восстановления «обратного» хода деформации и предположительности результатов такой процедуры, попробуем рассмотреть ее результаты.

На сфере отражена ориентировка двух плоскостей максимальных скалывающих напряжений: одна плоскость субвертикальна, другая субгоризонтальна. Судя по ориентировке биотита, на уровне породы реализовывалась субгоризонтальная плоскость скалывания (I) с образованием сланцеватости  $S_1$  (см. рис. 3.13, *a*). Южный контакт пластины (вблизи которого в наибольшей степени выражены макроструктуры данного этапа) имеет субвертикальное положение, а перемещения по разлому имеют взбросовый характер. Ориентировка плоскости сместителя совпадает с теоретически возможной вертикальной плоскостью скалывания (II).

Соответственно, в самой пластине зеленых сланцев (на микроуровне) реализовывалась одна плоскость скалывания, а на границе пластины – вторая. Исходя из качественного соответствия на-

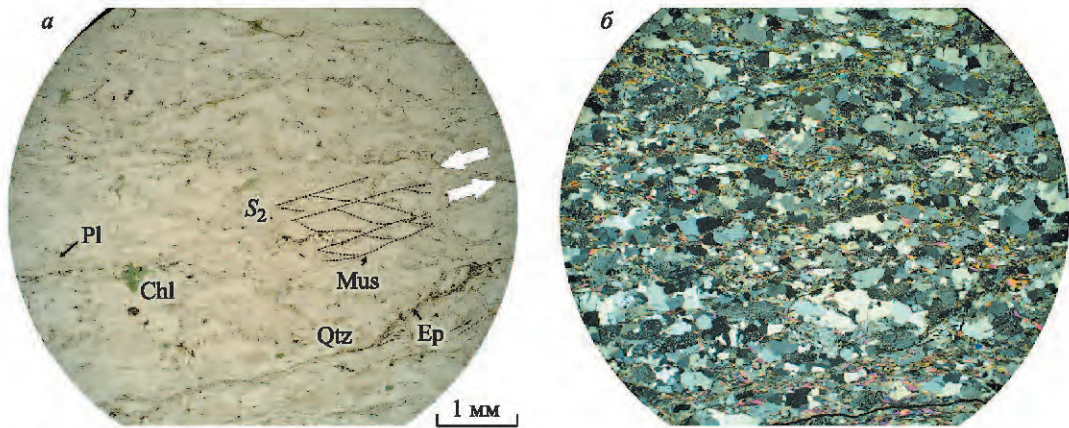


Рис. 3.11. Микрофотография серицитизированного плагиогнейса (обр. Ф08217).

*a* — николи ||, стрелками показано направление скольжения в плоскости шлифа; *б* — николи +, показана структура «обтеkania» зерен кварца и полевого шпата агрегатом мелкокристаллического мусковита (сетчатая сланцеватость), дающая макроскопически выраженную плоскость скольжения  $S_2$

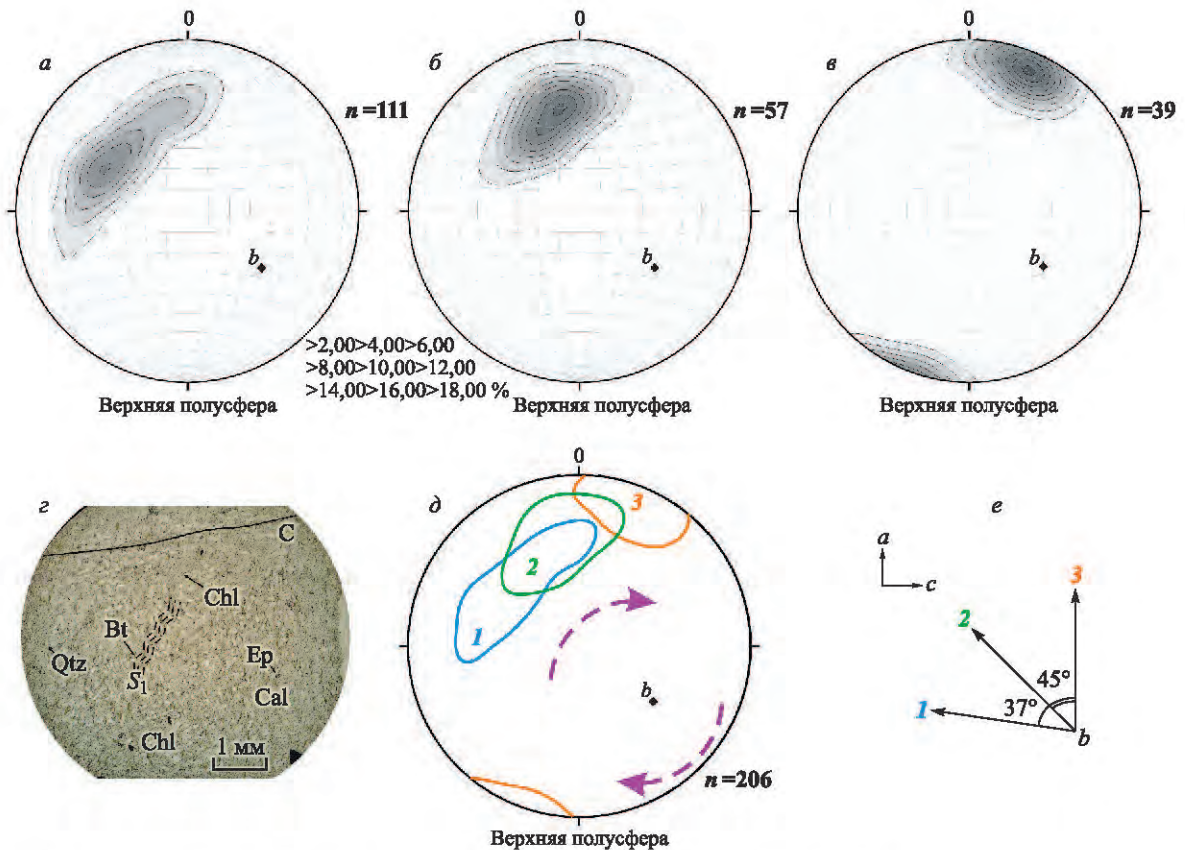


Рис. 3.12. Ориентировка биотита и хлорита в зеленом сланце на стереопроекции.

*a* — ориентировка биотита; *б* — ориентировка хлорита; *в* — ориентировка биотита и хлорита в кливажных доменах; *г* — микрофотография шлифа николи ||; *д* — контуры выходов нормалей спайности на сфере, соответствующих 2 % плотности для рассмотренных плоскостных микроструктур, стрелками показано направление вращения при деформации; *е* — угловые соотношения плоскостных структур  $S_1$ ,  $S_{1.2}$  и  $S_2$  (C) в плоскости *ac*

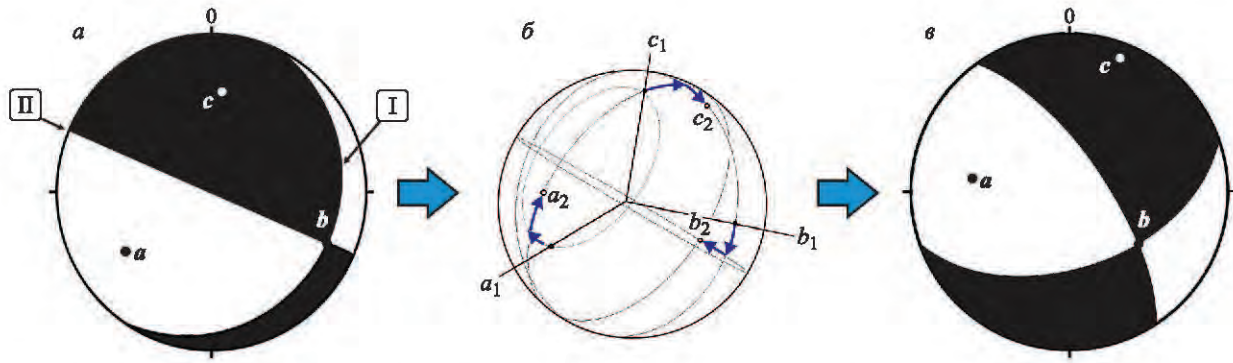


Рис. 3.13. Динамическая интерпретация данных микроструктурного анализа:

*a* на момент формирования сланцеватости  $S_1$ ; *б* на момент формирования сланцеватости  $S_2$  и складок  $F_2$ ; *в* реконструкция хода прогрессивной деформации. Стрелками показано перемещение осей деформации во времени, черным цветом показаны области сжатия, белым – растяжения

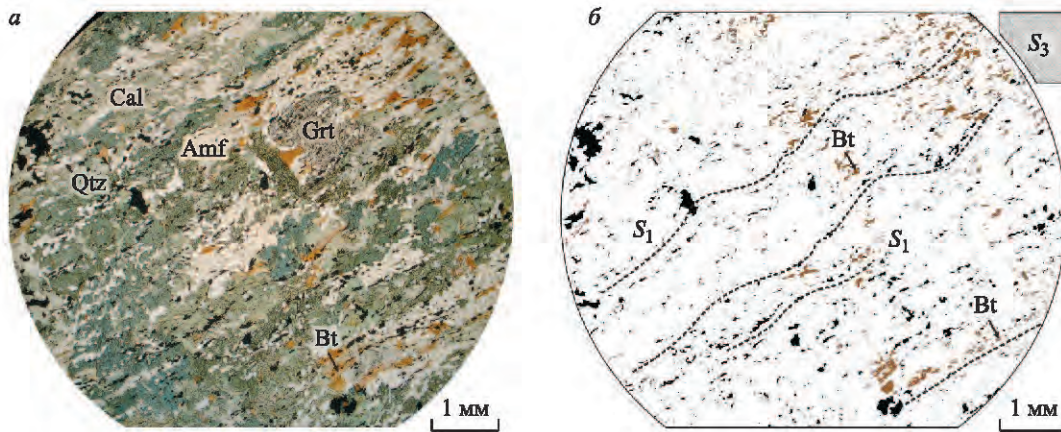


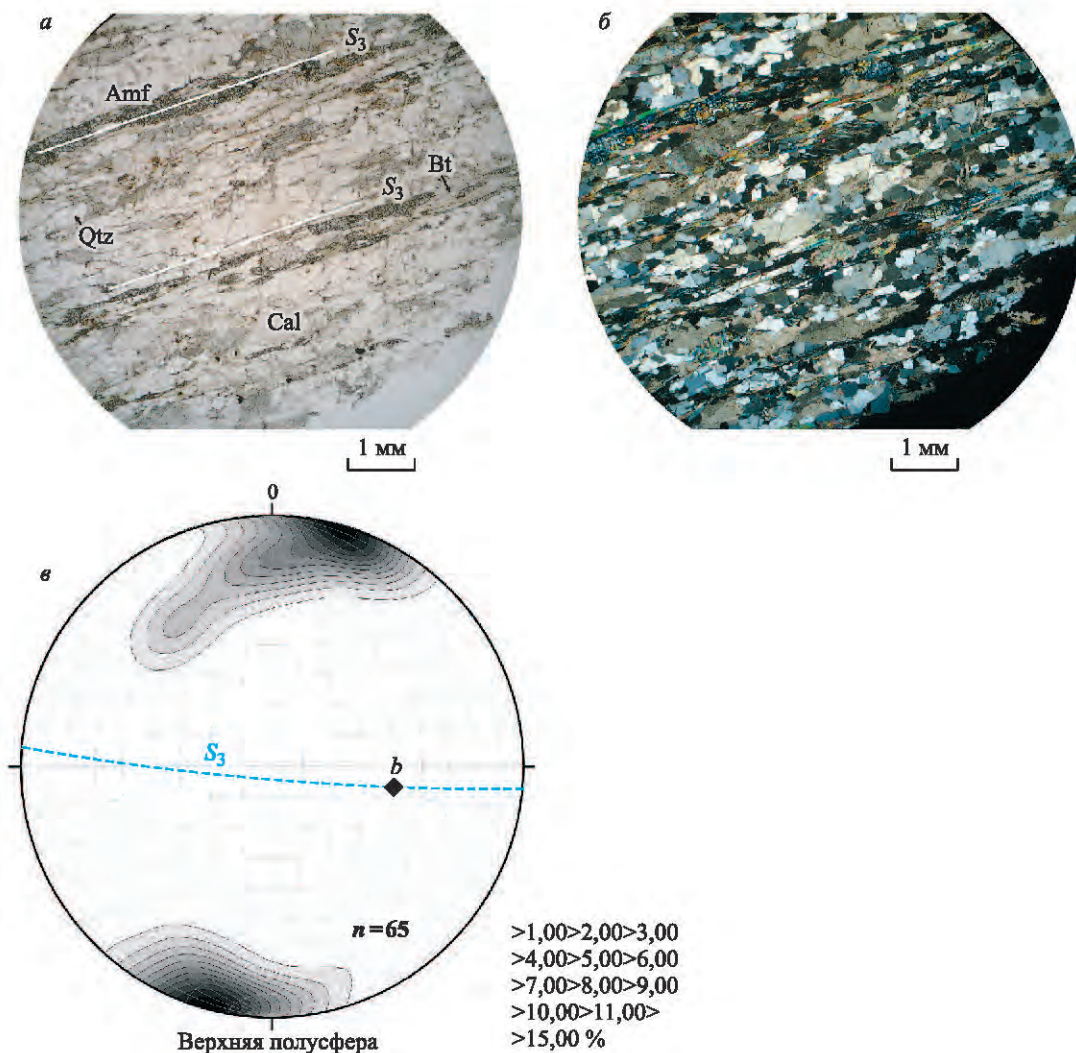
Рис. 3.14. Микрофотография обр. T06001, сечение шлифа  $\parallel S_3$ .

*a* николи  $\parallel$ ; *б* реликты микроструктуры  $S_1$  (черным цветом показано рудное вещество, коричневым – биотит)

сих построений наблюдаемой геологической структуре, можно сделать вывод о правдоподобности полученных результатов. В совокупности с данными динамического анализа по другим частям Южно-Аршанского домена для этапа формирования структур  $S_1$  и  $F_1$  возможна вариация ориентировок осей сжатия в вертикальной и горизонтальной плоскости  $-\pm 20^\circ$  и  $\pm 15^\circ$  соответственно. Еще раз отметим, что результат динамического анализа, представленный на рис. 3.13, *a*, не является равноценным с другими по степени достоверности, а лишь отражает один из возможных вариантов интерпретации наблюдаемой микроструктуры.

Вблизи южного контакта пластины зеленые сланцы, состоящие из Qtz, Pl, Bt, Ep, Cal  $\pm$  Amf  $\pm$  Grt, характеризуются грубой проникающей сланцеватостью ( $S_3$ ), ориентированной согласно тектоническому контакту (кливаж разлома). Плоскостная структура  $S_3$  выражена не только ориентировкой слюды, но и удлинненными, сложенными минеральными зернами кварца и кальцита (рис. 3.14). Кристаллы амфибола в сланцах достигают 0,5–1 см и имеют пойкилитовую структуру. Для амфибола характерно хаотичное расположение кристаллов в плоскостях, параллельных сланцеватости  $S_3$  (и плоскости тектонического контакта).

В шлифах наблюдается следующая пространственно-возрастная последовательность микроструктур: 1) директивная структура ( $S_1$ ), выраженная в ориентировке биотита или, в ряде случаев, рудного вещества (в последнем случае – гелицитовые структуры), при этом плоскостная структура  $S_1$  деформирована в мелкие складки (см. рис. 3.14); 2) образование плоскостной структуры  $S_3$ , харак-



**Рис. 3.15.** Грубая проникающая сланцеватость  $S_3$  в зеленых сланцах (обр. Т06002), сечение шлифа перпендикулярно  $S_3$ .

*a* микрофотография обр. Т06002, николи ||; *б* николи +; *в* стереограмма ориентировок макроскопически выраженной сланцеватости породы вблизи южного контакта пластины, голубой линией показана плоскость  $S_3$ .

теризующейся ориентировкой сглаженных зерен кварца и кальцита (рис. 3.15); 3) кристаллизация граната и мегакристаллизация амфибола по плоскостям сланцеватости  $S_3$  (см. рис. 3.15).

Исходя из имеющихся макро-, микроструктурных данных, можно выделить следующую последовательность формирования структур данной структурно-литологической единицы: 1) формирование плоскостной директивной структуры ( $S_1$ ), выполненной биотитом; 2) деформация сформированной сланцеватости, формирование складок с шарнирами, полого погружающимися на запад-северо-запад ( $F_2$ ), и кливажа осевой плоскости  $S_2$ ; 3) деформация и, соответственно, переориентировка существующей складчатой структуры. Далее идет формирование «веера» шарниров с увеличением угла их падения по направлению к северному тектоническому контакту пластины зеленых сланцев (разрывное нарушение имеет левостороннюю сдвиговую кинематику), образование сланцеватости  $S_3$ , приразломных складок ( $F_3$ ) и последующий рост пойкилитовых кристаллов амфибола в плоскости  $S_3$ .

### 3.3. Северо-Аршанский домен

В строении домена принимают участие различные по литологии метаморфические образования:

1) кальцитовые, кальцит-мусковитовые мраморы, кварц-карбонатные и углисто-карбонатные милониты;

2) гранат-слюдяные сланцы;

3) биотитовые плагиогнейсы.

Пластины деформированы и смяты в антиформную складку с простираем шарнирной поверхности в широтном направлении. Ядро антиформы географически приурочено к субширотному участку долины р. Кынгарга. Здесь расположено поле выходов мраморов с отдельными маломощными телами (до 30 м) биотит-гранатовых углеродистых сланцев. Уровень метаморфизма пород определяется как верхи зеленосланцевой – низы 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 с азимутом падения  $255, \angle 20^\circ$  (рис. 3.16). Карбонатные породы, залегающие 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 [Боос, 1991]. Внутреннее строение мраморов характеризуется сложной складчатой структурой. Наблюдаются складки двух генераций:  $F_1$  – выделяются в виде реликтов изоклиальной складчатой структуры (оторванные замки складок, рис. 3.17), в обнажениях обычно видна псевдомоноклиальная структура, представленная сланцеватостью  $S_1$  (параллельной крыльям складок  $F_1$ );  $F_2$  – крупная антиформная складка, деформированная за счет изгиба осевых поверхностей и параллельных им крыльев складок  $F_1$ . На стереограммах (см. рис. 3.16, а, б) полюса сланцеватости для карбонатов образуют пояс складки: в западной части участка (а) – цилиндрической, в восточной (б) – конической. Азимут

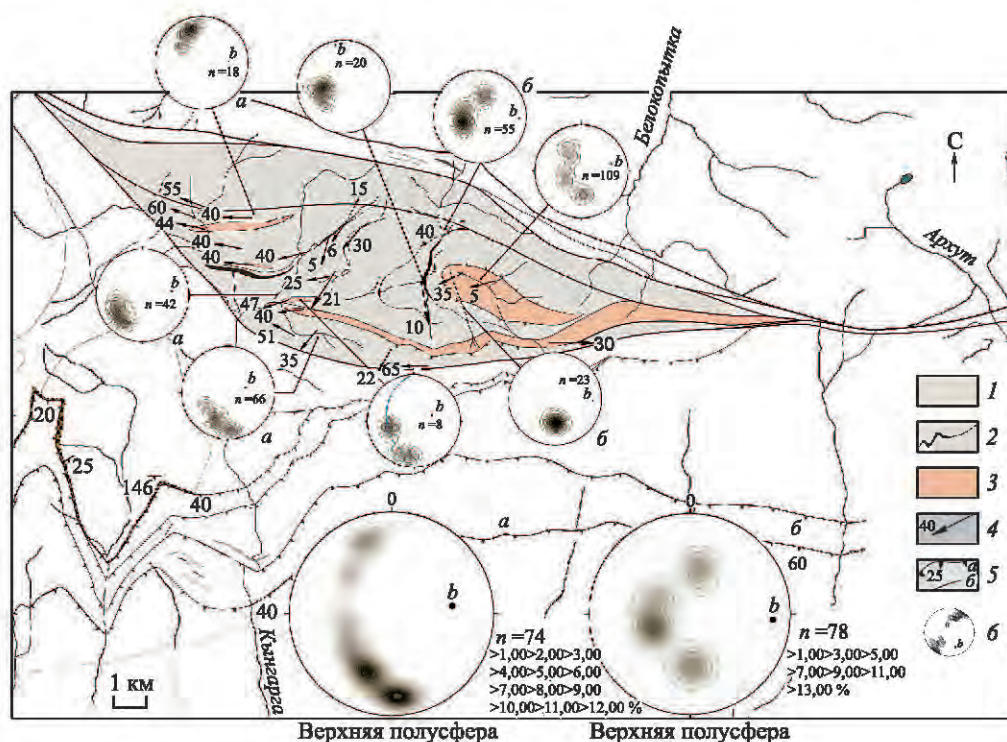


Рис. 3.16. Геологическая схема Северо-Аршанского домена.

1 мраморы, кварц-карбонатные, углисто-карбонатные милониты; 2 маркирующие тела гранат-слюдяных сланцев; 3 биотитовые, биотит-амфиболовые плагиогнейсы; 4 ориентировка шарниров складок; 5 разломы (а с наклонным, б с вертикальным положением поверхности сместителя); 6 залегание плоскостных элементов сланцеватости, полосчатости на стереограммах. Выделены сводные стереограммы сланцеватости в мраморах и карбонатных милонитах в западной (а) и восточной (б) частях структуры



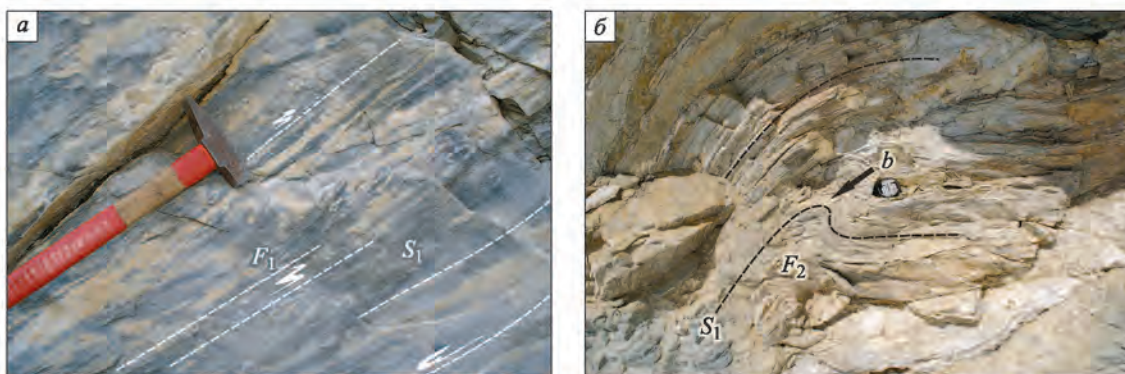


Рис. 3.17. Морфология складок  $F_1$  и  $F_2$  в мраморах Северо-Аршанского домена. Складчатые структуры  $F_1$  характеризуются высокой степенью дисгармонии

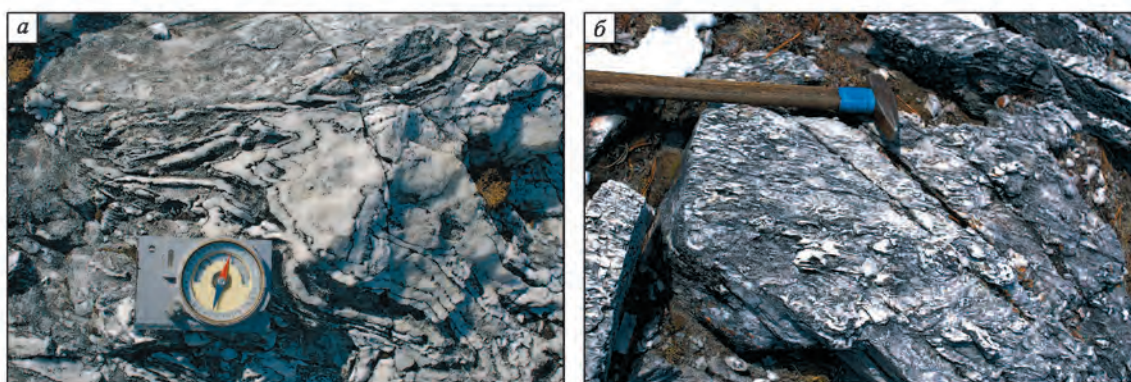


Рис. 3.18. Морфология гидротермальных кварцевых жил в мраморах Северо-Аршанского домена, приуроченных к осевой части крупной складки  $F_2$ . Жилы наследуют форму ранее образованных складчатых структур  $F_1$ : с малой (а) и большой (б) степенью дисгармонии

падения шарнирной поверхности антиформной складки равен  $192^\circ$ ,  $\angle 60^\circ$ . Залегание шарнира антиформы в западной (аз. пд.  $260^\circ \angle 34^\circ$  (рис. 3.12, а)) и восточной (аз. пд.  $274^\circ \angle 18^\circ$ , см. рис. 3.12, б) частях участка хорошо согласуется с ориентировкой шарниров мелких синхронных складок  $F_2$ .

В осевой части антиформной складки ( $F_2$ ) наблюдаются субширотные зоны, насыщенные гидротермальными кварцевыми жилами (рис. 3.19). Контакты жил, как правило, конформны сланцеватости в мраморах, а их форма обусловлена морфологией складчатых структур  $F_1$  (см. рис. 3.19). Зоны, насыщенные гидротермальными кварцевыми жилами, залегают субвертикально и достигают мощности 50–60 м. Объемная доля гидротермального материала (в основном кварца) в породах близка 60 %. Это придает относительную устойчивость данных зон к процессам выветривания, и выраженность их в рельефе в виде вертикальностоящих плит – стенок (см. рис. 3.19, а), которые хорошо дешифрируются на космоснимках.

Как следует из стереограмм залегания сланцеватости в мраморах Северо-Аршанского домена (см. рис. 3.16, а, б), антиформа в западной части является цилиндрической, а в восточной – конической. Такую геометрию можно интерпретировать либо как периклинальное замыкание цилиндрической антиформы, либо как результат наложенной неоднородной деформации. Исходя из геологической структуры и ориентировки шарнира, замыкание структуры можно ожидать в западной части, а не в восточной, что противоречит имеющимся данным. Таким образом, коническая геометрия антиформы в восточной части, скорее всего, является результатом неоднородной деформации цилиндрической структуры.

Среди мраморов обнаруживаются пластообразные тела углеродистых сланцев (Bt, Qtz,  $\pm$  Grt,  $\pm$  мусковит (Mus),  $\pm$  графит (Graf)), которые маркируют складчатую структуру Северо-Аршанского

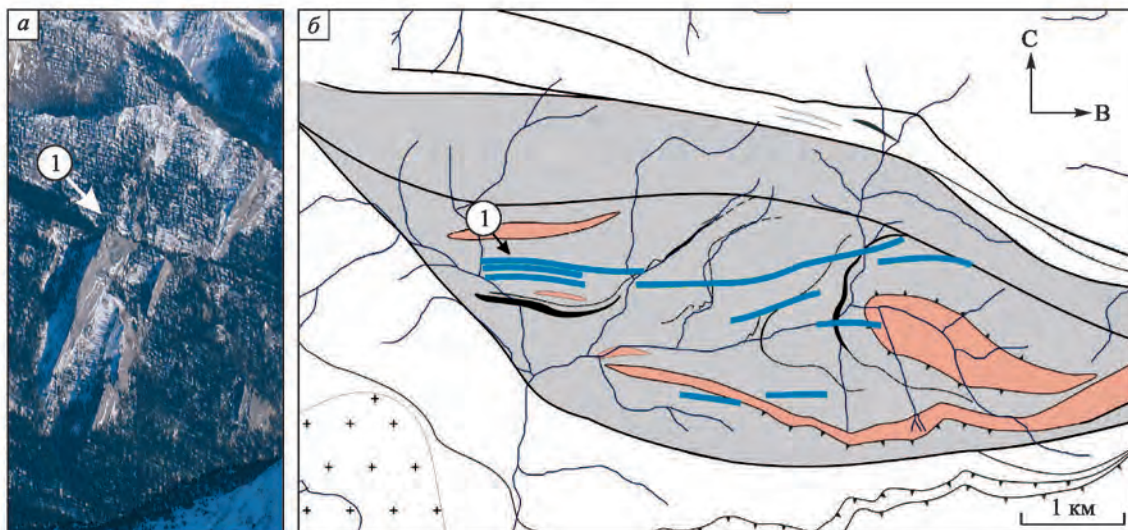


Рис. 3.19. Формы рельефа, обусловленные расположением устойчивых к выветриванию зон концентрации гидротермальных кварцевых жил (а), расположение этих зон на геологической схеме (б) (легенда к схеме на рис. 3.2).



Рис. 3.20. Морфология мелких складок  $F_1$  в сульфидизированных углеродистых сланцах

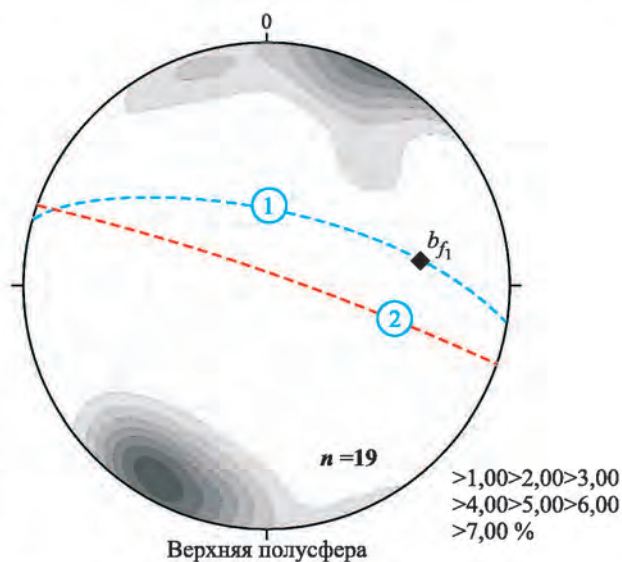


Рис. 3.21. Стереодиаграмма ориентировок мелких складок  $F_1$  в сульфидизированных углеродистых сланцах.

1 – след осевой плоскости крупной антиформы  $F_2$ ; 2 – плоскость симметрии для шарниров мелких складок в сланцах

домена (см. рис. 3.16). Пространственная ориентировка шарниров складок в сланцах характеризуется упорядоченным распределением, при этом их плоскость симметрии близка к осевой поверхности антиформной структуры ( $F_1$ ) (рис. 3.20, 3.21).

### 3.4. Микроструктурный анализ метаморфических пород Северо-Аршанского домена

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

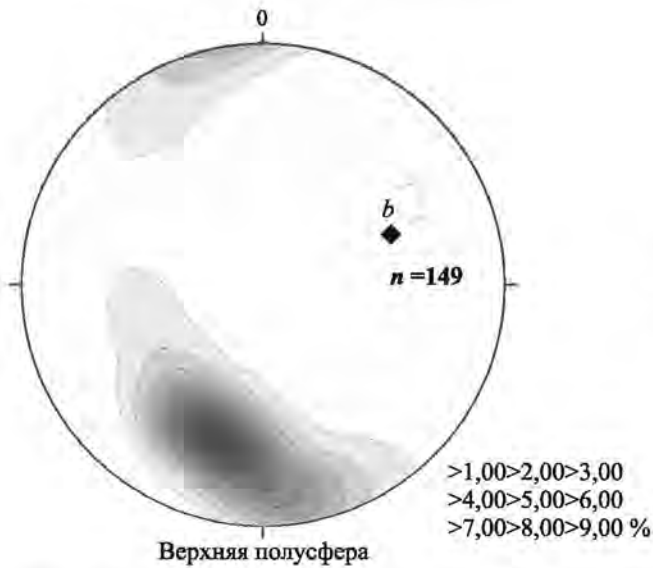


Рис. 3.22. Стереограмма ориентировок кристаллов биотита в гнейсе (обр. T08007)

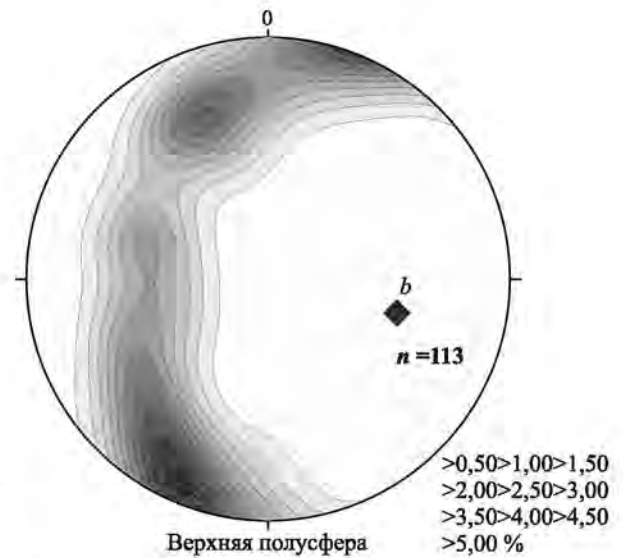


Рис. 3.23. Стереограмма ориентировок кристаллов биотита в гнейсе (обр. T09001)

Для образца биотитового плагиогнейса (обр. T08007) (Pl, Qtz, Bt, Ep), отобранного в правом борту каньона р. Кынгарга, восточнее стрелки правого и левого притока, в ориентированном шлифе определялась ориентировка слюды (рис. 3.22).

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 скальвания. Здесь ось вращения близка к положению шарнира антиформной складки  $F_2$ . Из данной картины видно, что деформация породы подчиняется механизму простого сдвига (с элементами вращения вокруг оси с ориентировкой аз. пд.  $250^\circ$ ,  $\angle 41^\circ$ ) и синхронна образованию складчатых структур  $F_2$ . Выходы гнейсов приурочены к ядру антиформной структуры.

Похожая картина распределения ориентировок слюды 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 «проката». Она выражена ориентировкой кварц-полевошпатовых стержней (диаметр 1–2 мм и удлинением 1/5), окруженных чешуйками слюды. На стереограмме выходы нормалей спайности образуют однородный пояс вращения (рис. 3.23).

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 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. 3.24). Это свидетельствует о росте этих минералов во время деформации с элементами вращения (механизм простого сдвига). Микроструктурные наблюдения (наряду с ориентировкой макроструктур в сланцах) показали синтетектонический рост граната и биотита в условиях деформации простого сдвига при межслоевом скольжении синхронно образованию антиформы ( $F_2$ ).

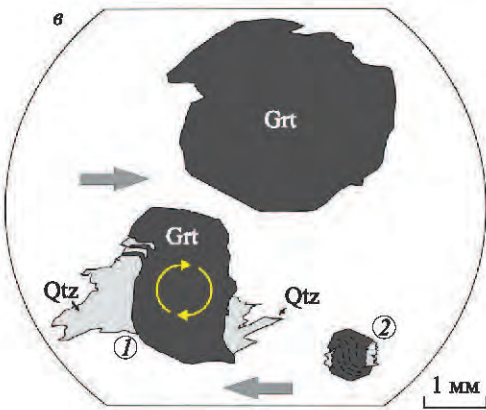
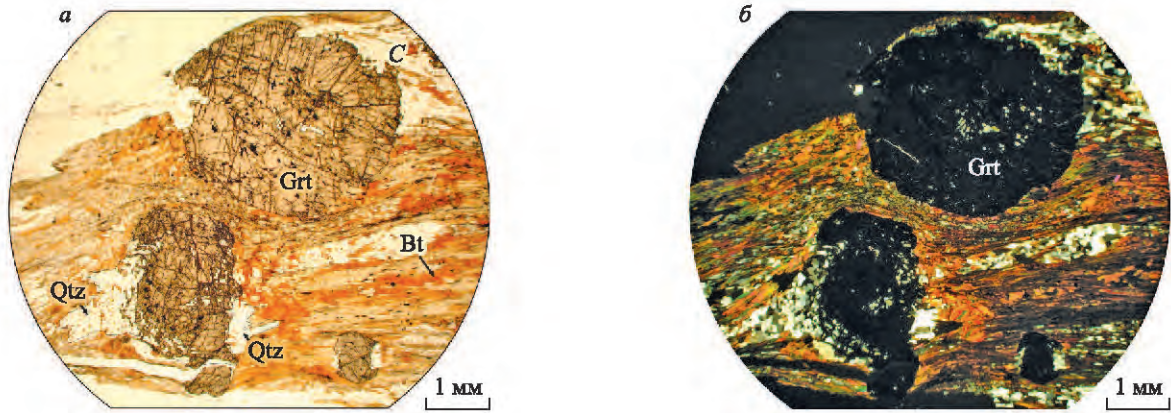


Рис. 3.24. Микрофотография обр. T08016.

*a* николи ||; *б* николи +; *в* кинематическая интерпретация микроструктуры (1 — асимметричные «тени давления» вокруг порфиробласта граната, выполненные кварцем, 2 — включения в порфиробласте, образующие структуру «снежного кома»; жирные стрелки — направление общего смещения, круговые — направление вращения кристалла граната)

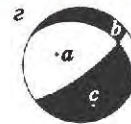
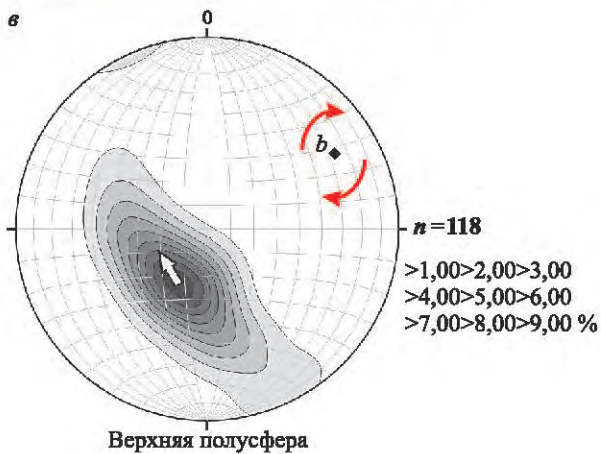
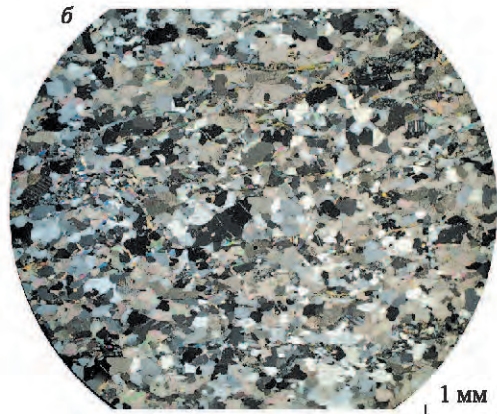
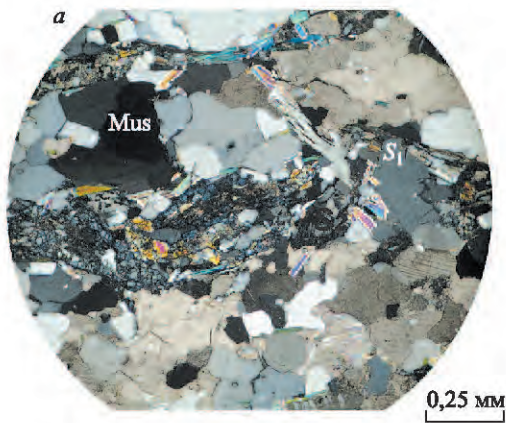
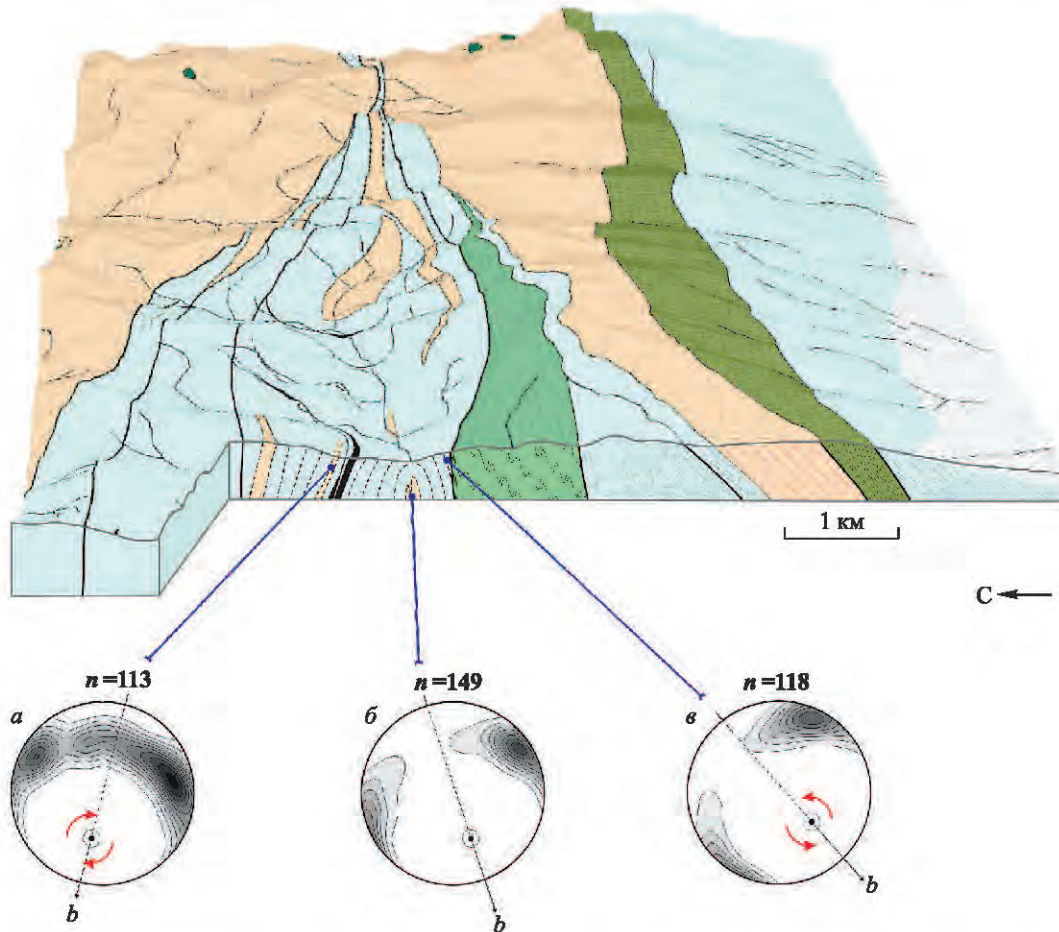


Рис. 3.25. Ориентировка мусковита в кварц-карбонат-мусковитовом сланце (обр. T09053).

*a* микрофотография, николи ||; *б* николи +; *в* стереограмма ориентировок мусковита, желтой стрелкой показано направление дифференциальных скольжений; *г* динамическая интерпретация микроструктуры (черный цвет — области сжатия, белый — растяжения)



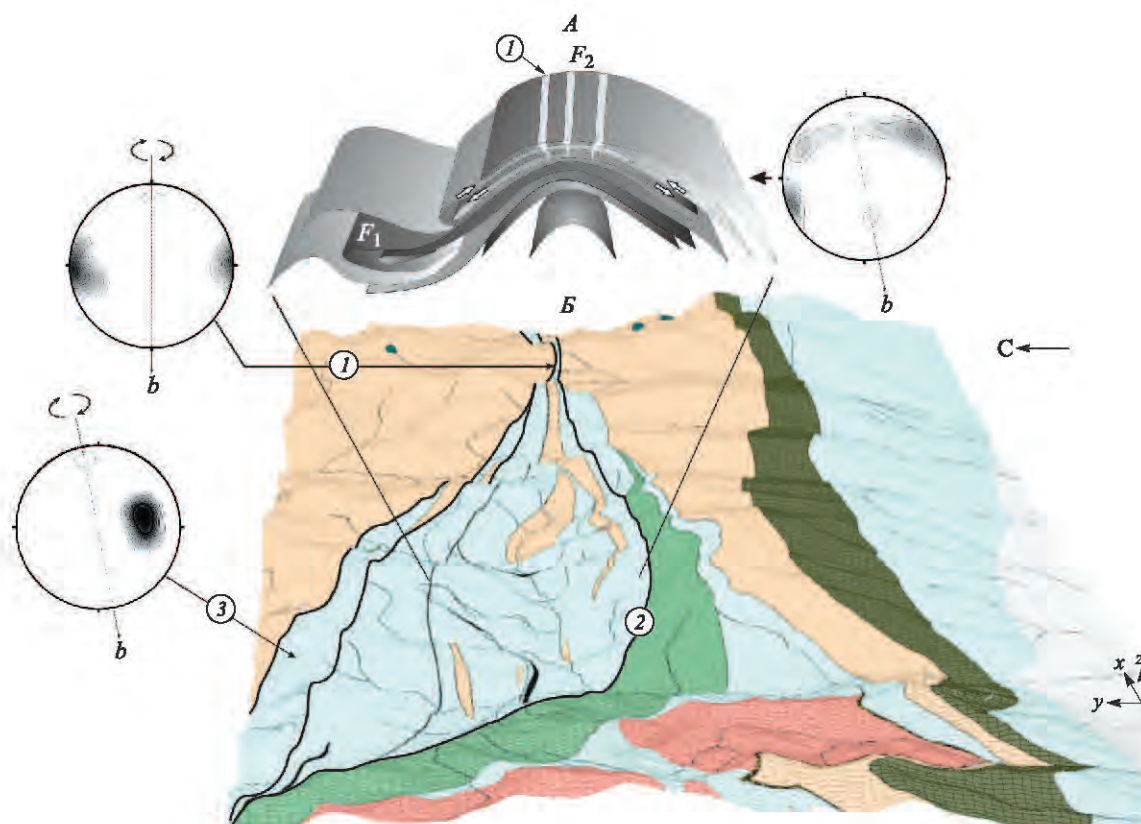
**Рис. 3.26.** 3D визуализированная геологическая карта опорного участка с вынесенными результатами микроструктурного анализа (*а, б, в*) для пород Северо-Аршанского домена.

Изолиниями на сфере показана плотность выходов полюсов спайности слюд (плоскость проекции приведена к плоскости «псевдо-3D» изображения), пунктирной линией ориентировка оси вращения *b*. *а, б* биотитовые гнейсы (обр. T09001 и T08007 соответственно); *в* кварц-карбонатно-сланцевой сланец (обр. T09053). Красными стрелками показано направление вращательных движений при деформации

Для образца кварц-карбонат-мусковитового сланца (обр. T09053) (Otz, Cal, Mus, ± Ep, ± Scap), отобранного в левом борту каньона р. Кынгарга, в районе слияния правого и левого притоков (т.н. 139), изучалась ориентировка слюды (мусковита) (рис. 3.25). В геологическом плане породы расположены в южном крыле крупной антиформной складки  $F_2$ .

Выходы нормалей спайности образуют незамкнутый пояс вращения (*b*-тектонит), что говорит о наличии в породе нескольких систем скалывания (в данном случае двух, расположенных под острым углом друг к другу). Ось вращения близка к положению шарнира антиформной складки  $F_2$ . По микроструктурам типа «сланцевых 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. 3.26). Деформация пород, по всей видимости, шла по механизму простого сдвига.

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 путем перераспреде-



**Рис. 3.27.** 3D визуализированная геологическая карта опорного участка с вынесенной структурной блок-диаграммой Северо-Аршанского домена.

1 — зоны концентрации гидротермальных жил, приуроченные к замковой части антиформной складки; 2 — сдвиговая зона на границе Северо- и Южно-Аршанского доменов; 3 — зона Архутско-Кынгартского разлома. Изолиниями на сфере показана плотность выходов нормалей сланцеватости (плоскость проекции приведена к плоскости «псевдо-3D» изображения в координатах  $xz$ ), пунктирной линией — ориентировка оси вращения  $b$

ния вещества между ядром складки и ее крыльями «стремится» перейти от ортогонального типа к подобному.

Имеющиеся макро- и микроструктурные измерения свидетельствуют о следующей последовательности формирования структур Северо-Аршанского домена: 1) формирование плоскостной директивной структуры ( $S_1$ ), обусловленной в мраморах удлиненными кристаллами кальцита и крыльями изоклиальных складок  $F_1$ ; 2) деформация сформированной поверхности  $S_1$  и формирование антиформной складки с шарнирами, полого погружающимися на запад ( $F_2$ ). Изгиб происходит с изменением геометрии складки от ортогональной к подобной, при этом имеют место дифференциальные скольжения на крыльях (образование минеральных и агрегатных структур вращения,  $b$ -линейности и т. д.); И, наконец, 3) образование структуры локального растяжения в замке антиформы  $F_2$  (зоны, насыщенные кварцевыми жилами и т. д., см. рис. 3.19, б, 3.27, 1).

### 3.5. Сдвиговые зоны Аршанского опорного участка

Основными геологическими границами Северо-Аршанского домена являются сдвиговые разломные зоны.

Северный тектонический контакт (см. рис. 3.27, Б, 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  $F_3$  сопровождается последующим ростом пойкилитовых кристаллов амфибола в плоскости  $S_3$ . По макро- и микроструктурным данным определяется левосторонняя сдвиговая кинематика разрывного нарушения.

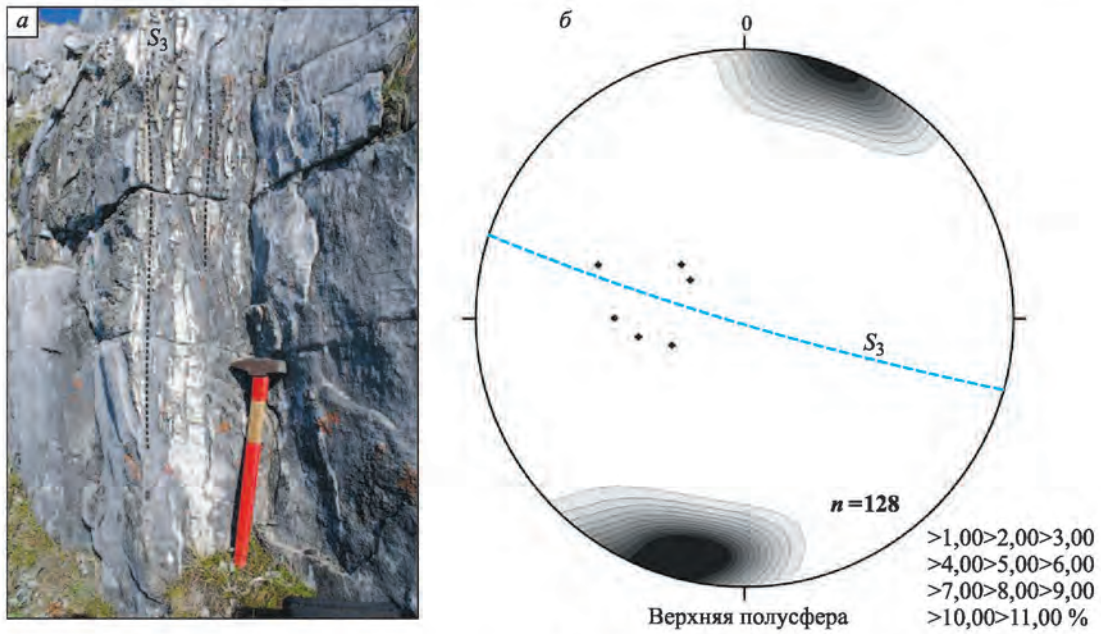


Рис. 3.28. Структуры будинажа пластического течения в мраморах (а), стереограмма ориентировки сланцеватости  $S_3$  в мраморах (б) (верховья р. Кынгарга)

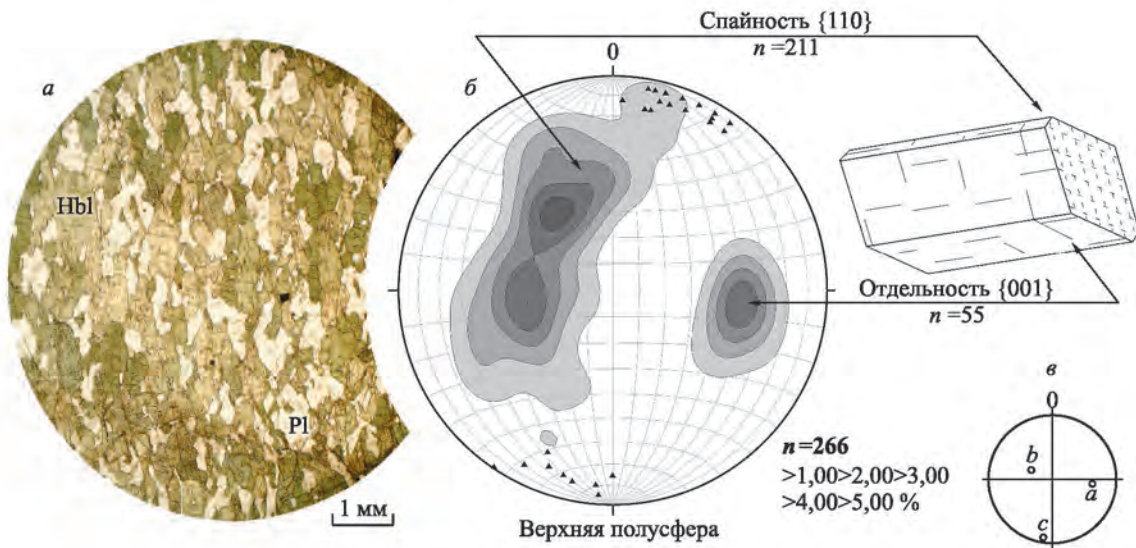


Рис. 3.29. Микрофотография амфиболита (обр. Т09044) (а), стереограмма ориентировок спайности и отдельности кристаллов амфибола (б). Треугольниками обозначены полюса макроскопически выраженной сланцеватости;  $\sigma$  – положение осей конечного эллипсоида деформации на стереограмме

В северной части участка, расположенной в водораздельной части хребта, структуры Северо-Аршанского домена «срезаются» сдвиговой зоной Архутско-Кынгаргского разлома (см. рис. 3.27, Б, З). Зона разлома прослежена с востока на запад от долины р. Архут и верховой р. Харимта до верховой р. Кынгарга и водораздела рек Кынгарга–Федюшкина. Здесь наблюдаются тектонические блоки-пластины, сложенные карбонатными милонитами, катаклазированными микроклиновыми гранитами, плагиогнейсами, амфиболитами и серпентинитами.

Мраморы в зоне разлома интенсивно деформированы. Залегание сланцеватости ( $S_3$ ) в них конформно общему простиранию тектонической зоны и имеет среднее значение азимута падения 16,

$\angle 86^\circ$  (рис. 3.28, б). Ориентировка гофрировки пород и шарниров мелких складок имеет крутое падение. В карбонатных милонитах наблюдаются линзовидные будины мраморов. Основываясь на морфологических характеристиках, данный тип структур можно определить как будинаж пластического течения (см. рис. 3.28, а). Образование структур будинажа данного типа характеризует условия деформаций, когда материал будин и вмещающей среды обладал очень высокой пластичностью, т. е. не отличался по своим реологическим свойствам. 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. Замеры сланцеватости (обусловленной ориентировкой уплощенных кристаллов амфибола) формируют на стереопроекции компактный ореол со средним значением азимута падения  $19^\circ$ ,  $\angle 87^\circ$ . Амфиболиты местами мигматизированы и, с увеличением мощности мигматитовых жилков в замках мелких складчатых форм, прорваны тонкими аплитовыми жилками. Согласно сланцеватости-полосчатости развивается более поздний кливаж. Кливажные домены выполнены серицитом и хлоритом.

На микроуровне породы изучались путем измерения кристаллографических направлений кристаллов амфибола и восстановления по ним преимущественной ориентировки кристаллов в породе. Непосредственно в ориентированных шлифах с использованием теодолитного Федоровского столика 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 (рис. 3.29, б), которые соответствуют двум направлениям спайности среднестатистического кристалла амфибола.

Полюса отдельности на стереограмме формируют один хорошо выраженный максимум. Поскольку полюса спайности образуют 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 Архутско-Кынгаргского разлома интенсивно изменены – широко развиты процессы катаклаза и милонитизации с образованием плоскостной директивной структуры  $S_3$ . В породах наблюдается гофрированная линейность, параллельная осям микроскладок (рис. 3.30, а). На стереограмме замеров сланцеватости нормали  $S_3$  образуют компактный ореол с максимумом азимута падения  $354$ ,  $\angle 86^\circ$  (см. рис. 3.30, б).

Для образца апогранитового бластокатаклазита (обр. Т09011) (Qtz, Pl, калиевый полевой шпат (Ksp), Mus, Chl) в ориентированном шлифе определялась ориентировка разнотемпературных листо-

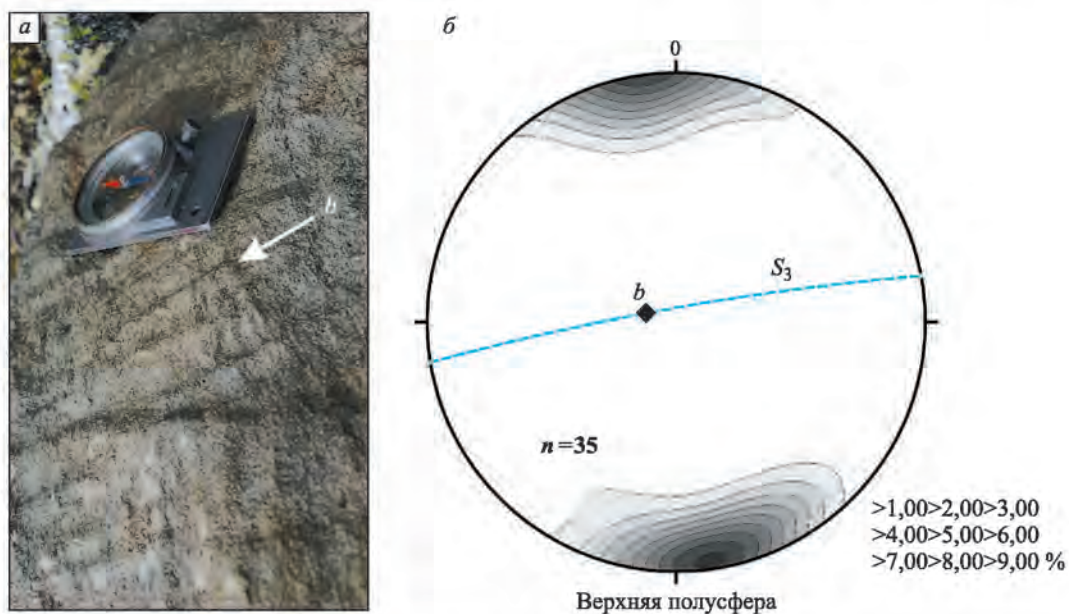
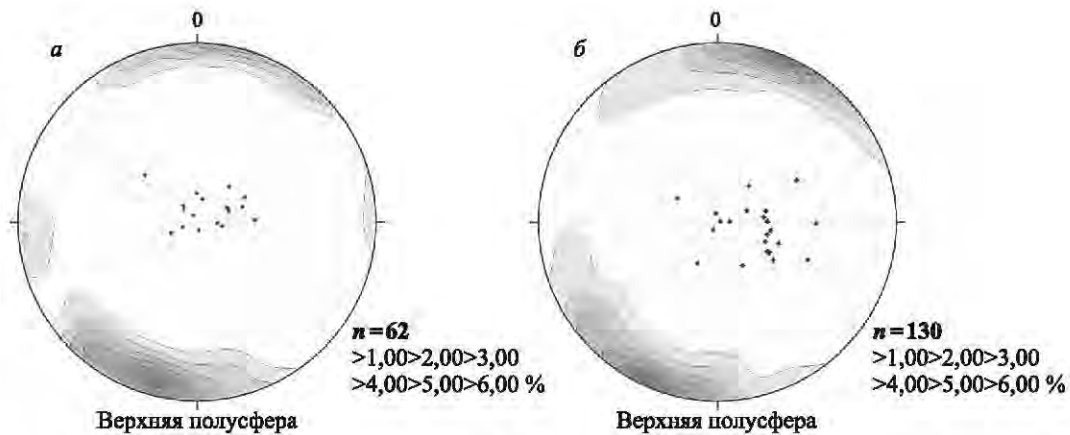


Рис. 3.30. Линейность, обусловленная гофрировкой породы, параллельной осям складок  $F_3$  (а), стереограмма ориентировки сланцеватости апогранитовых катаклазитов (б) (верховья р. Харимта)





**Рис. 3.31.** Ориентировка листоватых минералов и шарниров изломов кристаллов на стереограмме: *a* – для мусковита; *б* – для хлорита. Обр. Т09011

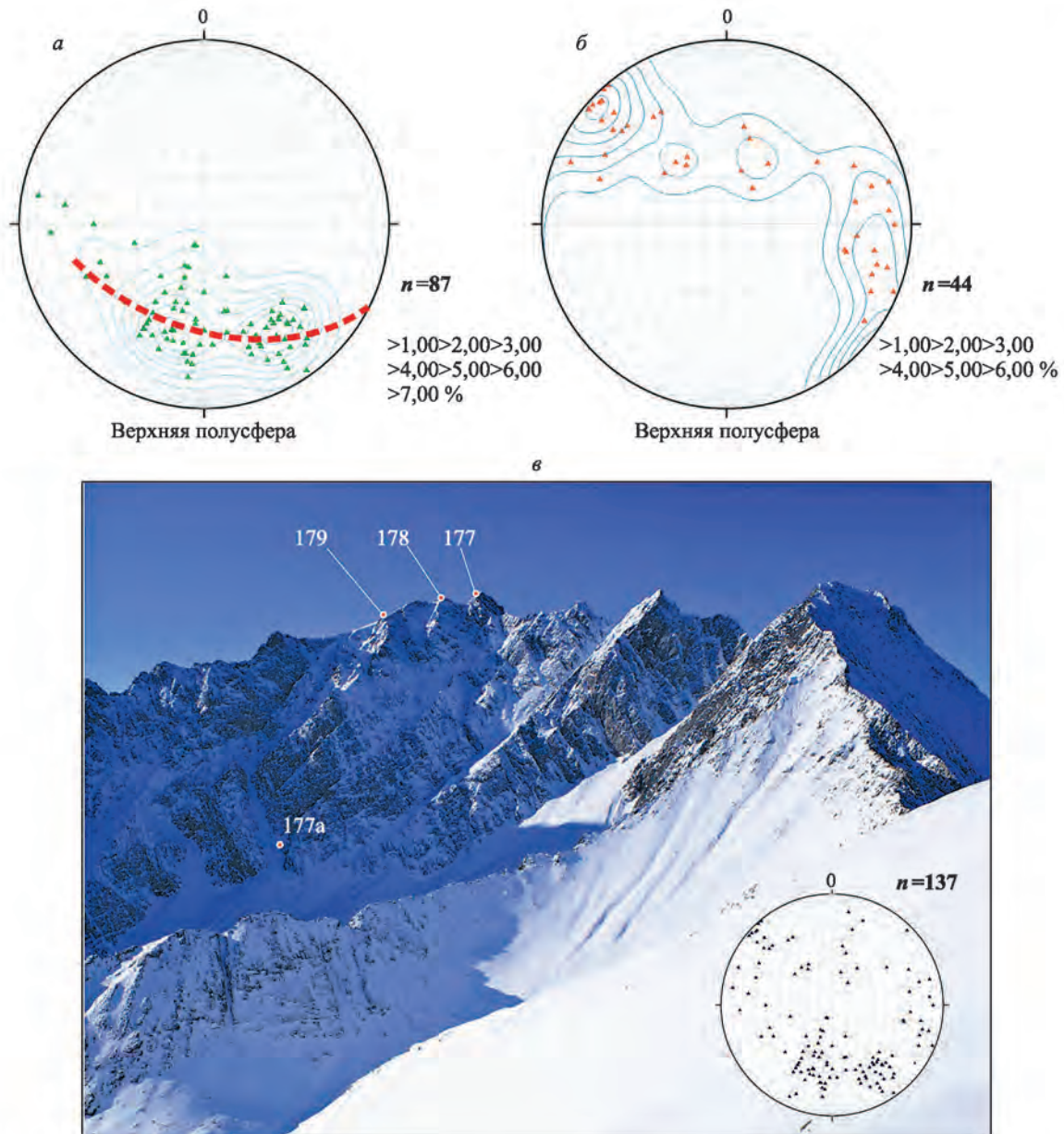
ватых минералов: мусковита и хлорита (рис. 3.31), а также шарниры изломов кристаллов (кинк-бенды). В обоих случаях нормали к спайности минералов образуют на стереограмме сходные пояса вращения. Это обусловлено микрофрировкой породы и «обтеканием» микролитонов листоватыми минералами.

Изломы кристаллов возникают при прогрессивной деформации породы. Положение шарниров минеральных кинк-бендов совпадает со средней осью вращения (осью *b*), залегающей субвертикально (см. рис. 3.31). Исходя из этого можно сделать вывод о деформации в зоне разлома по механизму простого сдвига на фоне общего снижения температур и сохранении ориентировки главных осей деформации на фоне регрессивного метаморфизма. По ориентировке складок волочения, смещению фрагментов кварцевых жил, линиям и «желобам» (grooves) скольжения для разлома определяются правосторонние смещения.

### 3.6. Изучение трещиноватости в гранитах

Приведенные выше примеры динамического анализа в основном касались макро- и микроструктур, образующихся при пластической деформации пород в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации метаморфизма. Ориентировка осей напряжений, соответствующих формированию надвиговых структур при более низких температурах и давлениях, может быть определена только путем изучения хрупких деформаций. Для этого нами изучена трещиноватость в раннепалеозойских гранитных массивах, которые на момент формирования тектонических покровов были жесткими структурами.

Трещины измерялись в массиве субщелочных двуполевошпатовых гранитов (Qtz, Pl, Fsp, Amf, Mus, Vt), расположенном в верховьях рек Кынгарга, Эхе-Гол, Буготай. В 4 км севернее (верховья р. Бухота) на аналогичные граниты налегают конгломераты сагансайрской свиты (отложения которой накапливались несколько ранее или синхронно образованию тектонических покровов). Таким образом, на момент образования тектонических покровов гранитный массив, в котором изучалась трещиноватость, находился вблизи поверхности. В этих условиях породы массива могут реагировать на приложенные усилия только как хрупкое тело путем деформации открытия, поскольку предел прочности на отрыв на порядок меньше такового для сдвига (4–5,5 и 60–80 МПа соответственно) [Беляев, 1958]. Сложность решения поставленной задачи заключается в том, что в массиве существуют трещины (аналогичные по механизму деформаций), образовавшиеся с остыванием массива. При образовании тектонических трещин их систематичность (а иногда и направление) зависит от ориентировки первичных трещин остывания и связанных с ними локальных неоднородностей поля напряжений – так называемых «теней давления». Для решения этой проблемы точки наблюдения были разнесены по высоте (разный эрозионный срез массива) и вкрест от контакта (рис. 3.32, *в*), что



**Рис. 3.32.** Фотография горного массива, сложенного гранитами, с вынесенным положением точек наблюдения и сводной стереограммой ориентировки трещин (v).

*a* – стереограмма ориентировок трещин первой генерации, образовавшихся при остывании гранитов, *б* – ориентировка тектонических трещин

позволило выявить и учесть закономерность изменения ориентировки первичных трещин. Несмотря на относительно небольшое количество замеров ( $n = 137$ ), удалось выделить две системы трещин открытия (joints), возникших в различных полях напряжений (см. рис. 3.32, *a*, *б*).

Возрастная последовательность образования обнажений устанавливалась по конечным структурам. При пропации трещины вблизи какого-либо концентратора напряжений (например, ранее образованного джойнта) она меняет свою ориентировку и изгибается согласно траектории  $\sigma_1$ . В результате более молодые трещины вблизи более древних образуют S- и Z-образные изгибы (см. рис. 3.33, *в*).

Трещины первой генерации в обнажении характеризуются большей систематичностью (средние расстояния между ними хорошо выдержаны). Нередко близкую с ними ориентировку имеют пегматитовые и аплитовые жилы.

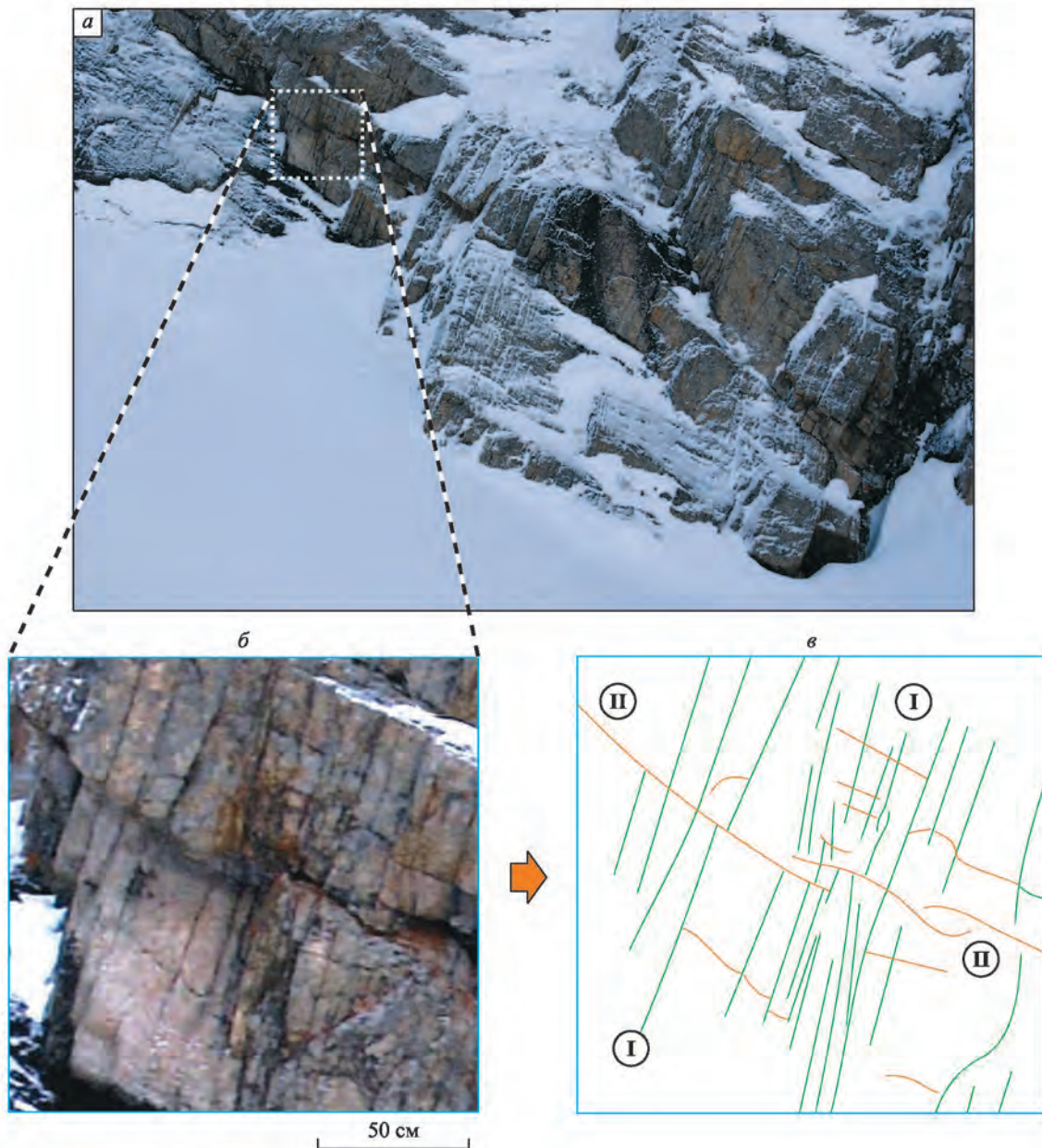
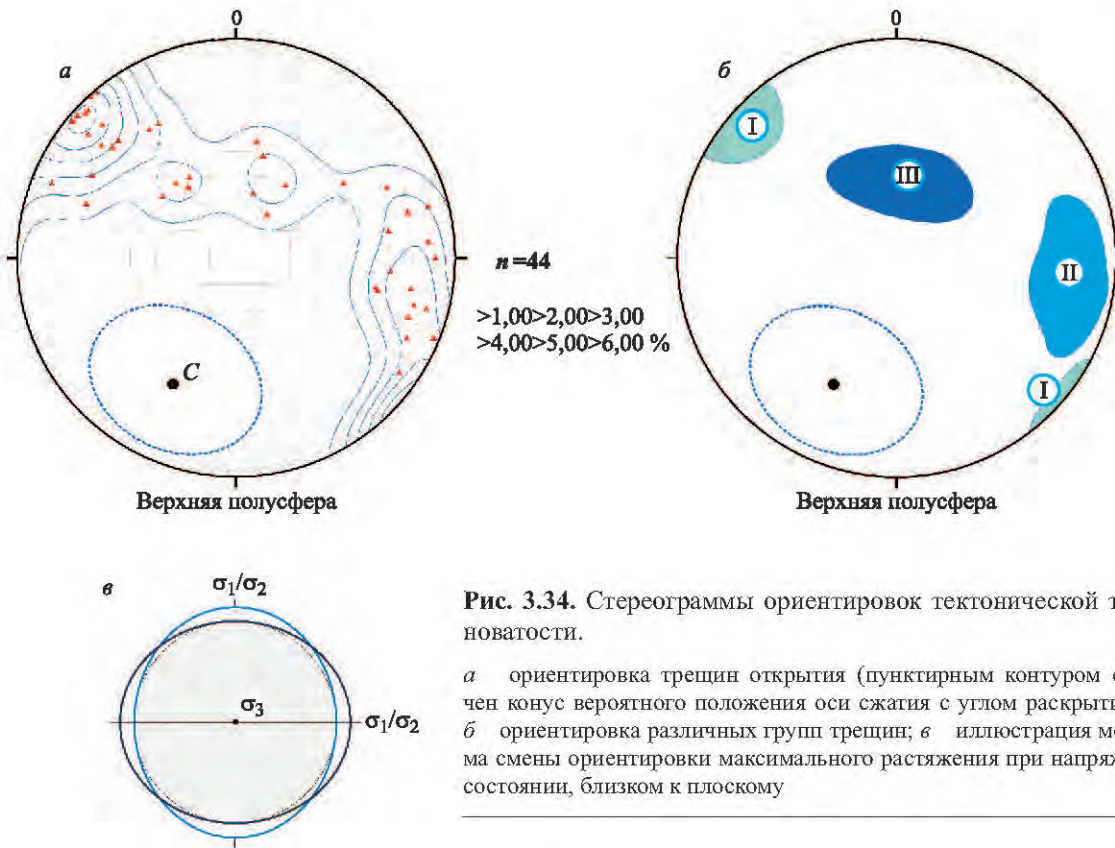


Рис. 3.33. Фотография обнажения гранитов (а). По структурам на концах трещин на основании критерия Дюра устанавливается последовательность их образования (б, в)

Трещины второй генерации, имеющие тектоническую природу, проявлены менее систематически (в масштабе обнажения расстояния между ними не выдержаны).

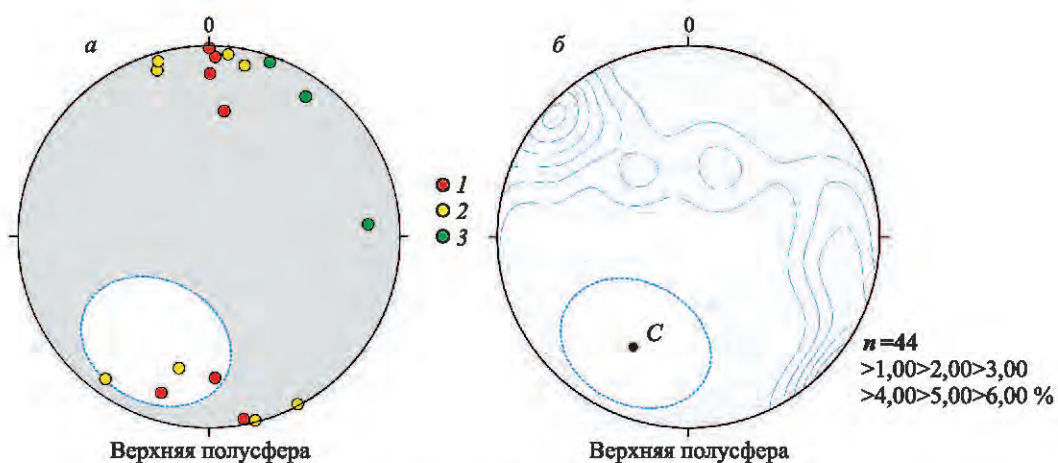
Каких-либо минеральных изменений вдоль этих трещин и минерализации по ним не наблюдается. На стереограмме их распределение ориентировано близко к полному поясу вращения по дуге большого круга (рис. 3.34, а). Парадоксальная на первый взгляд ситуация объясняется довольно просто. В масштабе массива напряженное состояние можно принять как близкое к плоскому ( $\sigma_1 = \sigma_2 \ll \sigma_3$ ). Однако в масштабе обнажения величина  $\sigma_2$  несколько отличается от  $\sigma_1$ . Поскольку  $\sigma_2 \approx \sigma_1$ , то в зависимости от локальных механических неоднородностей может происходить «инверсия» их ориентировки (см. рис. 3.34, в) и, соответственно, образование разноориентированных систем отрыва. В результате имеет место несколько групп трещин (см. рис. 3.34, б) при одной ориентировке внешних сил. Учитывая отклонения от среднего, можно рассчитать конус, в котором с равной вероятностью располагается искомая ось сжатия (см. рис. 3.34, а, пунктирный контур).



**Рис. 3.34.** Стереогаммы ориентировок тектонической трещиноватости.

*а* ориентировка трещин открытия (пунктирным контуром обозначен конус вероятного положения оси сжатия с углом раскрытия  $60^\circ$ ), *б* ориентировка различных групп трещин; *в* иллюстрация механизма смены ориентировки максимального растяжения при напряженном состоянии, близком к плоскому

Как видно из рис. 3.35, ориентировка оси сжатия (полученная при изучении тектонических трещин в гранитах) в среднем несколько отличается от таковой для структур в метаморфических породах Аршанского участка. Количество сделанных наблюдений и ограниченность площади изучения не позволяют сделать каких-либо конкретных выводов об изменении напряженного состояния при переходе от пластических деформаций к хрупким. Однако сам факт, что удалось установить наличие хрупких деформаций, соответствующих позднепалеозойскому тектоническому этапу, говорит о возможности (при сборе дополнительной информации по площади) проследить ход прогрессивной деформации при разных  $P$ - $T$ -условиях и на разных эрозионных срезках.



**Рис. 3.35.** Стереогаммы ориентировок осей сжатия, определенных: *а* – по деформационным макро-, микроструктурам в метаморфических породах (условия пластической деформации), *б* – конус вероятного положения оси сжатия (пунктирный контур), определенный по тектонической трещиноватости в гранитах (условия хрупкой деформации). 1, 2, 3 – оси сжатия для разных этапов формирования деформационных структур

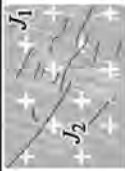

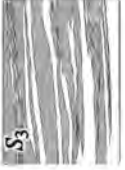




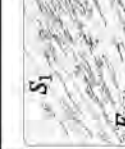
		ЮЖНО-АРШАНСКИЙ ДОМЕН				СЕВЕРО-АРШАНСКИЙ ДОМЕН			
	Деформационные структуры	Метаморфизм	Аг/Аг датировка		Деформационные структуры	Метаморфизм	Аг/Аг датировка		
IV		-	-		-	-	-		
III		$B_4$	286,8±4,8 (Amf)	$S_3, F_3$		$B_4$	-		
II		$B_4$	304,8±3,3 (Mus) 303,0±2,8 (Bt)	$S_2, F_2$		$B_4$	303,1±3,0 (Bt)		
I		$B_3$	315,2±3,5 (Amf) 316,0±3,2 (Amf) 310,7±3,0 (Bt)	$S_1, F_1, L_{a1}$		$B_3$	-		-

Рис. 3.36. Сводная таблица последовательности формирования деформационных структур Аршанского орогенного участка и результатов Аг-Аг изотопного датирования минералов, формирующих соответствующую микроструктуру. В виде схематических рисунков приведена морфология деформационных форм различных этапов

### 3.7. Относительная последовательность образования деформационных структур

В результате изучения Аршанского опорного участка установлена относительная последовательность формирования деформационных структур, определена кинематика движений при деформации и установлена ориентировка действующих сил на момент формирования соответствующих структур. На территории опорного участка выделяются три последовательных этапа формирования структуры. В зависимости от состава пород, уровня метаморфизма и их положения в тектонической структуре деформации соответствующих этапов проявились по-разному. Эти отличия послужили основой для выделения структурно-литологических доменов. Обобщая структурные данные по Северо-Аршанскому и Южно-Аршанскому доменам, можно выделить следующую последовательность формирования деформационных структур.

1. В масштабе крупных геологических тел первый этап характеризуется формированием пакета надвиговых пластин. На мезоуровне (внутренняя структура пластин) шло образование изоклиальной складчатой структуры  $F_1$  по механизму послонного сдвигового течения, плоскостной директивной структуры  $S_1$  и соответствующей минеральной  $a$ -линейности. Следует отметить различную ориентировку складок  $F_1$  в Северо- и Южно-Аршанском доменах. Рассматриваемые деформации протекали в  $P$ - $T$ -условиях метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации.

2. Деформация структур  $F_1$  и  $S_1$ , сформированных в предыдущий этап, – образование разномаштабных складчатых форм  $F_2$ . Формирование крупной цилиндрической антиформной складки, структур локального растяжения, межслоевого скольжения и вращения в Северо-Аршанском домене и средне-мелкомасштабных складок вязкопластического излома и складок скалывания (в зависимости от состава пород) в Южно-Аршанском домене. Формирование плоскостной структуры  $S_2$  в условиях метаморфизма фации зеленых сланцев.

3. Нарушение тектонической структуры сдвигами различной кинематики. Формирование плоскостной структуры  $S_3$  и складок  $F_3$  в пределах разломных зон. Неоднородная деформация ранее сформированных складчатых структур  $F_1$  и  $F_2$  – деформирование Северо-Аршанской антиформы с приобретением ею конической геометрии в восточной части. Деформации происходят в условиях снижения  $P$ - $T$ -параметров метаморфизма от эпидот-амфиболитовой до низов зеленосланцевой фации.

4. Хрупкая деформация пород при низких  $P$  и  $T$  (ниже кинетического порога метаморфизма). Формирование тектонической трещиноватости в различных породах (джойнты  $J_2$  – в гранитах и т. д.). Надвигание тектонических покровов на отложения сагансайрской свиты без ее метаморфизма.

Данная последовательность отражена на рис. 3.36. На основе датирования минералов, формирующих директивную структуру в тектонитах различных этапов, а также результатов их динамического анализа построена геодинамическая модель формирования структур Аршанского опорного участка. Подробное описание этих результатов, а также их геодинамическая интерпретация будут даны в специально посвященной этому 4 главе.

## Глава 4

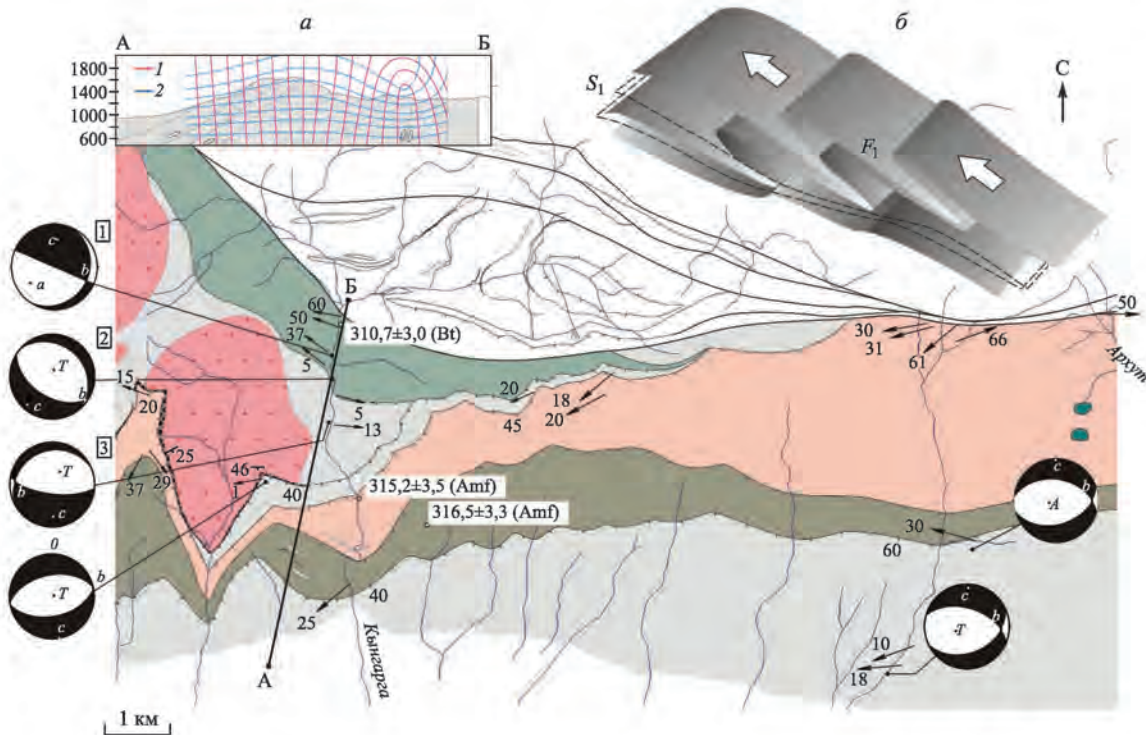
### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР АРШАНСКОГО ОПОРНОГО УЧАСТКА

С целью установления условий формирования позднепалеозойских деформационных структур Тункинских гольцов, уточнения возраста деформаций, определения масштабов и роли этих процессов в формировании структуры юго-западного складчатого обрамления Сибирской платформы сделаны необходимые наблюдения в восточной части Тункинских гольцов, в нескольких пересечениях складчатой зоны от Тункинской котловины до долины р. Китой (которая в нашем секторе проходит по зоне Главного Саянского разлома) (см. рис. 3.1). Наиболее полный парагенез позднепалеозойских деформационных структур наблюдается в южной части изученной области вблизи поселка Аршан. Поэтому данная территория стала опорной для проведения структурно-геологических и геохронологических исследований. Благодаря собранной здесь информации, стало возможным выделение аналогичных структур в областях с меньшей плотностью наблюдений на «фоне» широко представленных раннепалеозойских коллизионных структур Архутского структурного домена [Добрецов и др., 2003] (см. рис. 3.1). На основе результатов геологического картирования, геометрического анализа деформационных макро-, микроструктур выделены три последовательных этапа их формирования, отличающихся по стилю деформационных структурных форм (складчатых и разрывных, см. рис. 3.27) и динамическим условиям их образования.

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

#### 4.1. Первый этап

Деформационные структуры первого этапа лучше всего сохранены и проявлены в Южно-Аршанском домене. В макроструктурном плане это «моноклинально» залегающие тектонические пластины с падением тектонических контактов на юг. Внутренняя структура тектонических пластин характеризуется интенсивной складчатостью сдвигового течения  $F_1$ . Широко проявлены минеральная линейность  $a$ -типа, представленная ориентировкой удлинённых кристаллов амфибола, и плоскостная структура  $S_1$ , обусловленная в амфиболитах ориентировкой мелано- и лейкократовых полос, а также уплощённых кристаллов амфибола, в мраморах – ориентировкой сглаженных кристаллов кальцита. В целом образование данных структур происходило в обстановке субмеридионального сжатия (рис. 4.1). Результаты динамического анализа для разных пластин очень близки, что говорит о связных деформациях в макромасштабе. При этом в северной части домена ориентировка осей деформации отклоняется от средней по домену. На рис. 4.1 динамические решения 1, 2, 3 демонстрируют изменение ориентировок осей, главным образом сжатия и растяжения. Подобная переориентировка локальных напряжений может быть связана как с краевыми эффектами на границе различных блоков, так и с их закономерным изменением в рамках одной структуры. Оба варианта интерпретации имеют право на существование. Следует отметить тот факт, что динамические решения 1 и 3 практически совпадают при вращении на  $180^\circ$  (т.е. обладают симметрией  $L_2$ ), а решение 2 является переходным. Такое распределение характерно для деформации изгиба и отображено на разрезе с траекториями, описывающими площадки нормальных напряжений (см. рис. 4.1, а). Дан-



**Рис. 4.1.** Геологическая схема Южно-Аршанского домена с вынесенными результатами динамического анализа деформационных макро- и микроструктур для первого этапа формирования деформационной структуры района.

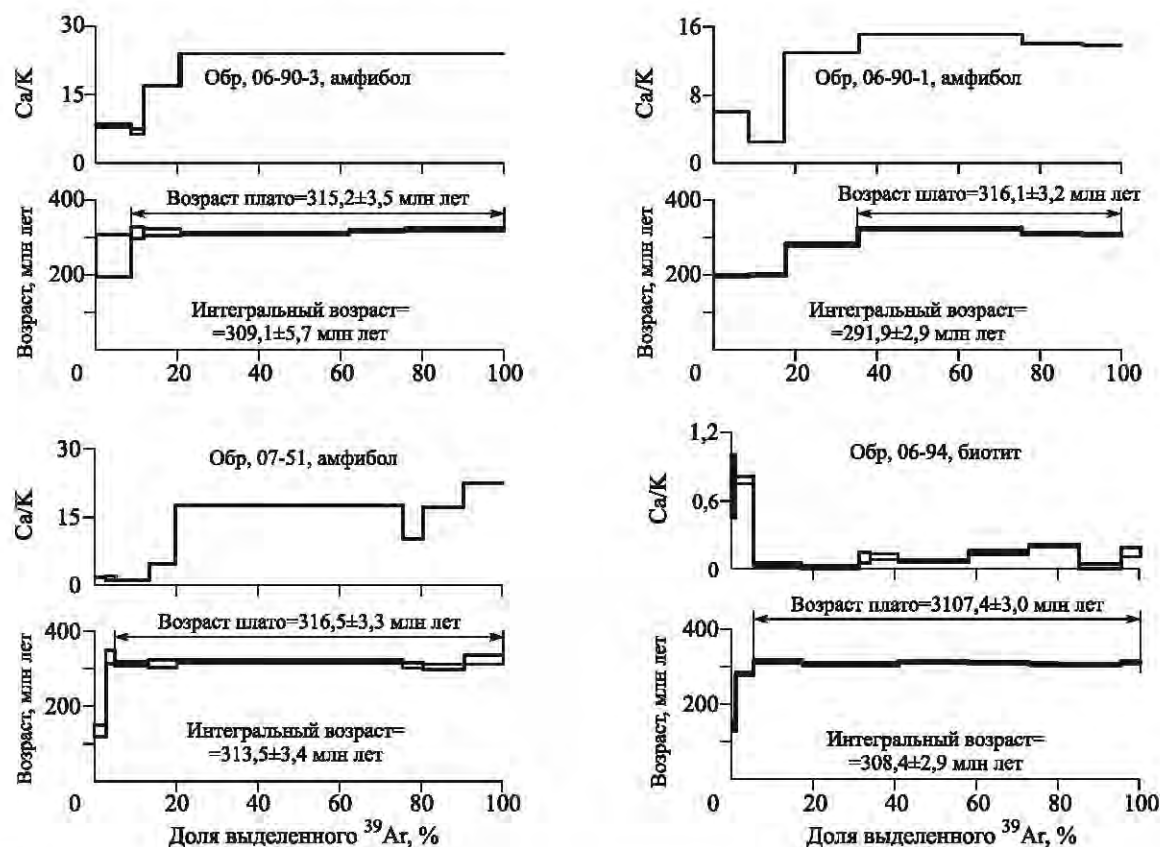
*а* – на разрезе по линии А-Б показаны реконструируемые траектории, описывающие площадки нормальных напряжений  $\sigma_3$  (1) и  $\sigma_1$  (2), *б* – блок-диаграмма доминирующих структурных форм. На схему вынесены Ar-Ag датировки, полученные по минералам, слагающим микроструктуры данного этапа. На сфере области сжатия показаны черным цветом, растяжения – белым

ная ситуация может отражать неоднородность поля напряжений, которая соответствует переходу от структур надвигания к структурам изгиба. Напомним, что эта схема основана на трех определениях ориентировок осей деформации вблизи границы домена и является лишь возможным вариантом интерпретации наблюдаемых структурных парагенезисов метаморфитов. Таким образом, для данного этапа характерны деформации, типичные для обстановок надвигообразования. Процессы деформации, судя по типу кинематическому складок, скорее всего, начинались в условиях амфиболитовой фации. Однако большая часть наблюдаемых минерально-структурных парагенезисов соответствуют эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, что отвечает условиям окончательного оформления структур данного этапа. В нашем случае пригодными для датирования являются син-тектонические минералы, формирующие соответствующие линейные плоскостные структуры (амфибол и биотит). Амфибол из образцов гранатового (обр. 06-90-3) и плагиоклаз-биотитовых (обр. 07-51, 06-90-1) амфиболитов дают возраста (возраст плато, рис. 4.2)  $315,2 \pm 3,5$ ,  $316,5 \pm 3,3$  и  $316,1 \pm 3,2$  млн лет соответственно. Возраст биотита (обр. № 06-94), формирующего плоскостную структуру  $S_1$  в пластине зеленых сланцев, равен  $310,7 \pm 3$  млн лет. Растяжка по возрасту может объясняется фиксированием процесса прогрессивной деформации на фоне общего снижения температур (за счет различных температур закрытия K-Ar изотопной системы для амфибола и биотита).

## 4.2. Второй этап

Деформационные формы, характеризующие вторую 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,



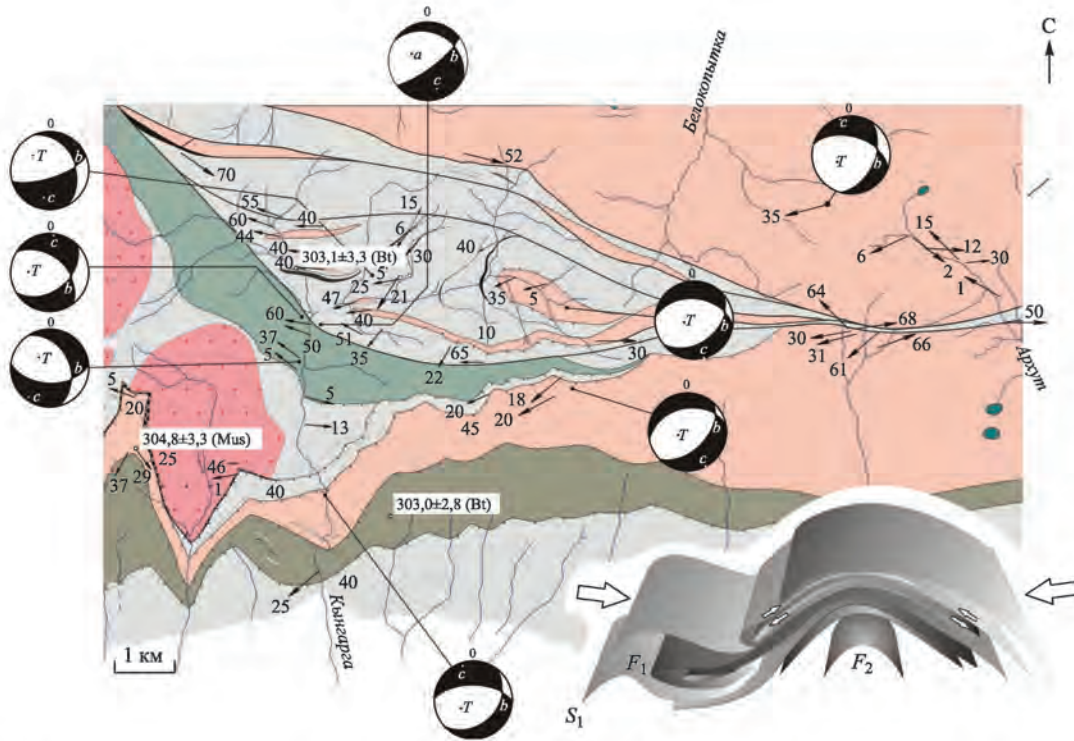


**Рис. 4.2.** Ar-Ar возраста, полученные по синтетектоническим минералам первого этапа формирования деформационной структуры

полого (20–30°) погружающимся 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. 4.3) показывают, что ориентировка действующих сил по сравнению с предыдущим этапом (см. рис. 4.1) практически не изменилась. В качестве отличия можно отметить изменение падения оси вращения и общий ее наклон к западу.

Наблюдаемые вариации локальных динамических решений могут быть связаны как с краевыми эффектами на границе различных блоков, так и с их закономерным изменением в рамках одной структуры. Закономерное изменение ориентировки осей деформации может указывать на то, что они связаны с неоднородностью распределения полей напряжений в единой складчатой структуре. Судя по характеру изменений, динамические решения по западной части структуры (см. рис. 4.2, 1, 2, 3, 4) соответствуют разным частям антиформной складки: 1, 2 – ядру складки, 3, 4 – структурам, примыкающим к ее южному крылу. Различия ориентировок осей сжатия/растяжения характеризуют изменение локального поля напряжений, соответствующего изгибовой цилиндрической деформации при формировании крупной складчатой формы  $F_2$ . Первоначально данная структурная форма по типу напряженного состояния была близка типу складки с нейтральной осью. В пользу такого вывода свидетельствует наличие мощных зон локального растяжения, выраженных концентрацией гидротермальных жил в замковой части антиформы. Области их распространения показаны на рис. 4.4, 1.

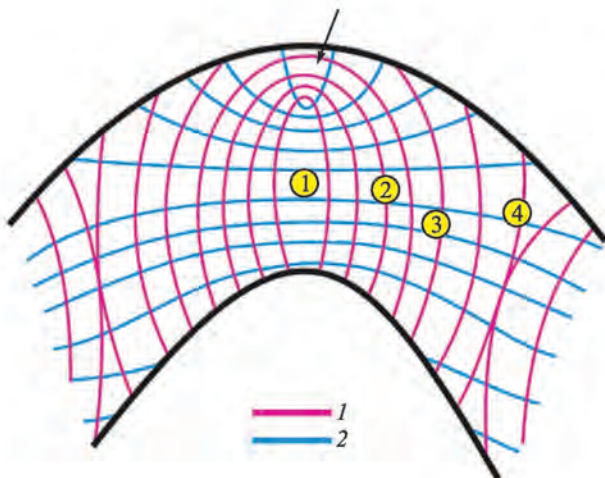
Локальные обстановки растяжения в замке и сжатия в ядре в условиях пластической деформации неизбежно должны приводить к перемещению вещества и «межслоевому» скольжению на крыльях данной структуры. Механизм образования складки с нейтральной осью может описывать лишь начальные стадии деформации путем изгиба и не отвечает всему комплексу наблюдаемых макро- и микроструктур. Возможности деформации путем изгиба без миграции материала в направлении



**Рис. 4.3.** Геологическая схема Аршанского опорного участка с вынесенными результатами динамического анализа для второго этапа формирования деформационной структуры района: на сфере черным цветом выделены области сжатия, белым – растяжения. На схему вынесены Ag-Ag датировки, полученные по минералам, слагающим микроструктуры данного этапа, и блок-диаграмма доминирующих структурных форм

шарнира ограничены возникающей при этом проблемой пространства (и возникновением дополнительных, различных по знаку напряжений в замке и ядре складки). Поэтому дальнейшая деформация пакета пластин идет за счет скольжения относительно друг друга с образованием пространственно более «выгодной» подобной складчатой структуры. В результате этих деформаций в различных по реологическим свойствам породах (мраморы, гнейсы, гранат-слюдяные сланцы) формируются разнообразные структурные формы, характеризующиеся сходной симметрией и общим положением оси *b*. Для них характерны разномасштабные деформационные структуры со следами вращения (см. рис. 3.18, 3.19, 3.20) – минеральная и агрегатная *b*-линейность, *r*-тектониты, синтетонические порфиробласты типа «снежного кома» и т.д., которые образовались за счет «межслоевого» скольжения при изгибании пакета тектонических пластин. При этом симметрия микроструктуры пород от ядра к крыльям меняется от  $L_2$  до  $L_n$ , где  $n \rightarrow \infty$ , что связано с большей амплитудой межслоевого скольжения и, соответственно, ролью вращательных движений при деформации.

Датирование синтетонического биотита из кварц-гранат-биотитового сланца (обр. 06-95) в



**Рис. 4.4.** Модель начальной стадии формирования складки ( $F_2$ ) путем изгиба с нейтральной осью.

1, 2 – траектории, описывающие площадки нормальных напряжений  $\sigma_3$  и  $\sigma_1$  соответственно. Стрелкой показана область локального растяжения в замке складки. Желтыми точками схематически показаны места определения ориентировок осей сжатия/растяжения на момент окончательного оформления структуры

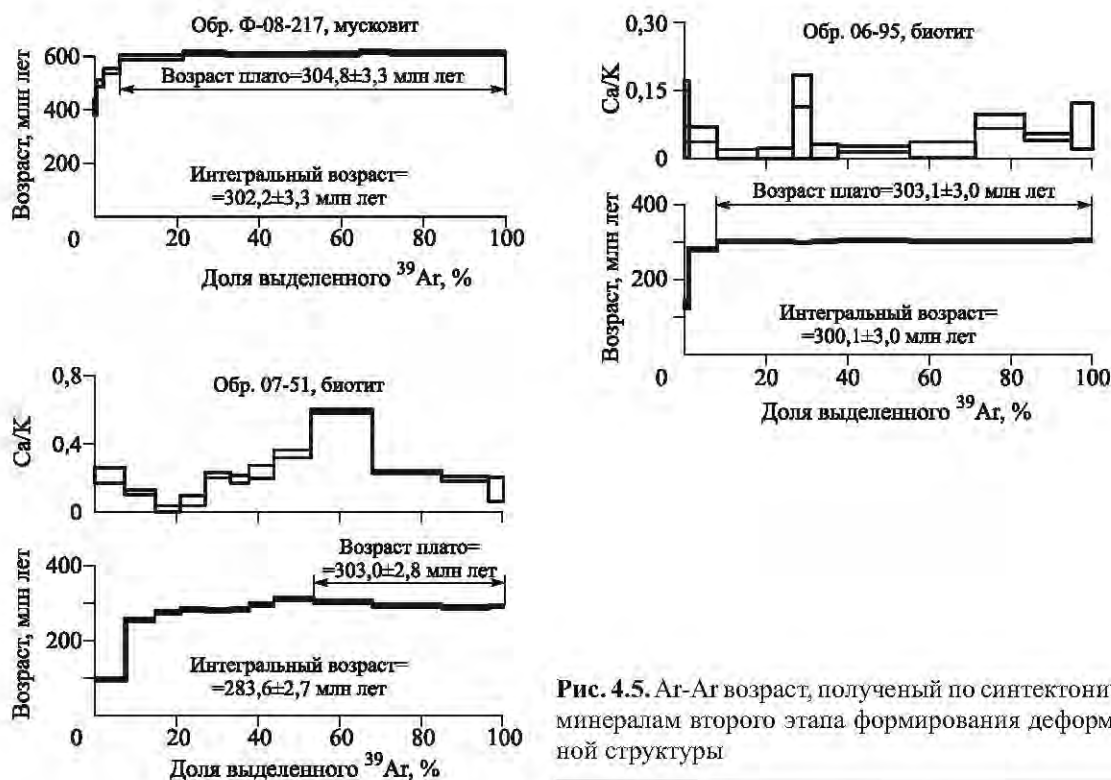


Рис. 4.5. Ar-Ar возраст, полученный по синтетектоническим минералам второго этапа формирования деформационной структуры

ядре антиформы дало возраст плато  $303,1 \pm 3,0$  млн лет, что соответствует периоду формирования антиформы Северо-Аршанского домена. Процессы деформации проходили в условиях низов зеленосланцевой фации метаморфизма.

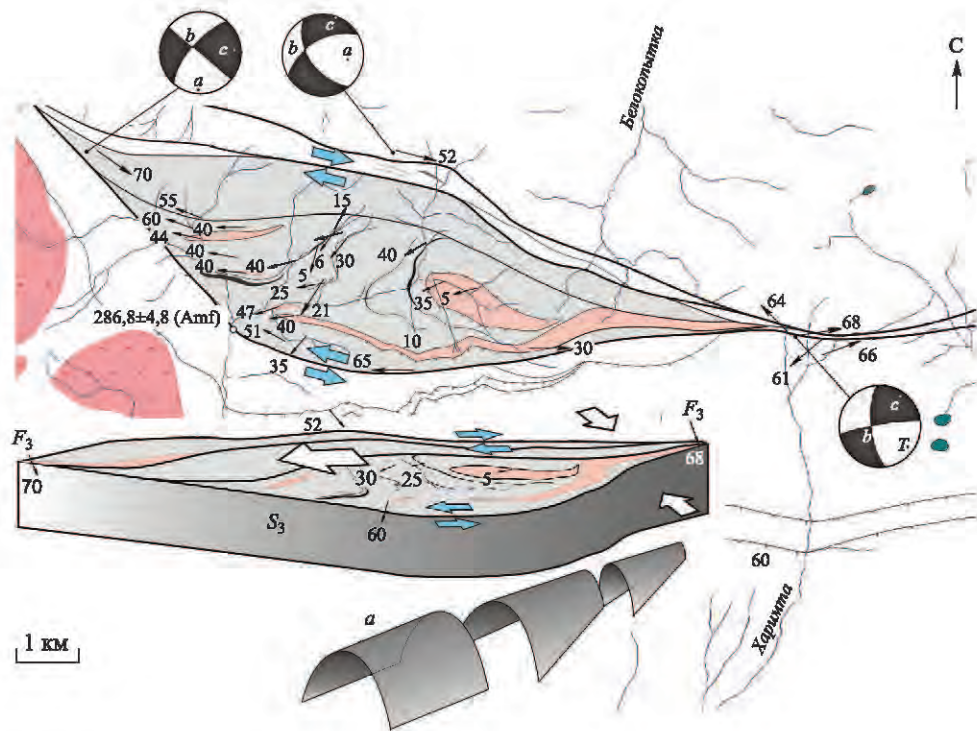
В Южно-Аршанском домене деформационные структуры второго этапа выражены средне-мелкоаспштабными складками пластического излома (см. рис. 3.2) и складками скальвания  $F_2$  и плоскостной структурой  $S_2$ , выполненной слюдами и хлоритами. Датирование мелкозернистого мусковита, находящегося в микроструктурном плане в кливажных доменах  $S_2$  (см. рис. 3.7), дало возраст плато  $304,8 \pm 3,3$  млн лет (обр. Ф-08-217) (рис. 4.5). Возраст биотита ( $S_2$ ) из плагиоклаз-биотитового рассланцованого амфиболита (обр.07-51) соответствует  $303,0 \pm 2,8$  млн лет (см. рис. 4.5).

Структурно-геологические данные и результаты динамического анализа в комплексе с Ar/Ar определениями возраста показывают, что в этот возрастной период на макроуровне происходят потеря устойчивости и концентрация деформации в относительно узкой линейной зоне (в современной структуре – Северо-Аршанский домен). Это соответствует переходу от «чисто» надвигово-покровных структур к покровно-складчатым (где сами тектонические пластины массово вовлечены в процесс складкообразования).

### 4.3. Третий этап

Структуры третьего 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 обусловили формирование плоскостной структуры  $S_3$  и складок  $F_3$ . Для данного этапа также характерна 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 (см. рис. 3.12).

Следует отметить, что данная крупная складчатая структура ограничена разломами сдвиговой кинематики: с севера – это зона Архутско-Кынгаргского правостороннего сдвига, с юга – левосторонний сдвиг. Все это свидетельствует о неоднородной деформации антиформной складки ( $F_2$ ), «выжимании» Северо-Аршанского домена в западном направлении по сопряженным разломным

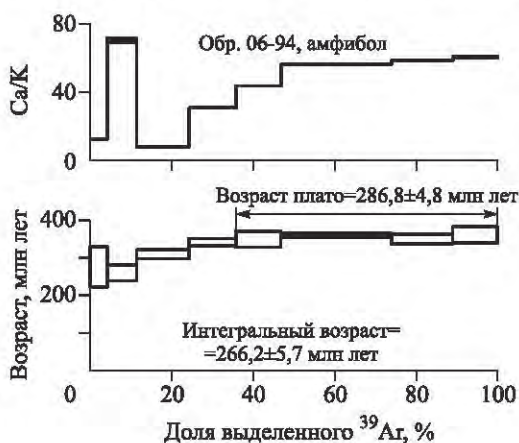


**Рис. 4.6.** Геологическая схема Южно-Аршанского домена с вынесенными результатами динамического расчета для третьего этапа: области сжатия на сфере выделены черным цветом, растяжения – белым. *a* – блок-диаграмма, показывающая взаимоотношение крупных структурных форм

зонам право- и левосторонней сдвиговой кинематики (рис. 4.6). Наблюдаемые вариации ориентировок осей сжатия и растяжения для третьего этапа (см. рис. 4.6) связаны, в первую очередь, с существенной неоднородностью уже сформированных геологических структур и характеризуют вышеописанный механизм выдавливания тектонических блоков по системам сопряженных разломов. При этом формируются сланцеватость  $S_2$  и складки  $F_3$  с крутым ( $60-70^\circ$ ) положением шарниров. Возраст по амфиболу (обр. 6-94), растущему в плоскости  $S_3$ , равен  $286,8 \pm 4,8$  млн лет (рис. 4.7).

Таким образом, формирование всех описанных типов деформационных структур происходило, скорее всего, под действием одних и тех же сжимающих сил во временном интервале 316 – 286 млн лет. В данном случае говорить о разорванных во времени и различных по ориентировке действующих сил этапах деформаций не приходится. Об этом свидетельствует и то, что расположение реконструируемых областей сжатия и растяжения для структур I и II типов практически одинаково (см. рис. 4.1, 4.3), а все выделяемые возрастные рубежи (с учетом доверительного интервала) полностью перекрываются. Здесь более обоснованно говорить о различных этапах формирования деформационной структуры в ходе прогрессивной деформации (рис. 4.8), которые фиксируются за счет комплексного применения структурного анализа и Ar-Ar изотопного датирования.

Результаты изучения структурных форм Аршанского опорного участка позволяют предполагать широкое распространение позднепалеозойских ( $C_3-P_1$ ) деформационных структур в юго-восточном сегменте Саяно-Байкальской складчатой области. Возможно, что деформации

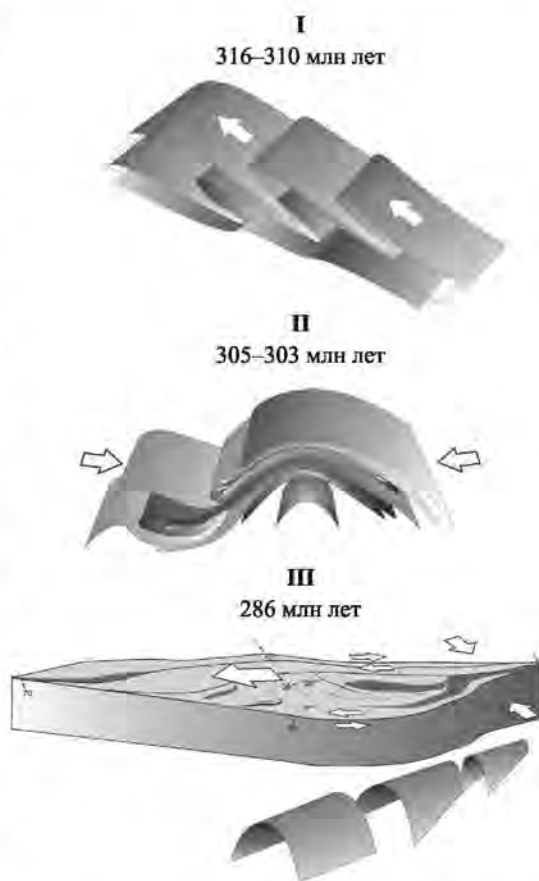


**Рис. 4.7.** Ar-Ar возраст, полученный по амфиболу, растущему по плоскостям  $S_3$  (третий сдвиговый этап формирования деформационной структуры)

**Рис. 4.8.** Модели главных этапов формирования деформационных структурных форм Аршанского опорного участка

в первую очередь проявились либо вблизи источника сил, к ним приводящим, либо в структурах, являющихся концентраторами напряжений (в региональном масштабе). 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 от зоны Главного Саянского разлома. Это позволяет думать, что деформации по данным структурам могли происходить синхронно. Рассмотрим имеющиеся радиоизотопные данные по синтетектоническим метаморфогенным породам и метасоматитам зоны Главного Саянского разлома. Наиболее ранние деформации в этой зоне, соответствующие позднепалеозойскому этапу, могут быть датированы по синтетектоническим гнейсовидным гранитам [Мощенко, 2003]. В лейкократовых графитсодержащих гранитах (слагающих маломощные жильные тела среди биотит-амфиболовых blastsомилонитов в Иркутской части Главного Саянского разлома) наблюдаются признаки синдеформационной кристаллизации, т.е. ориентировка чешуек биотита и полосок кварца согласна милонитовой планарности во вмещающих породах.

Возраст гранитов, полученный Rb-Sr изотопным методом, соответствует  $334 \pm 14$  млн лет. Результаты Ar-Ar изотопного датирования синдеформационных метасоматитов зоны разлома [Савельева, 2003] показывают, что их формирование проходило в интервале 321–309 млн лет. Возраст плато для биотита из щелочных метасоматитов (Онотский участок Главного Саянского разлома) соответствует  $317,0 \pm 1,7$  млн лет, а для амфибола из альбитита (участок разлома по р. Белокопытка) –  $321 \pm 5$  млн лет. Датирование амфиболов из магнезиально-кальциевых метасоматитов Главного Саянского разлома дает возраста  $309,3 \pm 2,9$  и  $310,5 \pm 1,7$  млн лет. Эти датировки соответствуют формированию щелочных синтетектонических метасоматитов и, по-видимому, отражают возраст образования деформационных структур в *P-T*-параметрах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Эти даты полностью перекрываются с временным интервалом формирования тектонических покровов для Аршанского опорного участка. Интересен тот факт, что на сравнительно небольшом расстоянии деформации проходили разными путями: по краевому шву – путем сдвига с перемещениями в горизонтальной плоскости (Главный Саянский разлом), 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. Простым «механическим» обобщением всех наблюдений ответить на этот вопрос нельзя. 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. Для понимания этих механизмов в рамках данной работы было проведено структурное районирование территории и выяснение динамических условий формирования этих структур.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднепалеозойские покровно-складчатые комплексы Тункинских гольцов являются примером сложнопостроенных структур, возникающих при внутриконтинентальных деформациях с широким распространением покровно-надвиговых структур.

Классическим примером развития тектонических покровов могут служить Альпы, Гималаи и т.д. – так называемые области с «тонкокожей» тектоникой (*thin-skinned tectonics*). В этих областях тектонические покровы развиваются по существенно однородному субстрату с относительно простой слоистой структурой – осадочной толщей мезозойского возраста. При этом складчатый фундамент в образовании тектонических чешуй, как правило, не участвует. Методы изучения геологии покровно-складчатых структур такого типа в настоящее время хорошо разработаны и широко применяются для решения прикладных и фундаментальных задач [Santanu Bose, 2009].

В то же время многие складчатые сооружения образуются на субстрате, испытавшем, по крайней мере, один этап покровообразования и складчатости – так называемой области с «толстокожей» (*thick-skinned tectonics*) тектоникой. Здесь в деформации вовлечен крайне неоднородный субстрат, обладающий сложной анизотропией. Примером покровно-складчатых структур, в строении которых вовлечены ранее образованные деформационные комплексы, являются структуры Тункинских гольцов. В силу сложности своего строения и разнообразия структурных форм какой-либо универсальной методики их изучения пока не существует. Очевидно, что без комплексного анализа деформационных структур различных масштабов (от шлифа до геологической карты) разобраться с геологическим строением таких образований нельзя. В настоящей работе на основе методов структурной геологии, микротектоники, радиоизотопного датирования был решен ряд вопросов по строению, кинематическим и динамическим условиям формирования позднепалеозойских деформационных структур Тункинских гольцов.

Установленным фактом можно считать практически одновременное развитие надвиговых и сдвиговых структур (формирование тектонических покровов на юге и смещение по Главному Саянскому разлому на севере района). Понятно, что для построения целостной геодинамической модели необходимо провести структурно-кинематические исследования на большой площади. Это связано с тем, что надвиговые и сдвиговые структуры, наложенные на ранее образованные деформационные формы, обладают большим разнообразием и исключительно сложной геометрией, а закономерности их строения можно установить только на большом количестве наблюдений. В данный момент такие данные на этот регион отсутствуют. Однако 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.

Необходимость такого изучения связана с перспективами расшифровки структурных форм, возникающих вдоль разлома и на его концах. Особенно интересны ситуации, возникающие при синхронном формировании разломов с различной кинематикой смещений, и комбинации структур на концах этих разломов (*fault tip structures*). С ними часто связаны зоны повышенной проницаемости, являющиеся отличными концентраторами рудной минерализации.

Еще одно перспективное направление, на наш взгляд, связано с положением грубообломочных слабометаморфизованных отложений сагансайрской свиты относительно разломных надвиговых структур. Дело в том, что хорошо проницаемые породы, пробитые системой трещин (песчаники, гравелиты, конгломераты), совместно с экранирующими их зонами надвигов могут образовывать хорошие структурные ловушки для рудных растворов. В северной части Тункинских гольцов с отложениями сагансайрской свиты связаны Сагансайрское, Конгломератовое, Южное месторождения, однако вышеописанные структуры и их связь с рудными телами детально не изучены [Жмодик

и др., 2008]. В юго-восточной части Тункинских гольцов, где нами закартированы надвиги, перекрывающие по тектоническому контакту сагансайрские отложения, изучение трещиноватости этих пород и наложенной на них минерализации не проводилось.

Дальнейшим направлением развития работы автор видит разработку комплекса методов, необходимых и достаточных для поиска различных рудовмещающих структур в сложнодислоцированных комплексах. Очевидно, что решение этих вопросов будет возможно только на основе использования количественных методов обработки структурно-геологической информации и построения моделей. Полученные в ходе выполнения данной работы количественные макро-, микроструктурные данные являются хорошей базой для дальнейшего изучения типовых деформационных форм, образующихся в районах со сложной покровно-складчатой структурой.

## ЛИТЕРАТУРА

**Арсентьев В.П.** Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна // Труды Бурятского комплексного института. Сер. геолого-географ. 1960. Вып. 2. С. 39–50.

**Беличенко В.Г.** Ранние или полные каледониды Саяно-Байкальской горной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 68–75.

**Беличенко В.Г., Скляр Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О.** Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7-8. С. 29–41.

**Беличенко В.Г., Боос Р.Г., Колоснищина 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., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г.** К проблеме выделения микроконтинентов и метаморфических террейнов в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2003. С. 20–23.

**Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.** Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.

**Беляев Н.М.** Сопrotивление материалов. М.: Гостехтеоретиздат, 1958. 846 с.

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

**Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В.** Проявление позднекарбонатового и раннепермского этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточный Саян, Южная Сибирь) // Докл. РАН. 2009. Т. 428, № 4. С. 1–4.

**Бутов Ю.П.** Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1996. 153 с.

**Бутов Ю.П., Далматов Б.А.** Находки кембрийской фауны в юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1977. № 10. С. 128–132.

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

**Вознесенский В.Д., Горлов Н.В., Доливо-Добровольский А.В., Казаков А.Н. и др.** Геологическая съемка сложнодислоцированных комплексов. Л.: Недра, 1980.

**Глушкова Н.В., Рябинин А.Б., Дягилев Г.А., Наумов Е.А., Нагирияк М.С.** Использование снимков датчика ASTER для решения геологических задач на примере тестовых полигонов в пределах Монголии // Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. М.: Ин-т космических исследований РАН, 2004. С. 162.

**Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.** Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 495 с.

**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. 93–109.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И.** Ордовикская структура и модель экзгумации УНР-НР пород Кокчетавского региона // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Матер. XXXVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. С. 180–182.

**Докембрий Восточного Саяна /** Ред. С.В. Обручев. М.; Л.: Наука, 1964.

**Донская Т.В., Скляр Е.В., Gladkочуб 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. 7. С. 79–83.

**Елисеев Н.А.** Структурная петрология. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1953. 302 с.

**Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С.** Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2008. 272 с.



**Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.** Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1280–1293.

**Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др.** Неопротерозойские породообразующие события в восточном сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохронологические и Nd-изотопные данные // Матер. совещ. «Изотопные системы и время геологических процессов». СПб.: Центр информационной культуры, 2009. С. 240–243.

**Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др.** О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. № 2. С. 102–123.

**Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.** Теория упругости. М.: Недра, 1965. 287 с.

**Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К.** Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента: литолого-геохимическая корреляция и особенности седиментогенеза // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 2. С. 167–177.

**Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П.** Микроструктурный анализ. М.: Наука, 1965. 75 с.

**Мануйлова М.М., Никитина Л.П.** Метаморфизм докембрийских пород Тункинских гольцов и западной части хр. Хамар-Дабан // Труды лаборатории геологии докембрия АН СССР. 1960. Вып. 11. С. 217–229.

**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.

**Мощенко А.С., Савельева В.Б., Костицын Ю.А.** Rb-Sr изотопный возраст гранитов Главного Саянского разлома // Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб., 2003.

**Никитина Л.П.** Гранаты из метаморфических пород западной оконечности хребта Хамар-Дабан // Сборник статей молодых научных сотрудников Ленинградских геологических учреждений АН СССР. 1958. Вып. 1. С. 41–45.

**Обручев В.А.** Образование гор и рудных месторождений. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1942. 199 с.

**Обручев В.А.** Мои путешествия по Сибири. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 35 с.

**Обручев В.А.** История геологического исследования Сибири: Период пятый (1918–1940). М., Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 59 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. АН. 2007. Т. 414, № 4. С. 79–83.

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

**Савельева В.Б.** Кремнещелочной метасоматоз и гранитоидный магматизм в зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 3. С. 409–426.

**Савельева В.Б., Гравин А.В., Зырянов А.С.**  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  датирование метасоматитов в зонах глубоких разломов краевого шва Сибирской платформы // Докл. АН. 2003. Т. 391, № 4. С. 523–526.

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

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

**Федоровский В.С., Скляр Е.В., Беличенко В.Г., Каргополов С.А., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е.** Геологическая карта Тажеранского массива сиенитов: синтез новых данных // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, 2009. Т. 2, С. 126–127.

**Федоровский В.С.** Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.

**Физические величины.** М.: Энергоатомиздат, 1991. 1231 с.

**Школьник С.И., Беличенко В.Г., Бараш И.Г.** Особенности состава протолита высокоглиноземистых метапелитов горлыкской свиты (венд-кембрийский чехол Тувино-Монгольского микроконтинента) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, 2009. Т. 2. С. 154–155.

**Эз В.В.** Тектоника плубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1978. 191 с.

**Эз В.В.** Методы изучения метаморфических комплексов // Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000. Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л.: Недра, 1972. Вып. 4. С. 117–162.

**Glushkova N.V., Naumov E.A., Ryabinin A.B., Dyagilev G.S., Nagirnyak M.S.** Experience of use of multispectral images «ASTER» for geological researches by the example of several areas of Mongolia // Extended Abstracts of Third International Conference «Environmental Change in Central Asia». Ulan Bator, Mongolia, 2005. P. 41–42.

**Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh V.P., Mazukabzov A.M., Mekhono-shin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S.** The Olkhon collision system // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian workshop IGGP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, IES SB RAS, 2005. P. 5–76.

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

**Ramsay J.G.** *Folding and fracturing of rocks*. N. Y.: McGraw Hill, 1967. 561 p.

**Ramsay J.G.** Shear zone geometry: a review // *Journal of Structural Geology*. 1980. V. 2. P. 83–99.

**Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Steiger R.H., Reznitskiy L.Z., Vasilev E.P.** U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy complex, eastern Siberia // *Gondwana Res.* 1998. V. 1. P. 195–205.

**Santanu B., Nibir M., Dilip K.M., Premanand M.** An unstable kinematic state of the Himalayan tectonic wedge: Evidence from experimental thrust-spacing patterns // *Journal of Structural Geology*. 2009. V. 31. P. 83–91.

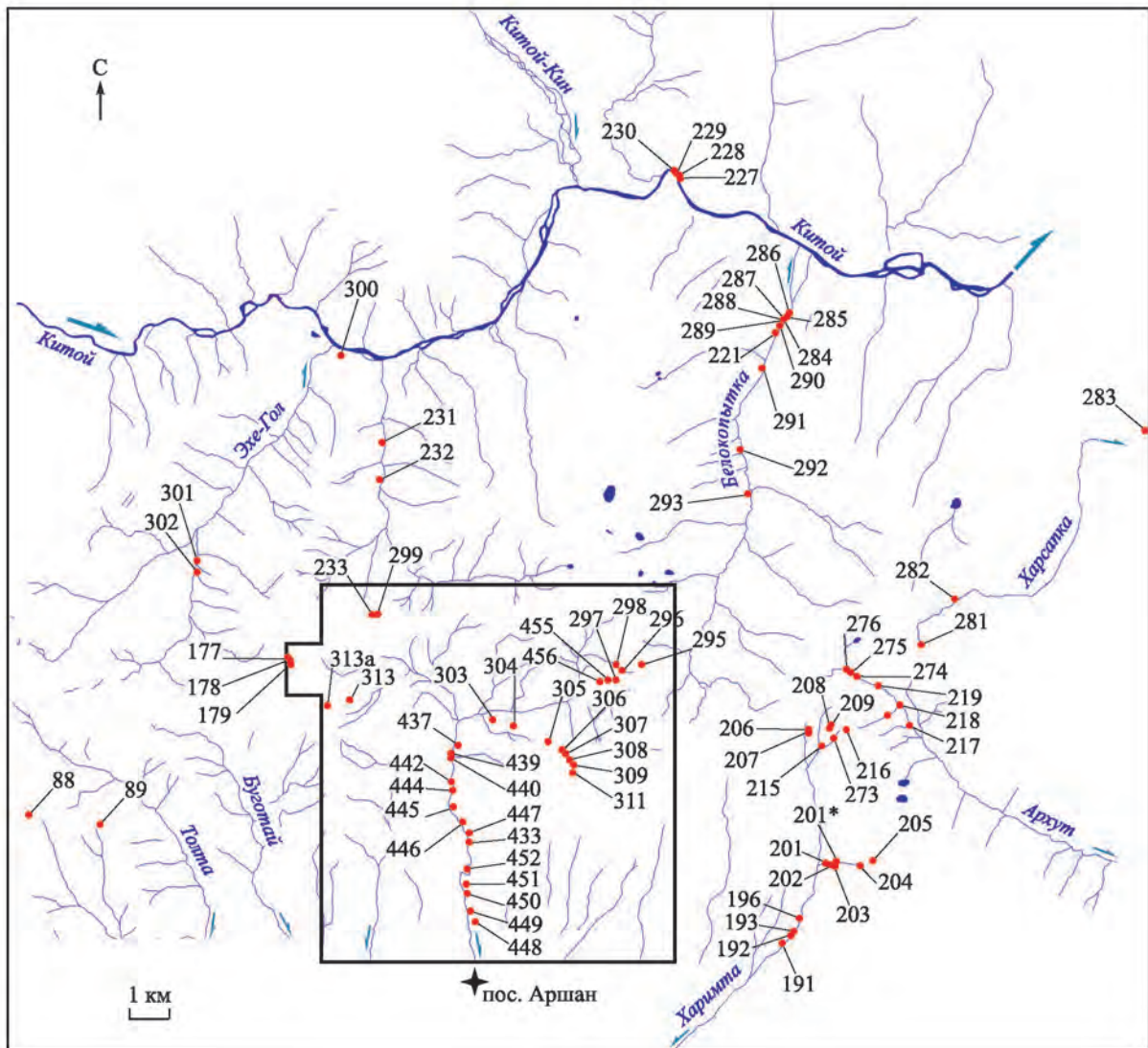
**Stefano V., Stefano M.** Finite strain analysis of a natural ductile shear zone in limestones: Insights into 3-D coaxial vs. non-coaxial deformation partitioning // *Ibid.* P. 104–113.

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

**Twiss R. J., Moores E.M.** *Structural Geology*. N.Y.: W. H. Freeman and Company, 1992. 532 p.

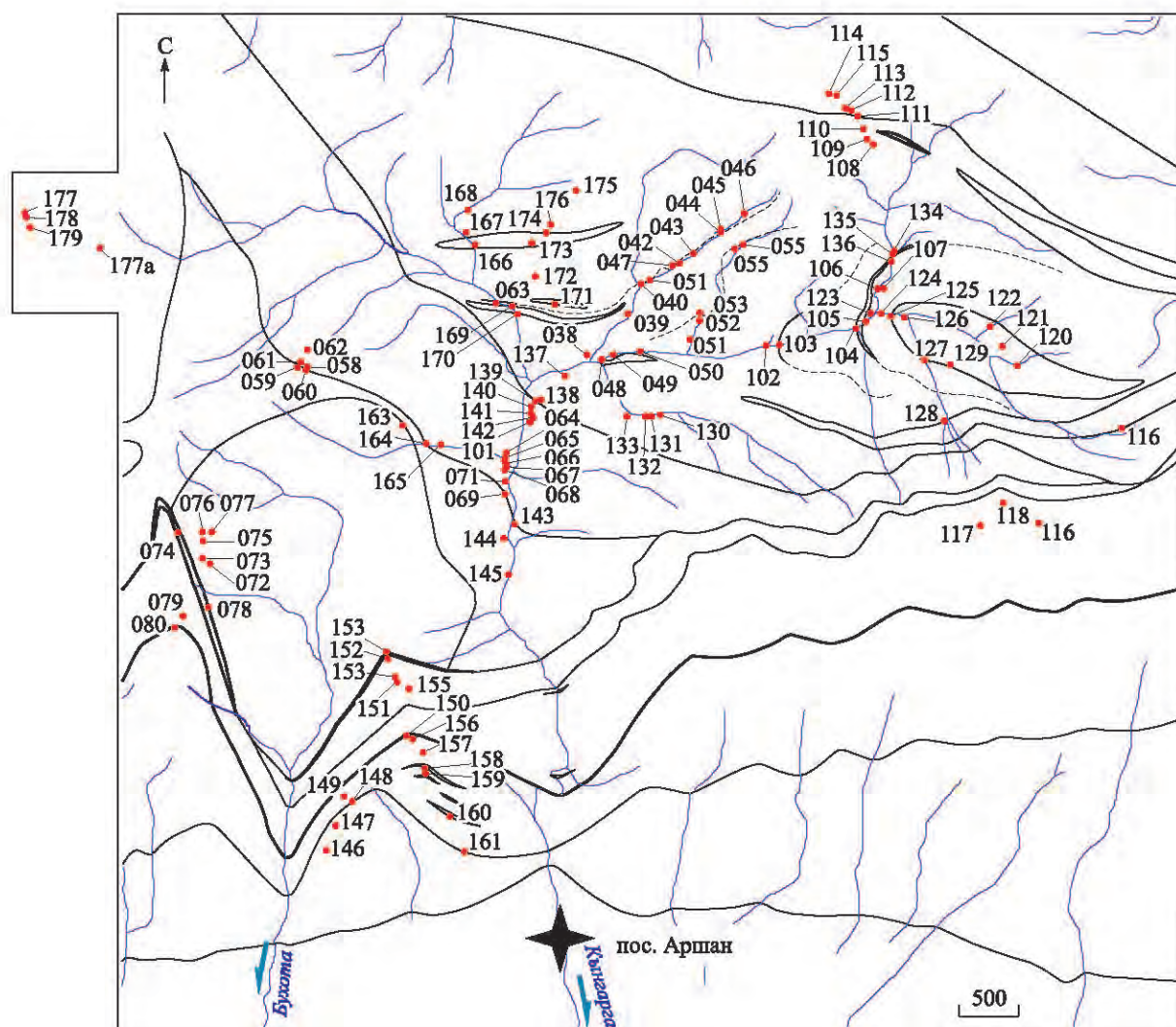
**Verhoogen J., Turner F.J., Weiss L.E., Wahrhaftig C., Fyfe W.S.** *The earth An introduction to physical geology*. Holt, Rinehart and Winston, Inc., 1970. 748 p.

**Weiss L.E.** Geometry of superposed folding // *Bul. Geol. Soc. Amer.* 1959. Vol. 70, N 1. P. 91–106.



Карта фактического материала – восточная часть Тункинских Гольцов Юго-Восточного Саяна. Вынесены речная сеть и точки наблюдения. На врезке – точки наблюдения в бассейне р. Кынгарга.

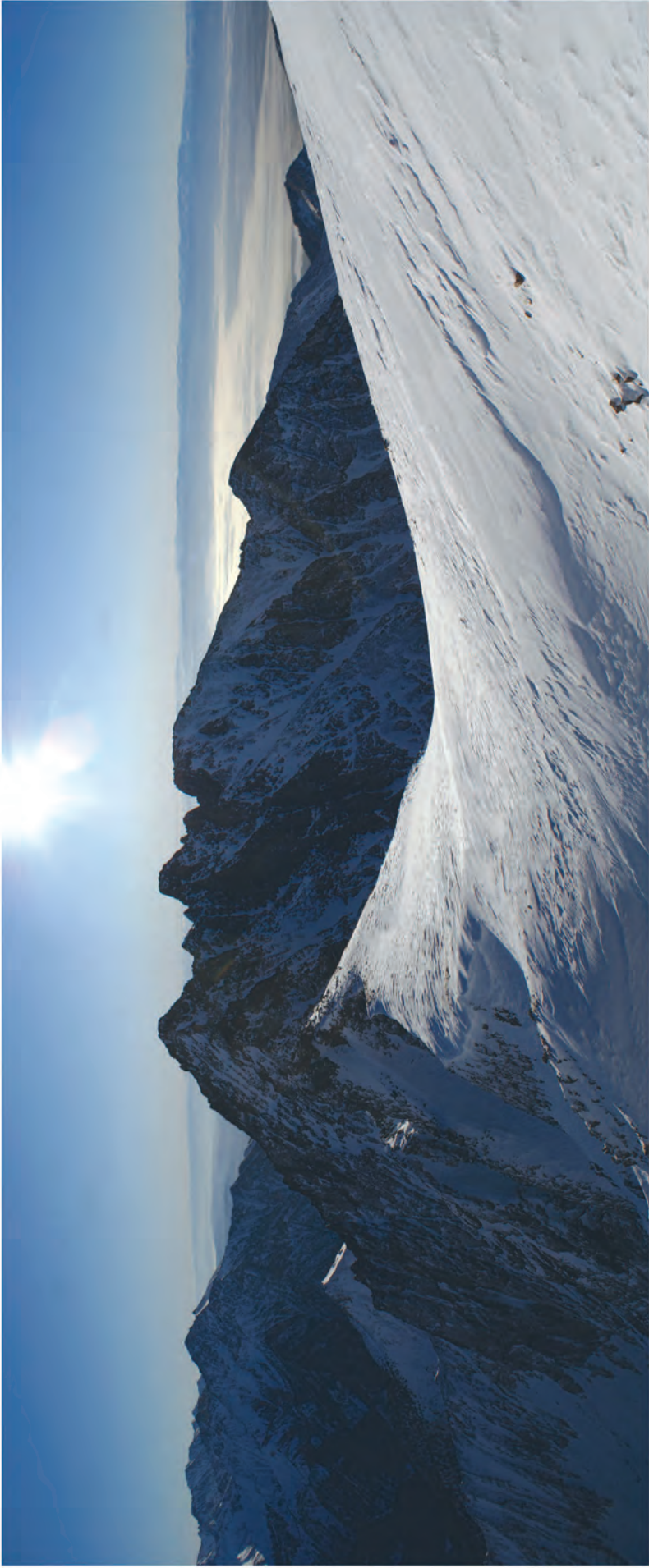
Точки наблюдения по годам: 2006 г. – 433–456; 2008 г. – 038–089, 101–160; 2009 г. – 163–179, 192–233, 273–313



Карта фактического материала – врезка. Вынесены речная сеть и точки наблюдения



Фрагмент севера Аршанского домена. Исток р. Кынгарги



Фрагмент Аршанского домена. Гора Трехглавая



Фрагмент Белокопыткинского домена. Федюшкина речка



Фрагмент Талтинского домена. Пик Динозавра

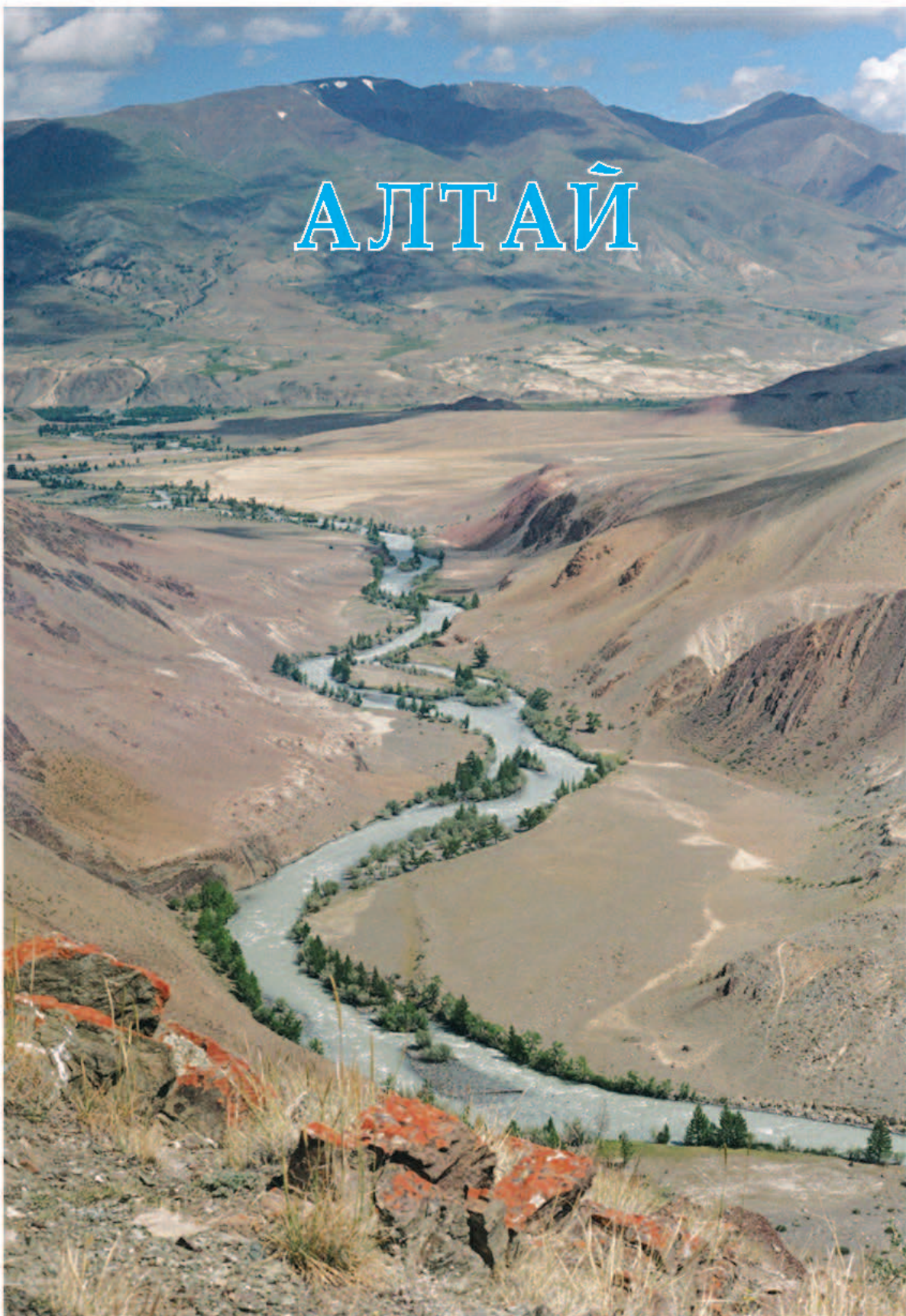


# *ПОЛЕВЫЕ ФОТОГРАФИИ*





# АЛТАЙ







Алтай, 2007 г.



Зафиксировать результаты «природного эксперимента» непростая задача. Алтай, 2007 г.

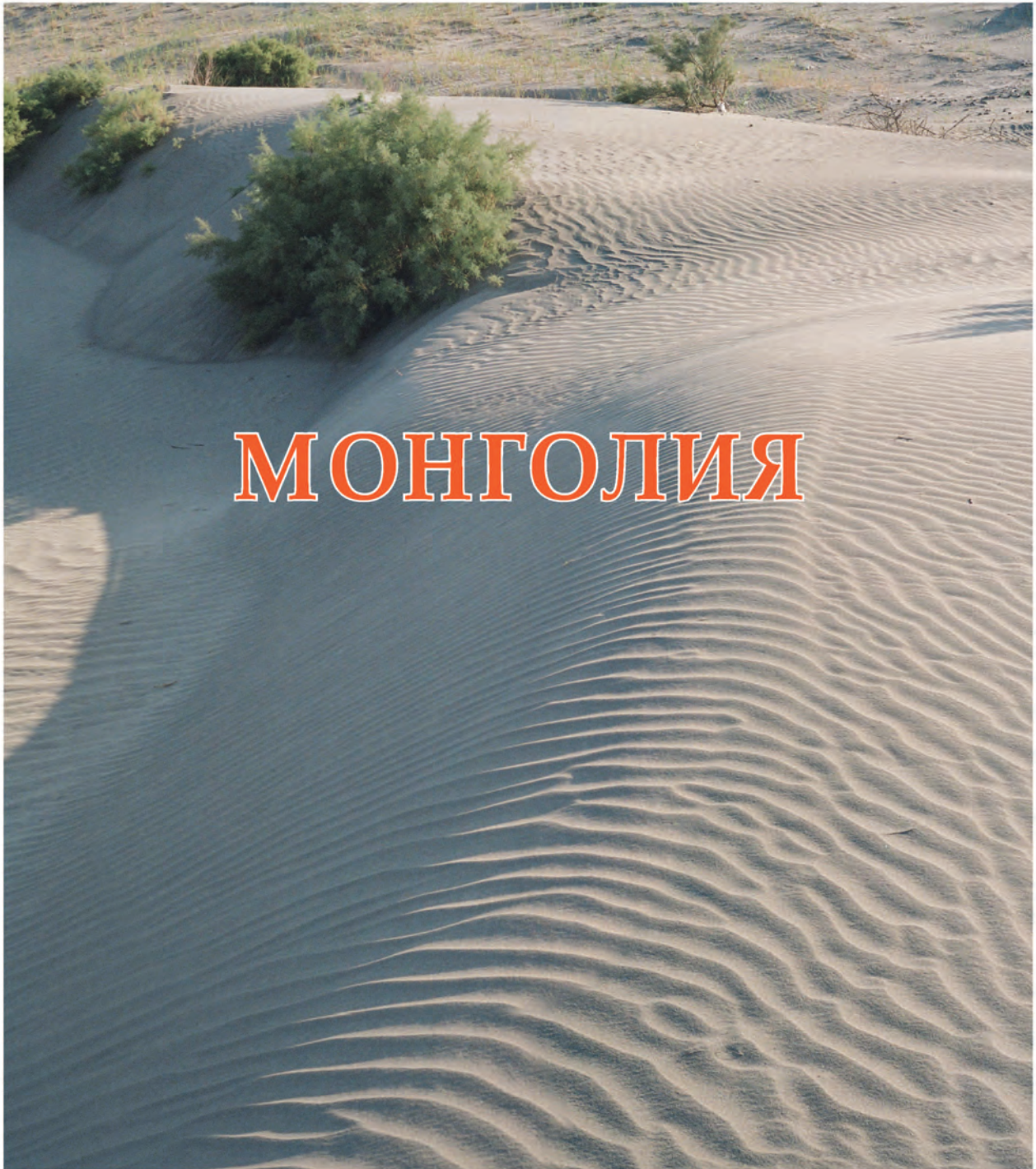




Во время геологической практики со студентами и своим руководителем А.С. Гибшером.  
Алтай, 2005 г.



Занятие по минералогии со студентами. Алтай, 2006 г.



# МОНГОЛИЯ





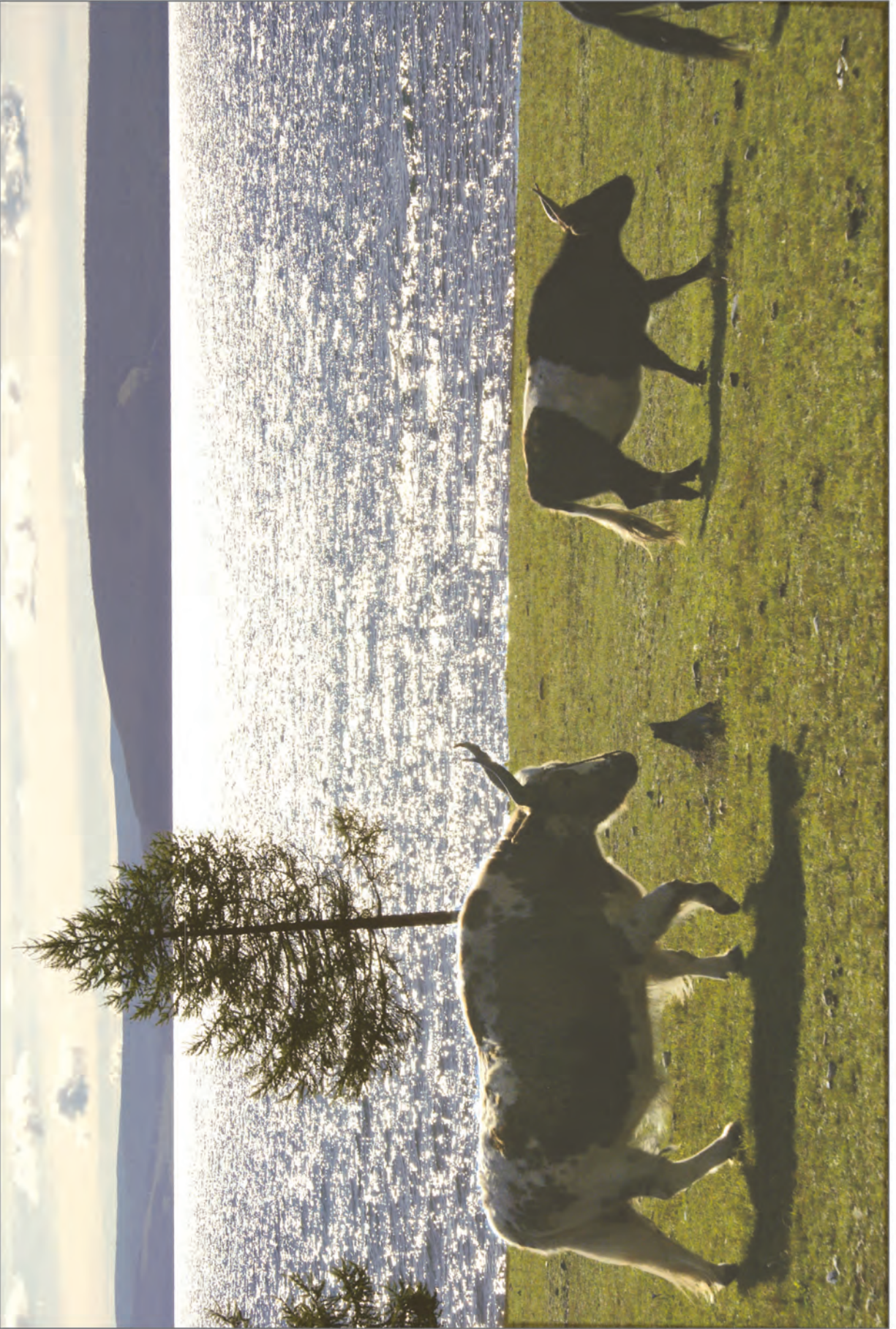




Когда работа в удовольствие. Монголия, 2007 г.



Безвыходных положений не бывает: сгорела палатка – сошьем новую;  
закройщик – А. Рябинин. Монголия, 2007 г.





Родственные души. Монголия. Озеро Хубсугул, 2007 г.



По окончании первой преддипломной практики. Саша вписался в монгольский ландшафт. 2003 г.



# ТУНКИНСКИЕ ГОЛЬЦЫ





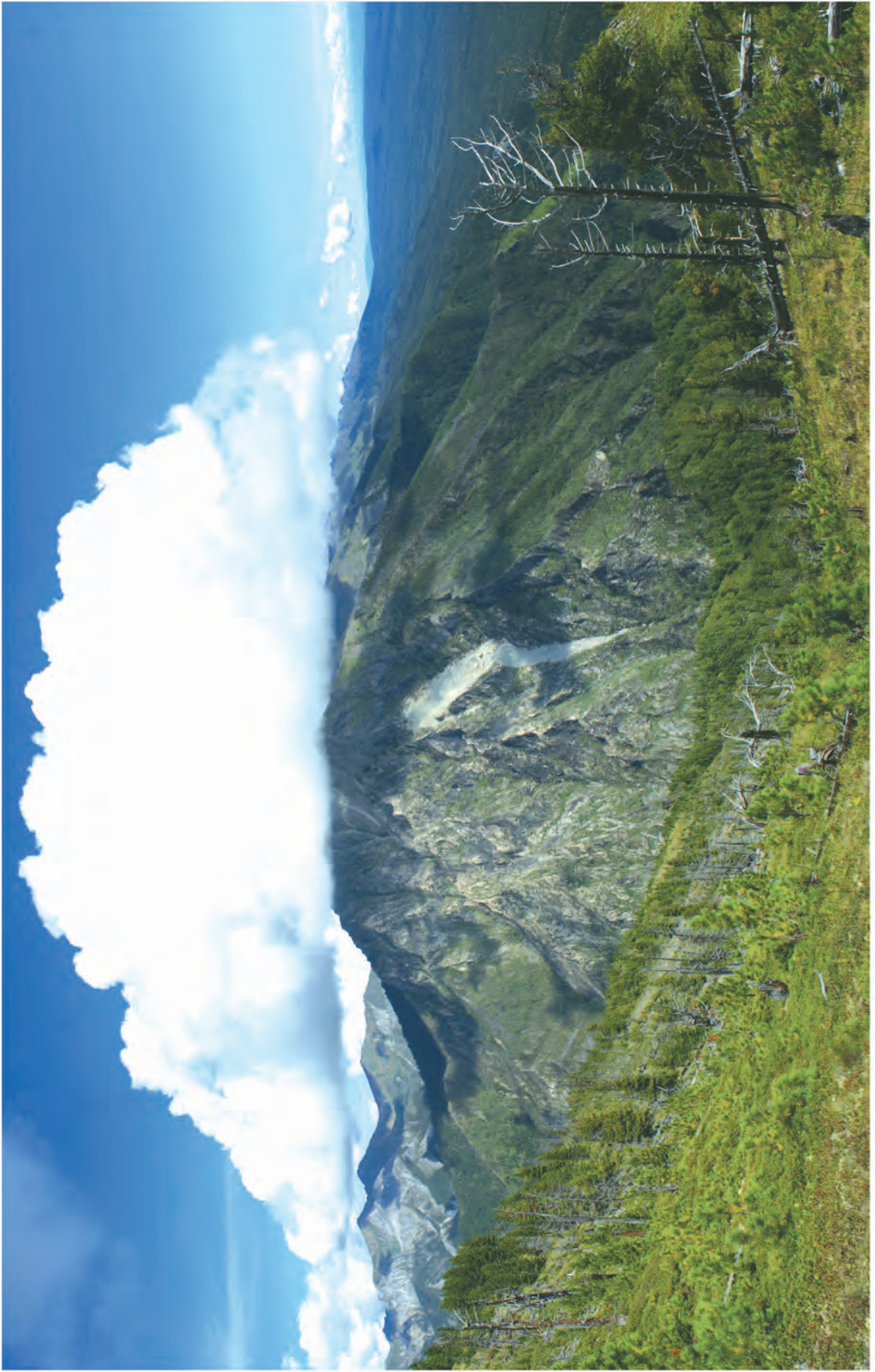




Обед на пике Аршан, Тунки. Май 2008 г.



Ох, тяжелая это работа – выделение доменов складчатой структуры!  
Техника готова (фотоаппарат, кинокамера, ноги), осталось подкрепиться чайком!





Короткая передышка. Тунки. Апрель 2009 г.



Выбор полигона для проведения работ по структурной геологии. Тункинские Гольцы.  
Лето 2005 г.





Речной тракт в Гольцы, других путей нет. Январь 2008 г.



Для геолога все дороги прямые. Тунки, октябрь 2009 г.





В пойме реки Китой Саша нашел прибор «двойного назначения» и готов взять первый тункинский керн. Май 2009 г.



В Тункинском раю. Май. 2009 г.





## ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ .....	5
ВВЕДЕНИЕ .....	6
Глава 1. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РАЙОНА .....	8
1.1. Стратиграфия отложений Тункинских гольцов Восточного Саяна .....	10
1.2. Возраст деформаций и метаморфизма юго-западного обрамления Сибирского кратона ...	14
Глава 2. МЕТОДИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ И СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА СЛОЖНОДИСЛОЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ .....	16
2.1. Геометрический анализ .....	—
2.2. Динамический и кинематический анализ .....	18
2.3. Микроструктурный анализ .....	20
2.4. Использование данных геоинформационных систем и дистанционного зондирования земли для задач геологического картирования .....	24
Глава 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОМЕТРИЧЕСКИЙ И МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ АРШАНСКОГО ОПОРНОГО УЧАСТКА .....	28
3.1. Южно-Аршанский домен .....	—
3.2. Микроструктурный анализ метаморфических пород Южно-Аршанского домена .....	34
3.3. Северо-Аршанский домен .....	40
3.4. Микроструктурный анализ метаморфических пород Северо-Аршанского домена .....	42
3.5. Сдвиговые зоны Аршанского опорного участка .....	46
3.6. Изучение трещиноватости в гранитах .....	49
3.7. Относительная последовательность образования деформационных структур .....	54
Глава 4. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР АРШАНСКОГО ОПОРНОГО УЧАСТКА .....	55
4.1. Первый этап .....	—
4.2. Второй этап .....	56
4.3. Третий этап .....	59
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	62
ЛИТЕРАТУРА .....	64
ПРИЛОЖЕНИЕ 1 .....	67
ПРИЛОЖЕНИЕ 2 .....	68
ПОЛЕВЫЕ ФОТОГРАФИИ .....	73

Научное издание

**Александр Борисович Рябинин**

**ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРА  
ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА  
(ТУНКИНСКИЕ ГОЛЬЦЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА)**

Редактор *И. А. Абрамова*  
Обложка *А. А. Заостровского*  
Художественный редактор *Е. Н. Сентябова*  
Технический редактор *О. М. Вараксина*  
Оператор электронной верстки *С. Ю. Бадалян*

---

Подписано в печать 05.12.2012. Формат 60×84/8.  
Уч.-изд. л. 9,2. Усл. печ. л. 11,39. Тираж 200 экз. Заказ № 452.

---

Издательство СО РАН  
630090, Новосибирск, Морской просп., 2  
E-mail: [psb@ad-sbras.nsc.ru](mailto:psb@ad-sbras.nsc.ru)  
Тел.: (383)330-80-50  
Отпечатано в Издательстве СО РАН  
Интернет-магазин Издательства СО РАН  
<http://www.sibran.ru>