

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ «САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ» (СПбГУ)

Институт наук о Земле

Калинин Михаил Андреевич

Тектоническая эволюция западной части Южного Верхоянья

Магистерская диссертация

по направлению 020700 «Геология»

магистерская программа - «Тектоника, осадочная геология и палеонтология»

Научный руководитель:
проф., доктор геол.-мин. наук **А.К. Худoley**

«__» _____ 2017

Заведующий кафедрой:
проф., доктор геол.-мин. наук **А. К. Худoley**

«__» _____ 2017

Санкт-Петербург
2017

Оглавление

Введение	2
Геологическое строение Южного Верхоянья.....	6
Кыллахская тектоническая зона	6
Сетте-Дабанская тектоническая зона	10
Структурные исследования северо-западной части Сетте-Дабанской зоны	15
Аллах-Юньская тектоническая зона.....	32
Тектоническая эволюция Южного Верхоянья	35
Раннерифейский этап.....	35
Средне-позднерифейский этап.....	42
Вендско-раннепалеозойский этап	45
Среднепалеозойский этап	49
Позднепалеозойско–раннемезозойский этап.....	53
Юрско–позднемеловой этап	54
Кайнозойский этап	59
Интерпретация данных трекового датирования обломочных цирконов и апатитов	61
Методика трекового датирования.....	61
Результаты и интерпретация	64
Заключение	68
Литература	69

Введение

Структуры Южно-Верхоянского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса, протянувшиеся на 800 км вдоль юго-восточной окраины Сибирской платформы и отделяющие его от Верхояно-Колымских мезозоид, представляют собой уникальный во многих отношениях геологический объект. В его пределах можно обнаружить хорошо обнаженные и достаточно полные разрезы позднедокембрийских и палеозойских отложений огромной суммарной мощности. Вместе с этим, здесь наблюдается сложная чешуйчато-надвиговая система, в которой запечатано несколько циклов тектонической активизации юго-западной (в современных координатах) части Сибирского континента. Таким образом, данный регион является одним из немногих в пределах северо-восточной части Евразии, где можно проследить историю геологического развития с докембрийского времени до кайнозойского.

Изучению тектонической эволюции Южно-Верхоянского сектора флоранда Верхоянского складчато-надвигового пояса посвящено достаточно большое количество работ (Худолей, 1986, 2001; Прокопьев, 1989, 2004; Гурьев, 1986; Парфенов, Кузьмин (ред.), 2001; Ян-Жин-Шин, 1983 и др.) и, в целом, регион хорошо изучен, несмотря на сложность его геологического строения. В это же время, остаются дискуссионные вопросы, некоторые из которых принципиальны для понимания тектонического развития Южного Верхоянья.

В настоящем исследовании приводятся новые данные, в основу которых положены личные полевые наблюдения автора, результаты структурно-кинематического анализа, изотопных датировок, результаты интерпретации новой палеотектонической реконструкции. В течение двух полевых сезонов летом 2015 и 2016 годов автором изучались рифей-вендские, палеозойские, а также мезозойские выходы осадочных и вулканогенных образований в пределах центральной, западной и северо-западной частей Южного Верхоянья. Полевые работы проводились преимущественно в долинах рек Белая, Аллах-Юнь, Томпо, Ольчан, Восточная Хандыга. В результате была собрана информация об элементах залегания пород, разрывных нарушений, а также различных кинематических индикаторов, таких как кинг-зоны, зеркала и борозды скольжения, трещины отрыва (в том числе с характерными плюм-структурами на поверхности трещин) и другие. Для изучения кинематических индикаторов на микроуровне была собрана коллекция ориентированных образцов (15), из которых в каждом по трем предполагаемым

главным плоскостям деформаций изготовлены ориентированные шлифы. Структурные полевые данные легли в основу новой палеотектонической реконструкции предсреднерифейского геологического строения района Горностахской антиклинали и в основу структурно-кинематического анализа, направленного на выявление этапов деформаций структур северо-западной части Южного Верхоянья. Для оценки эксгумационных процессов, связанных в том числе с надвигообразованием, автором были отобраны образцы на трековое датирование обломочных апатитов и цирконов.

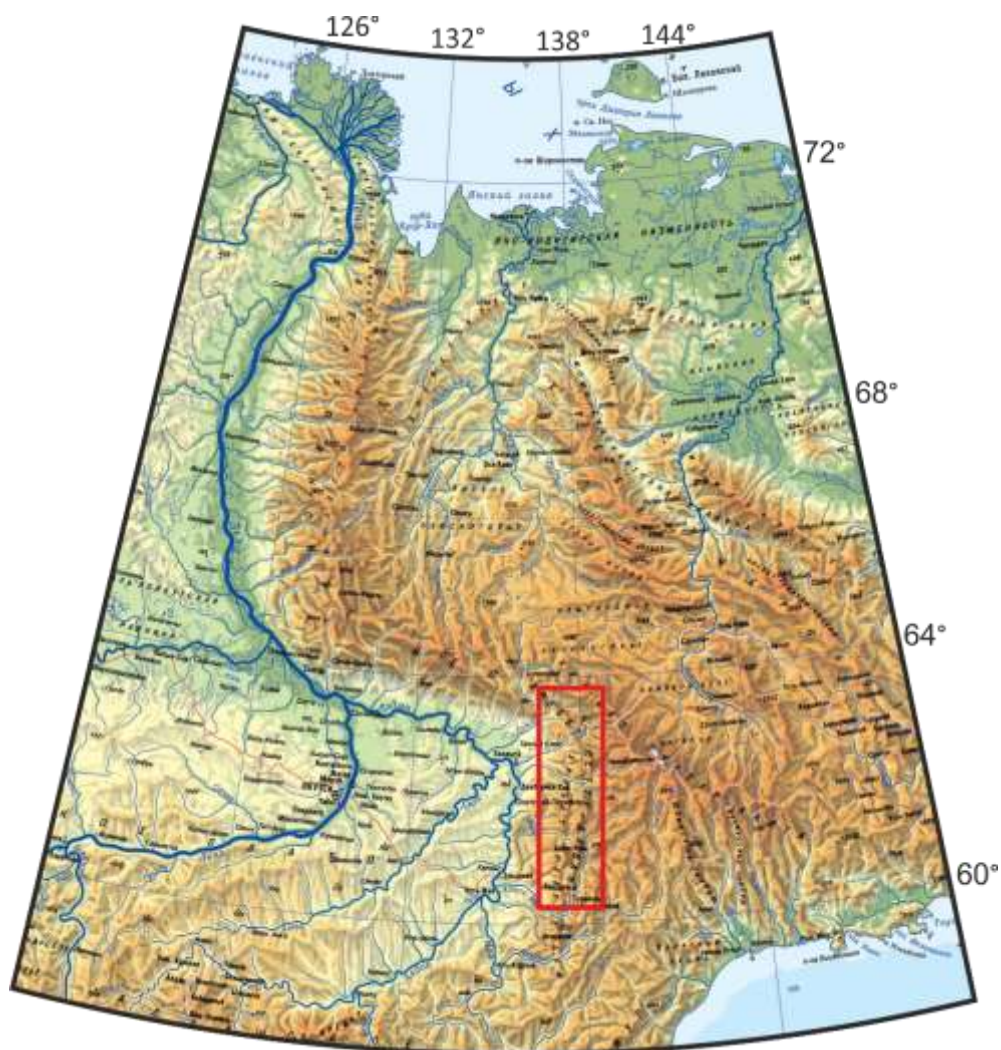


Рис. 1. Расположение исследуемого региона (источник: raster-maps.com)

Актуальность работы обусловлена несколькими факторами: во-первых, северо-западное замыкание Южного-Верхоянья, в отличие от центральной и южной частей, значительно менее изучено на предмет понимания того, как здесь проявились процессы мезокайнозойской тектоники на локальном и региональном уровне; во-вторых, представленные в работе интерпретации данных низкотемпературной термохронологии (главным образом трекового и (U-Th)/He датирования детритовых цирконов) существенно дополнили результаты проводимых ранее единичных исследований (Прокопьев, 2004; Малышев, 2016), в основу которых было положено в основном трековое датирование апатита; в-третьих, на данный момент не существует единой точки зрения о природе и характере деформационных процессов на рубеже нижнего и среднего рифея, ставших причиной формирования регионального углового несогласия.

Полученные результаты, представленные в данной работе, используются при подготовке комплекта карт масштаба 1:1000000 листа Р-53 нового (3-его) поколения, в которой автор принимает непосредственное участие.

Цель работы: реконструировать тектоническую эволюцию западной части Южного Верхоянья используя новые подходы и методы исследования

Задачи:

- Сбор и анализ опубликованной литературы по геологии региона;
- Проведение полевых геологических работ на исследуемом районе;
- Установление последовательности и условий формирования структур северного замыкания Южного Верхоянья в мезокайнозойское посредством методов структурно-кинематического анализа;
- Построение палеотектонической схемы для предсреднерифейского времени;
- Интерпретация данных трекового датирования обломочных цирконов и апатитов;
- Соотнесение выделенных этапов деформаций с возрастными, установленными изотопными методами.

Защищаемые положения:

1. Процессы мезокайнозойской коллизии в пределах северо-западного замыкания Южного Верхоянья разделяются на 4 последовательно сменяющихся этапа деформаций, выделяемых по разным наборам структурных элементов и реконструированным ориентировкам главных осей эллипсоида напряжения.

2. На основе трекового датирования обломочных цирконов и апатитов выделяется как минимум четыре этапа тектонической активизации западной и центральной частей Южного Верхоянья в мезокайнозой: ~160, 125-130, ~90, 70-80 млн лет.

3. В конце раннерифейского времени были сформированы линейные, открытые, слабо наклонные складки северо-северо-восточного простирания с углами падения на крыльях от 5° до 30° и шириной от 1 до 3 км.

Геологическое строение Южного Верхоянья

По своим структурным характеристикам Южно-Верхоянский сектор форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса разделяется на три зоны (с запада на восток) – Кыллахская, Сетте-Дабанская и Аллах-Юньская (Рис. 2) (Прокопьев, 1989), каждая из которых, в свою очередь, содержит несколько подзон. Все зоны сложены породами разного возраста и характеризуются различным стилем деформаций.

Кыллахская тектоническая зона

Наиболее западная, Кыллахская, зона тянется вдоль границы складчатых сооружений Южного Верхоянья с платформой. Сложена она рифейскими, вендскими, кембрийскими и ордовикскими терригенно-карбонатными отложениями, которые в центральной и южной частях зоны несогласно перекрываются преимущественно карбонатными отложениями нижнего карбона и терригенными комплексами нижней перми и нижней юры (Парфенов, Кузьмин, 2001).

Структура зоны определяется серией листрических надвигов, крутых вблизи земной поверхности и переходящих на глубине в полого погружающиеся к востоку срывы, которые приурочены к глинистым горизонтам нижнего и среднего рифея (Парфенов, Прокопьев, 1986). Характерны широкие плоские синклинали, разделенные узкими линейными антиклиналями. Основными разломами Кыллахской зоны являются: Эбейке-Хаятинский, Кыллахский, Нельканский, Гувиндинский, Чагдинский и Акринский надвиги, с которыми связаны асимметричные гребневидные антиклинали.

В пределах Кыллахской зоны развитие получили крупные, субмеридионально ориентированные складки: антиклинали всячего крыла (Горностахская, Эбейкэ-Хаятинская, Кыллахская, Усть-Сахаринская, Чагдинская) и разделяющие их пологие «корытообразные» синклинали (Нижнекербинская, Верхнекербинская, Мутулинская, Чухоней-Хамнинская, Селендинская, Сарданинская). Преобладает западная вергентность складчатости. На крыльях данных складок углы падения составляют 15–20°, достигая 70° в зонах развития крупных разломов. Ширина складок варьирует от 5 км до 20 км, а длина от 35 км до 200 км. Помимо этого, локально проявлены более мелкие складчатые нарушения дисгармоничного типа, отмечаемые, как правило, в тонкослоистых отложениях кембрия (рис. 4).

Рис. 2. Геологическая карта северо-западной части Южного Верхоянья (вверху). Фрагмент геологической карты 1:1000000 Р-52-53 (отв. редактор Натапов, 1992). Разрез через северную часть Кыллахской тектонической зоны и западную часть Сетте-Дабанской (внизу) (по Худолею, 2003). Линия разреза отмечена красной линией на карте вверху.



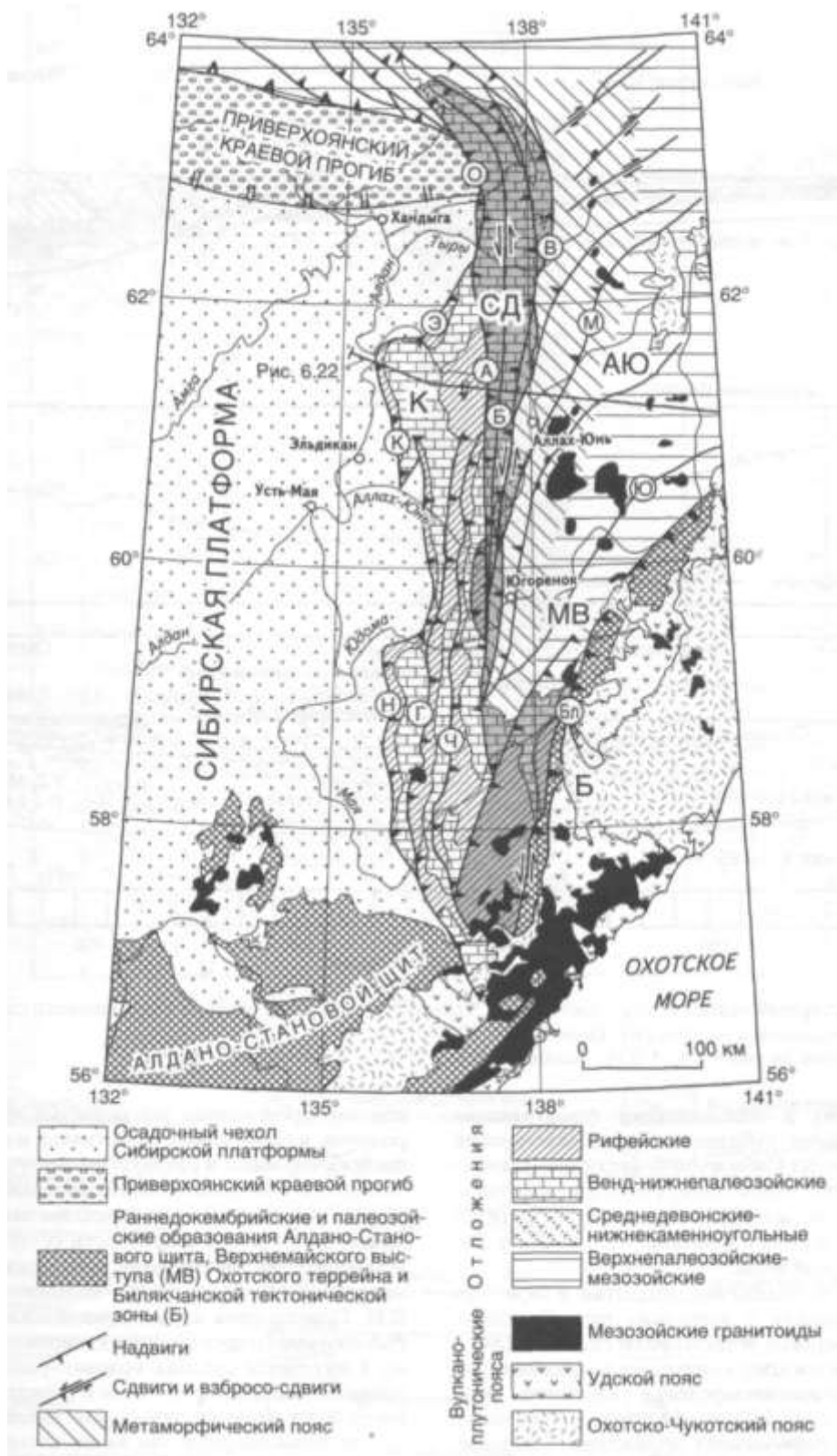


Рис. 3.
 Тектоническое районирование Южного Верхоянья (Парфенов, Кузьмин, 2001).

Тектонические зоны: К - Кыллахская, СД-Сетте-Дабанская, АЮ - Аллах-Юньская. Разломы (буквы в кружках): К - Кыллахский, О - Окраинный, Б - Бурхалинский, М - Минорский, Ю - Юдомский, Бл - Билякчанский, Н - Нельканский, Э – Эбейке-Хаятинский, Г - Гувиндинский, Ч - Чагдинский, А - Акринский, В - Восточно-Сетте-Дабанский.

Западные крылья крупных складок, в большинстве случаев, осложнены взбросами и взбросо-надвигами с восточным падением плоскостей сместителя. Нарушения ориентированы, в целом, параллельно друг другу, образуя серию меридиональных надвиговых чешуй шириной до 25–30 км и длиной до 100–150 км. Внутреннее строение таких чешуй довольно однотипное. Большая их часть обычно сложена широкой корытообразной синклиналию, ось которой резко смещена к восточной границе блока. Широкое и сравнительно пологое крыло синклинали, с углами падения слоев до 15–20°, постепенно переходит в свод более узкой антиклинали. Ядро последней и ее западное крыло, где углы наклона слоев достигают 70° и больше, обычно сорвано ограничивающим блок разрывом, в результате чего крутые крылья сопряженных складок резко редуцированы, а в некоторых случаях и отсутствуют. В чешуях с таким типом строения слои погружаются, главным образом, в восточном направлении. И только на участках затухания разрывов или их отклонения от меридионального простирания проявляется полноскладчатая структура, сформированная асимметричными, наклоненными на запад складками (Прокопьев, 1989).

Отсутствие интенсивных складчатых деформаций в пределах Кыллахской тектонической зоны объясняется тем, что реализация движений по разломам происходила в виде скольжения пластин по некомпетентным стратиграфическим горизонтам в западном направлении. Максимальная амплитуда перемещений по отдельным надвигам Южно–Верхоянского сектора оценивается не более, чем 15–20 км (Худолей, 2003).

Данными сейсмических профилей МОГТ подтверждается листрическое строение фронтальных надвигов и их выполаживание с глубиной, где они соединяются с полого залегающим детачментом (базальным срывом). Предполагается, что детачмент трассируется либо в нижнее-среднерифейских отложениях, либо по кровле кристаллического фундамента (Парфенов, Кузьмин, 2001).



Рис. 4. Деформированные карбонатные толщи кембрия в южной части Аллах-Юньской тектонической зоны (нижнее течение р. Аллах-Юнь).

Второстепенные разрывы представлены, главным образом, взбросами, надвигами, реже сбросами. Протяженность их обычно составляет десятки километров, величины горизонтальных и вертикальных перемещений не превышают первых километров.

Сетте-Дабанская тектоническая зона

Сетте-Дабанская тектоническая зона, занимая осевое положение Южного Верхоянья, протягивается в меридиональном направлении к востоку от Кыллахской зоны и граничит с ней в центральной части и на юге по Улахан-Бамскому, Сеттедабанскому и Окраинному надвигам, а на севере Окраинным разломом отделяется от структур востока Сибирской платформы. Ширина зоны составляет в среднем 60-65 км при длине более чем 450 км и прослеживается она от р. Томпо (на севере) до р. Юдома (на юге). Сетте-Дабанская зона сложена интенсивно деформированными породами венда, кембрия, ордовика, силура, девона и карбона и

характеризуется сложным структурным рисунком, большой напряженностью складчатых и разрывных деформаций при общем субмеридиональном их простирании. Строение зоны, на примере двух участков, изображено на рис. 5.

Обсуждаемая зона характеризуется структурой "пальмового дерева" (Прокопьев, 1989; Худолей, 2003). Вдоль осевой части зоны тянется Бурхалинский разлом с левосторонними сдвиговыми перемещениями, представленный зоной рассланцевания шириной до 2 км (Прокопьев, 1989). В зоне разлома наблюдаются зеркала скольжения с горизонтальной штриховкой, а складки имеют вертикальные шарниры. Разлом является левосторонним сдвигом со взбросовой компонентой. Оси складок располагаются кулисно и ориентированы в северо-северо-восточном направлении под острым углом к разлому, также указывая на левосдвиговый характер перемещений. К северу от р. Тыры и к югу от р. Аллах-Юнь Бурхалинский разлом распадается на серию взбросов и взбросо-сдвигов.

На западном и восточном флангах плоскости разломов наклонены соответственно к востоку и западу и имеют признаки левосдвиговых и взбросовых перемещений (Прокопьев, 1989). С разломами сопряжены открытые и сжатые складки подобного типа с шарнирами север-северо-восточного простирания. В центральной части зоны складки кулисные, чаще конического типа, кливаж осевой плоскости субвертикален. Отмечаются открытые складки с вертикальными шарнирами. На периферии зоны распространены складки цилиндрического типа, кливаж становится наклонным в соответствии с наклоном плоскостей разломов. Формирование веерообразной структуры зоны связывается с тремя наиболее вероятными причинами: 1) с расклиниванием осадочного чехла, возникшего в главную стадию надвигообразования (Парфенов, Кузьмин 2001; Khudoley, Guriev, 2003; Худолей, 2003); 2) с косым сдвиговым перемещением вдоль оси данной структуры, которое наложено на более ранние надвиги (Прокопьев, 1989); 3) предположением о том, что веерообразная структура является первичной и ее формирование связано с наличием крутого уступа в рельефе кристаллического фундамента, возникшего в результате девонского рифтогенеза (возможность образования таких структур доказано экспериментально (McClay, Buchanan, 1992).

В пределах Сетте-Дабанской зоны наблюдаются линейные складки от мелких, длиной в сотни и шириной в десятки метров, до крупных, протяженностью от десятков км до 100–150 км и шириной 5–15 км. Оси складок, в большинстве ориентированы параллельно, но локально и кулисообразно друг к другу. Углы падения слоев на

крыльях складок сильно варьируют, но преобладают крутые (50–70°), вплоть до вертикальных, иногда запрокинутых. В кембрийских толщах широкое развитие получила мелкая дисгармоничная складчатость.

Складчатые структуры зоны рассечены многочисленными разрывами разных порядков, количество которых нарастает в восточном направлении. Преобладают взбросы и надвиги преимущественно с восточным, а на юге зоны как с восточным, так и западным падением сместителей. Им подчинены взбросо-сдвиги и сдвиги.

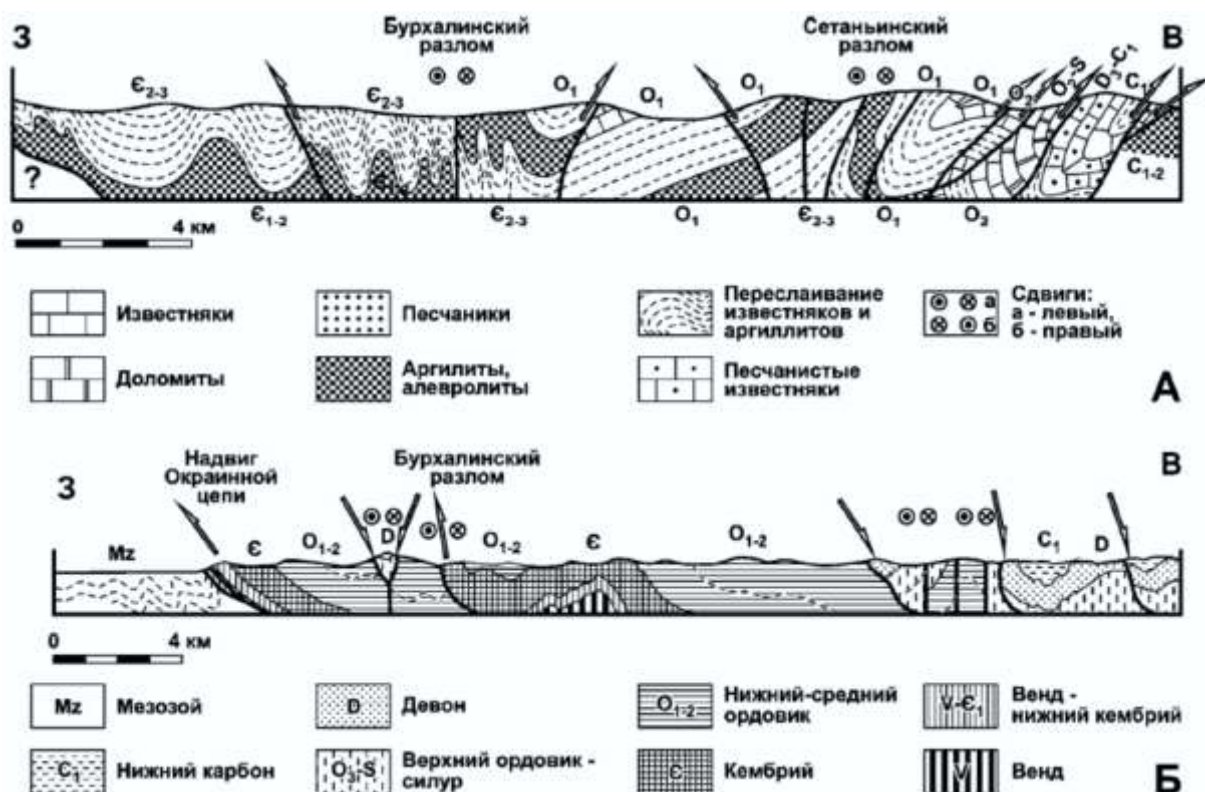


Рис. 5. Строение Сетте-Дабанской зоны: А – в бассейне р. Белая (Худолей 1997), Б – в междуречье р. Восточная Хандыга – Томпо (Старников, Филатов 1996, модифицировано Худолеем, 2003). Расположение разрезов показано на рис. 2.

Главные разломы ориентированы, в основном, в меридиональном направлении. К ним относятся Окраинный, Улахан-Бамский и Сеттедабанский надвиги, имеющие восточные падения сместителей. Строение их сложное. Окраинный надвиг к югу от р. Тыры распадается на серию пологих, иногда почти горизонтально залегающих чешуй, по которым вендские отложения Сетте-Дабанской зоны перемещены на запад не менее чем на 10 км и надвинуты на венд-кембрийские образования Кыллахской зоны. В бассейне р. Тыры и севернее чешуи сливаются в единую взбросо-надвиговую зону с падением сместителя на восток под углом 30–60°. Сходное строение имеет Улахан-Бамский надвиг, по которому кембрийские отложения Сетте-Дабанской зоны

надвинуты на пермские и юрские породы Кыллахской зоны. Взброс состоит из нескольких чешуй с восточным падением сместителей под углами от почти субгоризонтальных до 40–50°. Сеттедабанский надвиг имеет субпослойный характер и определяется базальной поверхностью срыва, развившейся по пластичным кремнисто-глинистым породам нижнего-среднего кембрия.

Терригенно-карбонатные породы центральной части Сетте-Дабанской зоны (междуречье р. Белой и р. Юдомы) зачастую метаморфизованы в зеленосланцевой фации и преобразованы в известково-хлоритовые сланцы. Согласно А.В. Прокопьеву (1989), здесь установлены перечисленные ниже этапы деформаций складчатых и разрывных структур. Первые два этапа фиксируются лишь линейностями, выраженными желобчатостью, бугорчатостью и минеральной линейностью. Обе линейности наблюдаются на крыльях и замках складок первой генерации. Простираение линейностей северо-восточное, угол между ними 10–15°. Они совместно проявлены лишь в центральной части Сетте-Дабанской зоны. В третий этап деформаций образовались открытые и сжатые подобные складки с пологими шарнирами северо-северо-восточного простирания. В центральной части зоны складки кулисные, преимущественно конического типа, сланцевый кливаж осевой плоскости субвертикален. На периферии зоны эти складки в основном цилиндрического типа, кливаж осевой плоскости наклонен на западе зоны на восток, а на востоке – на запад. В едином структурном парагенезисе с ними находятся линейность пересечения кливажа и слоистости, бугорчатость и желобчатость, муллион-структуры, транспозиционные структуры различного типа, будинаж. Складки третьего этапа являются главным структурным элементом Сетте-Дабанской зоны. Они развиты повсеместно, крупные складки хорошо картируются. Их оси ориентированы либо параллельно, либо под небольшим углом (5–20°) к простиранию субдолготных разломов. Коэффициенты сокращения определялись только для этих складок. Общее сокращение только за счет складчатости и кливажа составляет 30–40% (Прокопьев, 1989). В четвертый этап деформаций произошло коаксиальное «дожимание» складок предыдущего этапа, выраженное в пологом изгибании плоскостей кливажа. Образовавшиеся складки цилиндрические, малоамплитудные, характеризуются прерывистым распространением. В заключительный этап деформаций сформировались аксоноклинали – концентрические конические складки северо-западного простирания с крутыми шарнирами. Они приурочены к узким зонам разломов долготного простирания и сминают ранее деформированные метаморфизованные толщи. Кливаж осевой

плоскости этих складок развит только на севере зоны. В парагенезисе с ними находятся кинкбанды, хрупкопластичные зоны смятия и линейность.

Основными разломами на юго-востоке Сетте-Дабанской зоны являются Сетаньинский, Войский, Кимский, Паутский, Фокинский взбросо-сдвиги и сдвиги. Они имеют западное крутое ($50-80^\circ$) падение и амплитуды перемещений в первые километры. Второстепенные разрывы распространены в Сетте-Дабанской зоне наиболее широко и представлены, в основном, взбросами, иногда сбросами. Амплитуды вертикальных перемещений по ним редко превышают нескольких сот метров – 1-1,5 км, а горизонтальных – первые километры. Более редки сдвиги северо-западного простирания. Они имеют левосдвиговую составляющую и величины горизонтальных смещений в первые сотни метров, редко до 1 км. Зачастую они сопряжены со взбросами.

В Сетте-Дабанской зоне широко развиты субпослойные надвиги. В ряде случаев они сопровождаются повышенным метаморфизмом пород (до зеленосланцевой фации), формированием зон смятия, интенсивного дробления, рассланцевания и пластического течения с широко проявленными структурами будинажа. Зоны смятия, пространственно ассоциирующие с субпослойными надвигами, также имеют субпослойный характер, локализуясь в горизонтах, выполненных достаточно мощными (сотни метров) некомпетентными образованиями.

На северо-западе зона отделена от структур Сибирской платформы Крайним надвигом, который обычно трактовался как крутой взброс с восточным падением сместителя. Однако, по данным опорного сейсмического профиля ЗДВ, этот разлом может являться базальным надвигом (детачментом), выходящим с глубиной (Третьяков, Прокопьев, 2015).

Структурные исследования северо-западной части Сетте-Дабанской зоны

В ходе полевых работ нами были проведены структурные исследования в пределах северной части Сетте-Дабана на двух участках – северо-западная и северо-восточная части Сетте-Дабанской тектонической зоны (рис. 6).

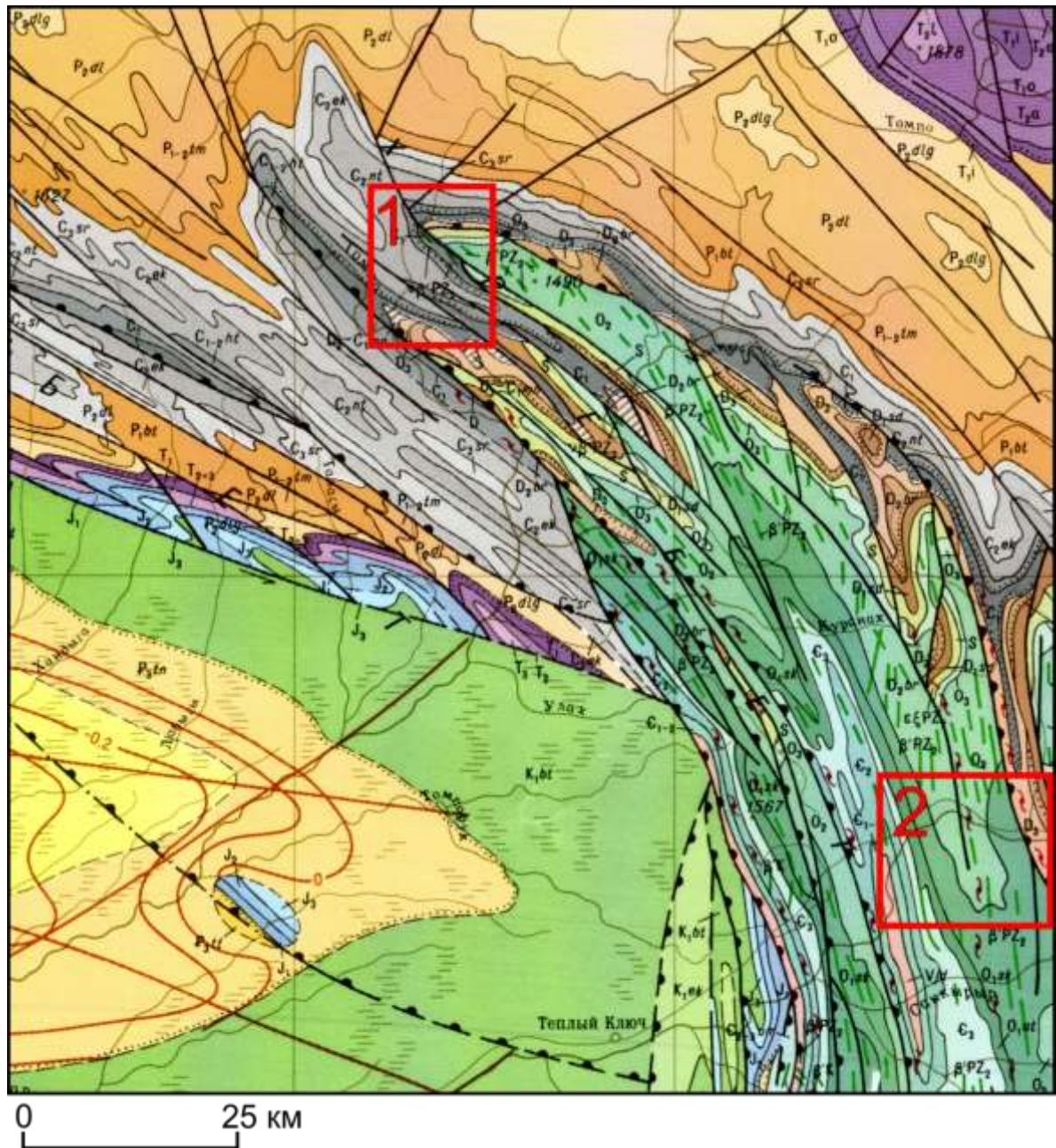


Рис. 6. Расположение участков проведения детальных структурных исследований. 1 – долины р. Томпо и Ольчан; 2 – долина р. Восточная Хандыга. Фрагмент геологической карты 1:1000000 Р-52-53 (отв. редактор Натапов, 1992).

Первый участок тянется от среднего течения р. Ольчан до его устья в долине р. Томпо (рис. 7). Стоит отметить, что детальные структурные исследования в этой части

Сетте-Дабана, в отличие от более южных, проводятся впервые. Здесь наблюдаются карбонатные отложения ордовика и силура, терригенно-карбонатные отложения карбона, а также вулканогенные и карбонатные отложения девона. Структуры первого порядка представлены Ольчанской антиклиналью, Имнеканской и Кукканской синклиналими – открытые складки шириной до первых десятков километров западной vergentности. Шарнир наиболее детально нами исследованной Ольчанской антиклинали (рис. 7) погружается на северо-запад (азимут падения 318°) под углом 37° , фиксируя либо относительно более молодые сдвиговые перемещения (рис. 8), либо уменьшение интенсивности складкообразования в северо-западном направлении. Мелкая складчатость наблюдается достаточно локально и представлена складками с крутопадающими шарнирами (аксоноклиналями), приуроченными к разрывным нарушениям, очевидно, сдвиговой кинематики (рис. 8).

Разрывные нарушения в пределах первого участка отличаются разнообразием как по своему масштабу, так и по кинематике. Наиболее крупные и протяженные из них представлены зонами разломов шириной до 15 м и кинематически являются сдвиго-взбросами. Ориентированы подобные разломы вдоль простирания главных структур. В результате изучения одной из таких зон было выявлено несколько этапов активизации движений по нему, причем вектор перемещений в каждой фазе различный (подробный анализ приведен ниже). Менее крупные дизъюнктивы, представленные разноориентированными трещинами скола и отрыва повсеместно наблюдаются в обнажениях. Трещины отрыва не характеризуются какой-либо преимущественной ориентировки (рис. 8). Посредством кинематического анализа установлено, что большинство трещин скола – это сдвиги (и правые и левые) с проявленной в разной степени взбросовой составляющей, причем значение последней незначительно увеличивается в юго-западном направлении. Важно отметить, что аксоноклинали приурочены только к правым сдвигам, то есть, в отличие от левых, они представлены и хрупким, и пластичным типами деформаций. Подобное наблюдение позволяет рассматривать левые сдвиги как более молодые по отношению к правым сдвигам. Сбросы локально и в ограниченном количестве зафиксированы в северо-западной части Ольчанской антиклинали. Трещины отрыва с характерной поверхностью (плюм-структуры) распространены незначительно и не имеют сколь-либо закономерной ориентировки. Сопряженные системы трещин обнаружены не были.

Замеры кливажа вдоль р. Ольчан и Томпо указывают на его северо-западное простирание и субвертикальное падение (рис. 8). Он ориентирован параллельно осевым поверхностям локальных складок и совпадает с простиранием складчатости.

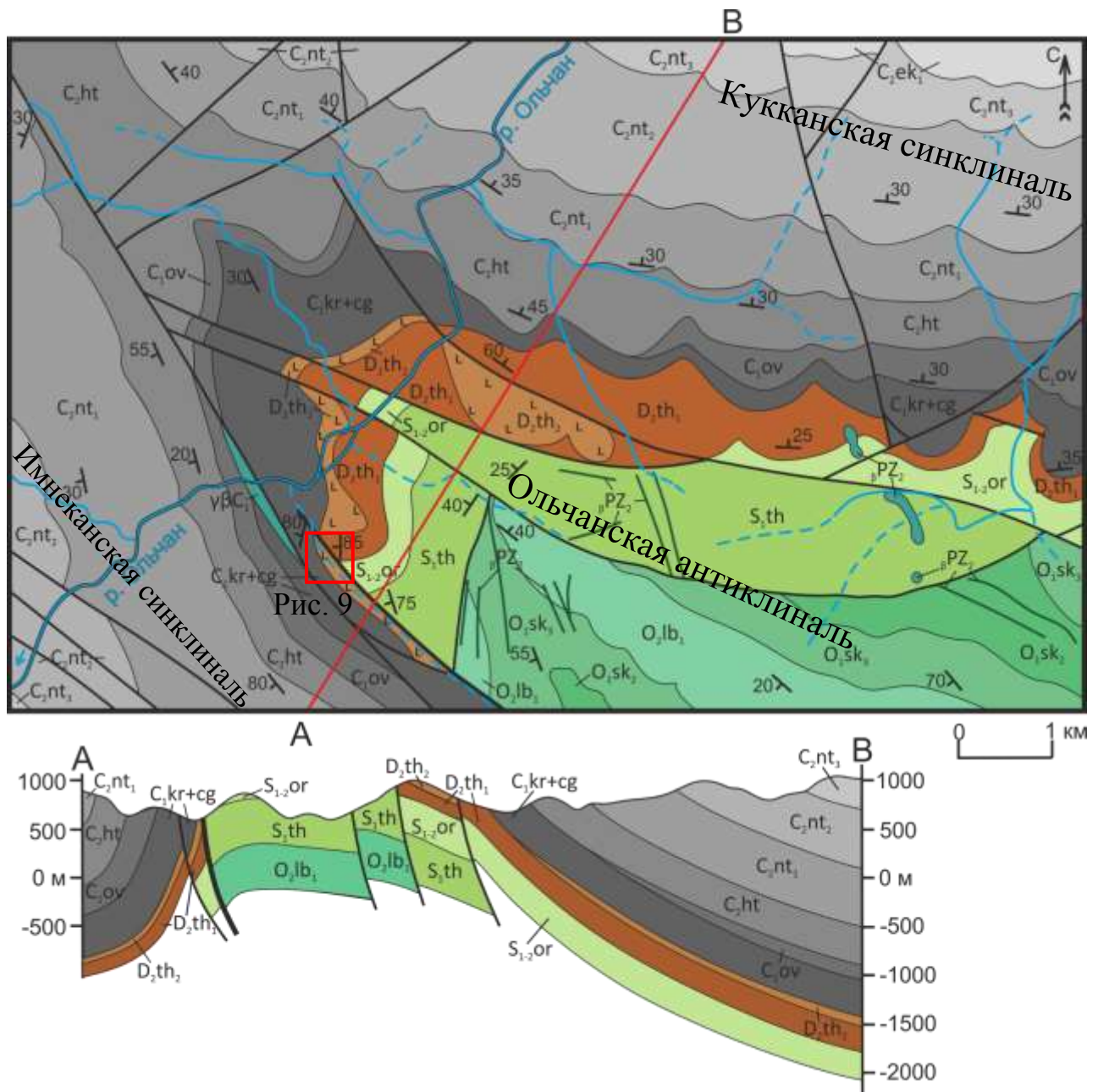


Рис. 7. Детальная геологическая карта района северо-западной части Ольчанской антиклинали и разрез через данный участок. Составлена по материалам геологических съемок 1:50000, 1:200000 (Пушкаръ и др., 1978; Ковалев, Мозалевский, 1996) и полевых наблюдений автора. Разрез составлен автором. Свиты: sk – саккырырская, lb – лабыстахская, th – таяхская (силур), ор – оронская, th – тихийская, kr+cg – куранахская и чугучанская объединенные, ов – овлачанская, ht – хатыннахская, nt – наталинская.

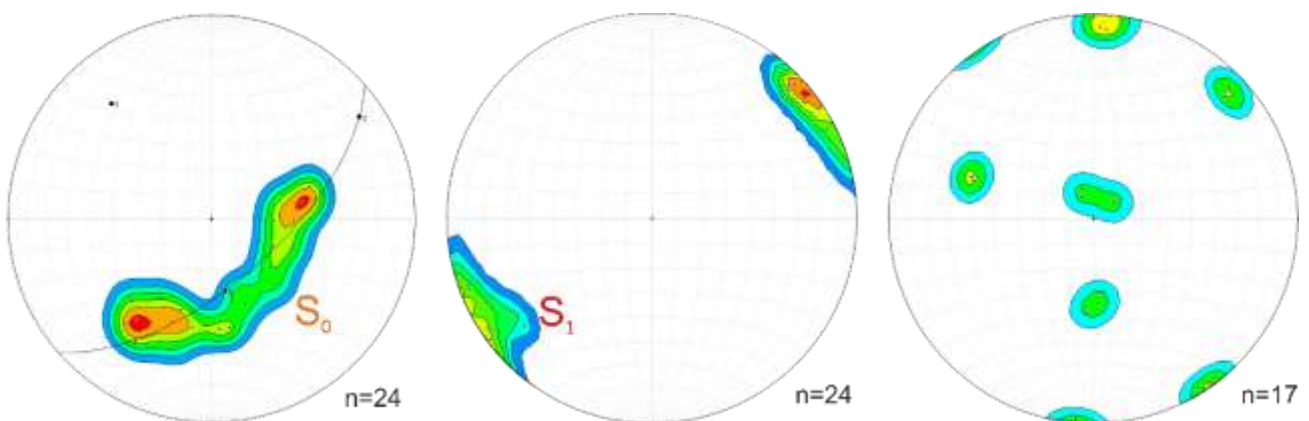
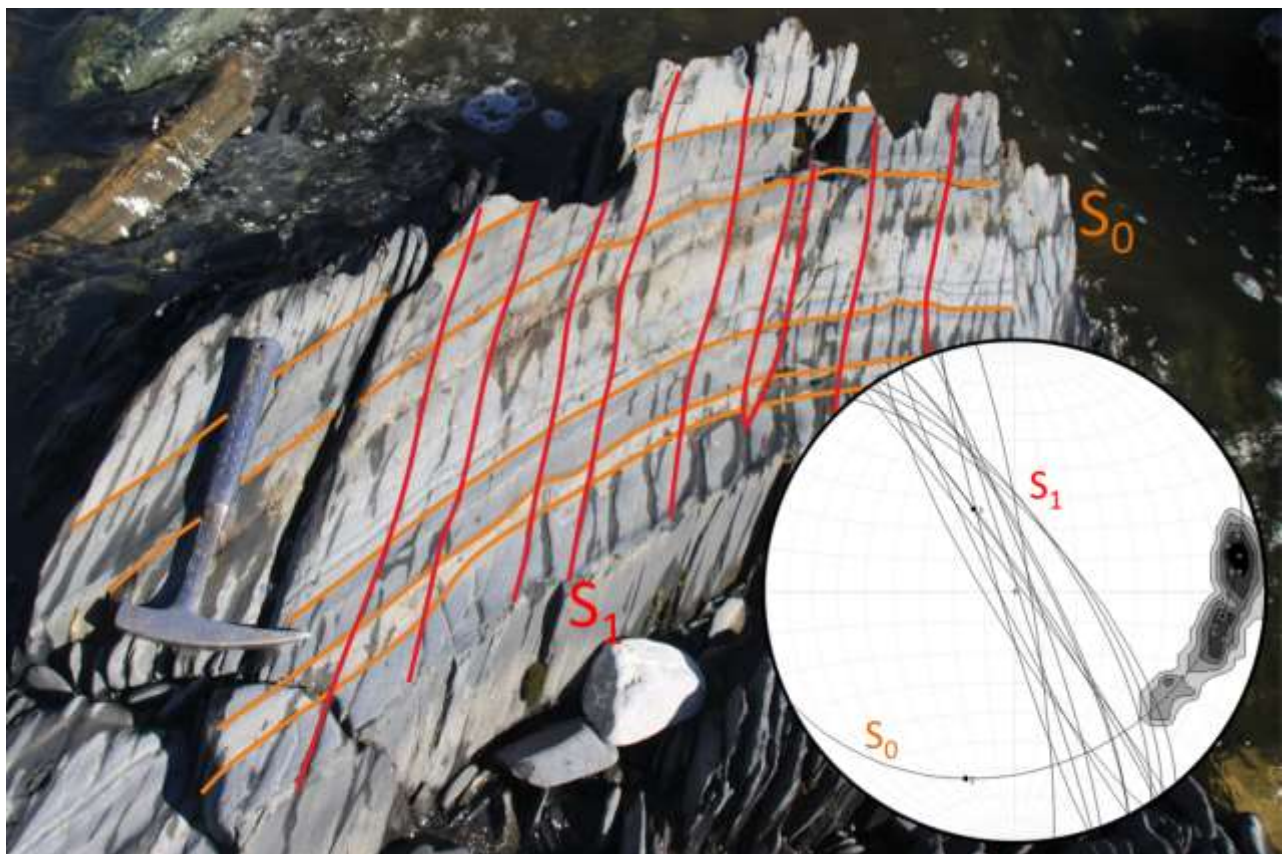


Рис. 8. Вверху – фото, иллюстрирующее соотношение кливажа и слоистости в отложениях куранахской свиты нижнего карбона (осевая часть Ольчанской антиклинали), а также характер мелкой складчатости, представленной аксоноклиналями (фото А.К. Худолея). Внизу – стереограммы структурных элементов осевой и западной частей Ольчанской антиклинали (среднее течение р. Ольчан). Сетка Шмидта, нижняя полусфера. Слева направо: 1 – полюса к слоистости отложений силура-карбона (элементы залегания шарнира: азимут падения – 318, угол падения – 37); 2 – полюса к кливажу в породах карбона; 3 – полюса к поверхности трещин отрыва. n – число замеров.

Одной из задач исследования было определение соотношения пород карбонатного и терригенного палеозоя на юго-западном крыле Ольчанской антиклинали. Здесь на карте масштаба 1:200000 показано несогласное залегание отложений нижней части терригенного верхоянского комплекса на отложениях ордовика-девона (ссылка), тогда как на более ранних, но более детальных картах контакт между ними интерпретировался как тектонический (ссылка).

На изучавшемся контакте была обнаружена зона разлома шириной 15 м (рис. 9). В современном эрозионном срезе на исследуемом участке разлом рассекает отложения от верхнего ордовика до среднего девона (рис. 7) и представлен глиной трения с сильно раздробленными включениями обломков девонских базальтов и карбонатов ордовика-девона. Определить кинематику разрывного нарушения по самой зоне разлома не представляется возможным по причине сильной тектонической переработки слагающего его материала, однако в непосредственной близости на плоскостях сместителей мелких разрывных нарушений наблюдаются 4 системы разнонаправленных зеркал скольжения – левосдвиговая, правосдвиговая, сбросовая и, в подчиненном количестве, взбросовая, причем отмечаются они на схожих по ориентировке плоскостях (северо-западное простирание и падение на юго-запад под углом $\sim 45^\circ$). Детальное изучение взаимоотношений штриховок друг с другом позволило выявить последовательность формирования некоторых из них (всех, кроме взбросовых): 1 – борозды, фиксирующие сбросовые перемещения, наложены на обе сдвиговые и являются самыми молодыми; 2 – левые сдвиги местами затушевывают правые, следовательно, по крайней мере, локально, первые моложе вторых.

Локальные области растяжения в сдвиговой обстановке обычно возникают в структурах дуплексов растяжения (extensional duplex) (Прокопьев и др., 2004). Если такой дуплекс представляет собой грабенообразное опускание, или провал, каждый блок которого ограничен сбросом со сдвиговой компонентой перемещения, его называют структурой пулл-апарт (pull-apart). В случае с обсуждаемой системой сбросов, ориентировка плоскостей сместителя не соответствует таковой в структурах дуплексов растяжения – они должны располагаться под углом примерно $30 - 45^\circ$ к зоне главного разлома, а они точно параллельны ей. Более того, все зафиксированные сбросы лишены сдвиговой компоненты перемещения, что также не характерно для дуплексов растяжения. Однозначно интерпретировать обнаруженные вблизи зоны разлома сбросы не представляется возможным, однако наиболее предпочтительными можно назвать две версии: 1 - связь с процессами «релаксации» мезокайнозойского

горного сооружения; 2 – формирование сбросов вызвано кайнозойским рифтогенезом, проявления которого наблюдаются в более северных частях Верхоянского складчато-надвигового пояса (Парфенов, Кузьмин, 2001).

Тот факт, что в непосредственной близости от зоны разлома индикаторы взбросовых перемещений были обнаружены в достаточно подчиненном количестве, объясняется большей интенсивностью именно сдвиговых перемещений вдоль обсуждаемого разрывного нарушения.

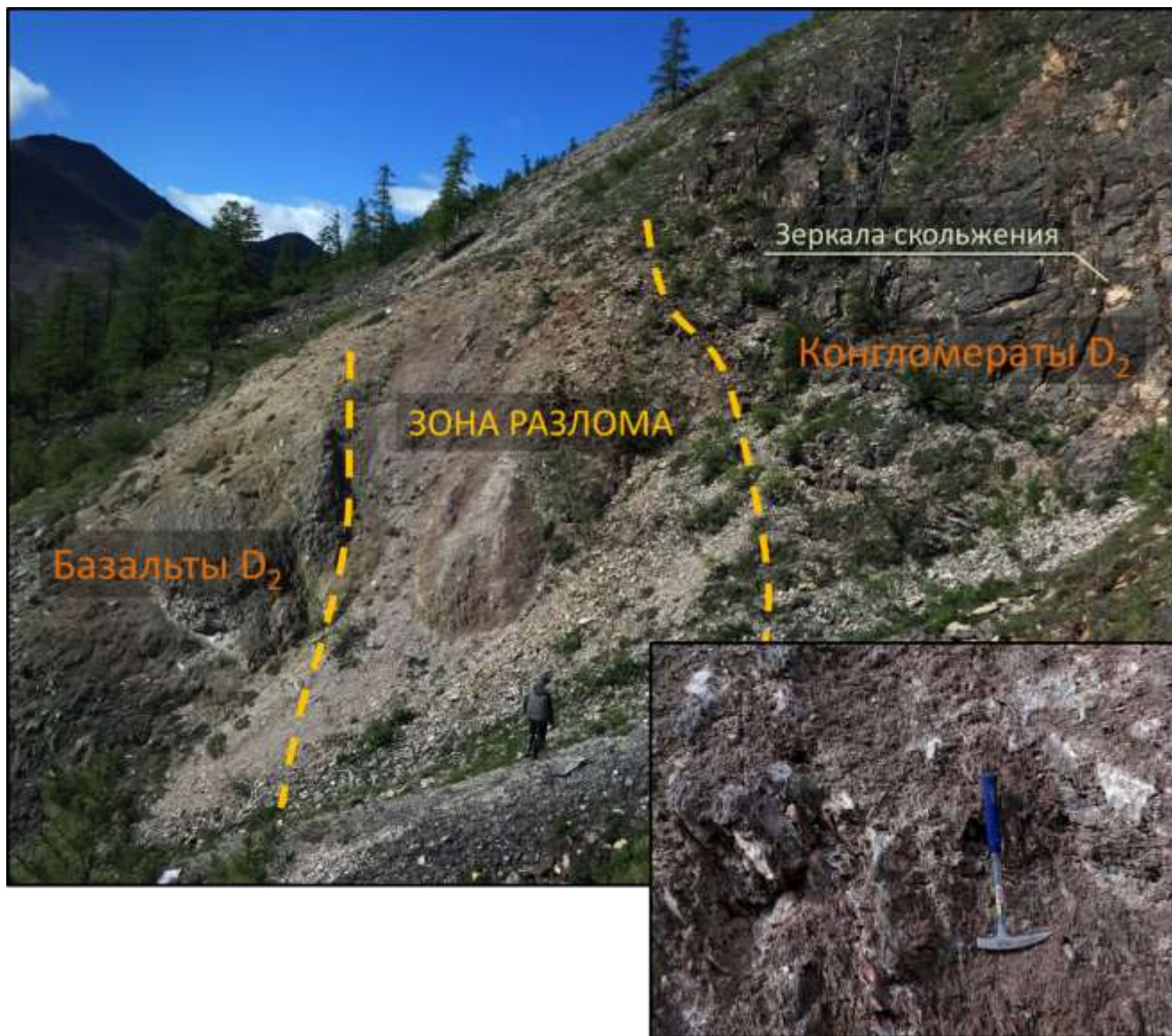


Рис. 9. Фото зоны разлома в западной части Ольчанской антиклинали и крупным планом слагающая ее глина трения. Место снимка указано на рис. 7.

Из отложений карбона Ольчанской антиклинали и Имнеканской синклинали были собраны ориентированные образцы для микроструктурного анализа, результаты которого будут представлены далее.

В пределах второго участка, расположенного в среднем течении р. Восточная Хандыга и относящегося к северо-восточной части Сетте-Дабанской тектонической зоны, нами наблюдались терригенно-карбонатные отложения венда, карбонатные – кембрия-силура, карбонатные и вулканогенно-осадочные толщи девона, а также преимущественно терригенные породы карбона и перми. Структура Сетте-Дабанской зоны была подробно описана в главе, посвященной геологическому строению региона. В рамках структурных исследований северного замыкания Южного Верхоянья здесь была собрана статистика замеров разрывных нарушений, кливажа, борозд и зеркал скольжения, а также собраны образцы для микроструктурного анализа.

Отдельно стоит отметить то, что в долине р. Восточная Хандыга кливаж отличается изменяющейся ориентировкой – от субмеридианального простирания и вертикального падения до северо-северо-восточного простирания и падения на восток под углом до 10° . Подобная невыдержанность ориентировки кливажа может отражать неоднородность регионального поля напряжений в ходе его формирования или быть следствием поворота плоскостей кливажа при более молодых сдвиговых перемещениях.

С целью определения последовательности формирования разрывных нарушений, а также связанных с ними малых структурных форм на обоих участках были произведены замеры элементов залегания разрывных нарушений с зафиксированными направлениями перемещения по ним. Для расчета параметров стресс-состояний по данным о пространственной ориентировке разрывных нарушений и задокументированных на них борозд скольжения использовался преимущественно алгоритм расчета метода катакластического анализа, реализованного в программе StressGeol (Ребецкий, 2007), краткое изложение теоретических основ которого приведено ниже.

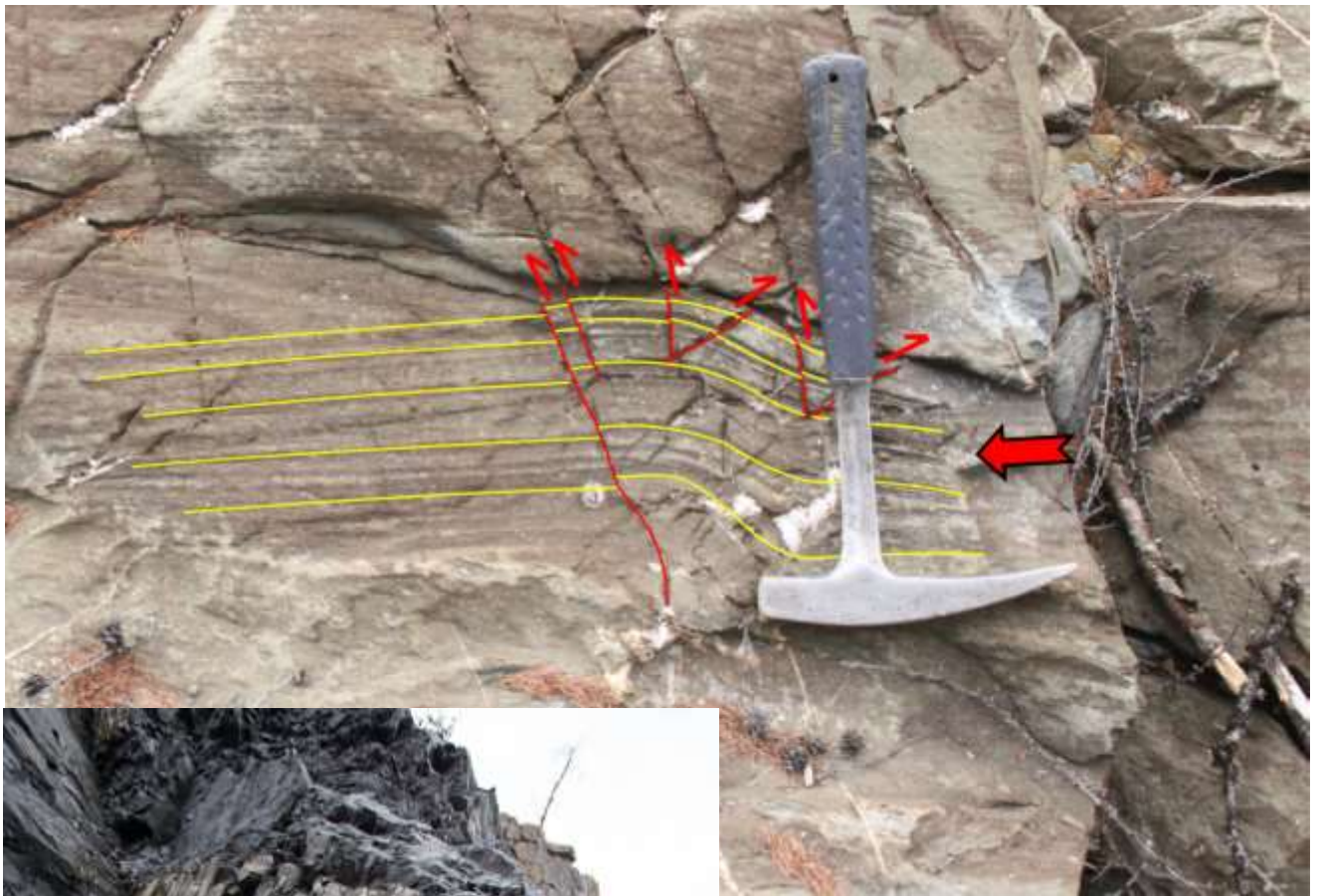


Рис. 10. Примеры наблюдаемых структур: вверху – кинг-зона в отложениях карбона (Имнеканская синклиналь) (Фото А.К. Худолея); внизу – зеркало скольжения в отложениях карбона (северо-восток Сетте-Дабанской зоны).

Согласно критерию Андерсона (Anderson, 1951), кинематика разломов определяется в зависимости от внешних воздействий. К примеру, сбросовый тип разрывного нарушения определяется субвертикальным положением оси сжатия и субгоризонтальным положением оси растяжения, взбросовый тип – субвертикальным положением оси растяжения и субгоризонтальным положением оси сжатия и сдвиговый тип поля – при расположении осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости (рис. 11). Данный критерий используется для характеристики кинематики разрывных нарушений.

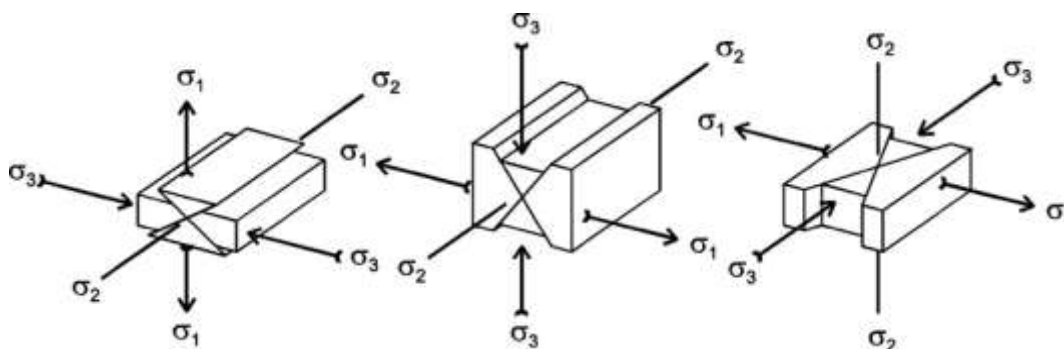


Рис. 11. Критерий Андерсона (Anderson, 1951). σ_1 (ось растяжения), σ_2 (промежуточная ось), σ_3 (ось сжатия) – главные нормальные напряжения.

Метод катакластического анализа совокупности разрывных нарушений (МКА), реализованный в программе StressGeol, использует общие энергетические положения современной теории пластичности, позволяя в едином режиме производить расчет как параметров тензора напряжений, так и тензора приращений квазипластических деформаций (Ребецкий, 2007). Полученный тензор напряжений в каждом исследуемом объеме характеризует поле напряжений в заданной точке – локальное стресс-состояние. В рамках МКА подыскивается такое напряженное состояние, для которого каждый скол из выборки приводит к уменьшению упругой энергии (вектор смещений и направление касательного напряжения на плоскости скола должны составлять острый угол), а на совокупности сколов из выборки достигается максимальный сброс упругой энергии. На основе этих положений механики программа сама осуществляет разбивку имеющейся базы данных на однородные выборки трещин сдвига, позволяя выделить несколько напряженных состояний из одной исходной популяции данных (формирование двух и более однородных выборок трещин). Преимуществом МКА является возможность расчета коэффициента Лоде-Надаи по редуцированным напряжениям, характеризующим соотношение главных значений тензора и осей эллипсоида напряжения, по которому и производится разбиение общей выборки

данных на генерации различных порядков. При простом сдвиге коэффициент Лоде-Надаи равен 0, по мере приближения к +1 форма эллипсоида напряжений приближается к сплюснутому эллипсоиду вращения (одноосное сжатие), а по мере приближения к -1 форма эллипсоида напряжений приближается к вытянутому эллипсоиду вращения (одноосное растяжение).

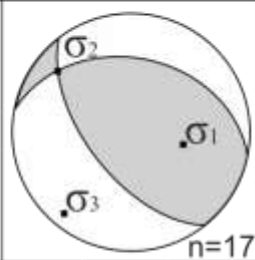
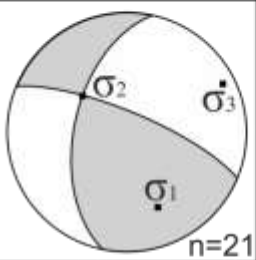
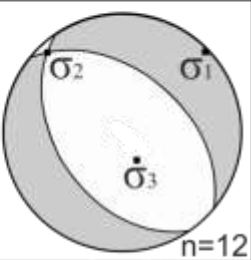
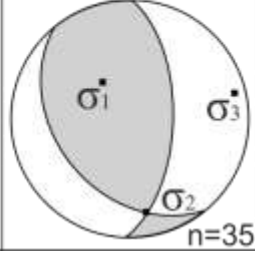
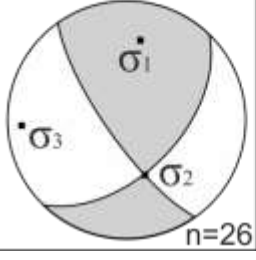
Регион	Геодинамическая обстановка		
	Взбросая	Сдвиговая	Сбросовая
Северо-запад Сетте-Дабанской тектонической зоны	 n=17	 n=21	 n=12
Северо-восток Сетте-Дабанской тектонической зоны	 n=35	 n=26	—

Рис. 12. Реконструированные методом катакластического анализа борозд и зеркал скольжения ориентировки главных осей эллипсоида напряжений для северо-западной и северо-восточной частей Сетте-Дабанской тектонической зоны. σ_1 – ось растяжения; σ_2 – промежуточная ось; σ_3 – ось сжатия. n – число замеров, включенных алгоритмом расчета в выборку.

Анализ общего массива данных по бороздам и зеркалам скольжения с привлечением малых структурных форм по долине р. Томпо и Ольчан выявил наличие трех стресс-состояний (рис. 12). Первое характеризуется горизонтальным положением оси сжатия северо-восточного простирания и слабонаклоненной ($\sim 15^\circ$) на северо-запад осью растяжения, что по критерию Андерсона соответствует преимущественно взбросовой обстановке при незначительном вкладе сдвиговой компоненты. В данную генерацию алгоритмом расчета были включены взбросы и правые взбросо-сдвиги преимущественно северо-западного простирания плоскостей сместителя. Для второго стресс-состояния характерны горизонтальные оси максимального сжатия и растяжения (ось сжатия восток-северо-восточного простирания), что соответствует сдвиговой обстановке. Вторая генерация включает правые и левые сдвиги преимущественно

северо-восточного и северо-северо-западного простирания, реже – сдвиго-взбросы. Третье стресс-состояние отличается субгоризонтальной ориентировкой оси растяжения северо-восточного простирания и субвертикальной осью сжатия – такая комбинация по критерию Андерсона отвечает обстановке растяжения. В третью генерацию вошли чистые сбросы с северо-западным простиранием и юго-западным падением плоскостей сместителя.

Аналогичным методом были рассчитаны стресс-состояния по статистике замеров, собранных в северо-восточной части Сетте-Дабанской тектонической зоны (среднее течение р. Восточная Хандыга). В отличие от северо-западного замыкания Сетте-Дабана, здесь их удалось зафиксировать только два: первое – преимущественно взбросовое с горизонтальной осью максимального сжатия восток-юго-восточного простирания и субвертикальной осью растяжения; второе – сдвиговое с субгоризонтальными осями сжатия и растяжения (максимальное сжатие восточного простирания). Таким образом, между двумя исследованными участками обнаруживается корреляция по двум реконструированным стресс-состояниям – преимущественно взбросовому и сдвиговому. Все три стресс-состояния четко разделяются по набору разрывных нарушений, включенных алгоритмом в данные выборки, и по рассчитанным параметрам Лоде-Надаи (+0.8 для взбросового, +0.2 для сдвигового и -1 для сбросового)

Для определения направлений перемещений с обоих участков была собрана коллекция ориентированных образцов в количестве 15. Из каждого образца было изготовлено по 3 шлифа в ортогональных плоскостях с сохранением ориентировки: 1 – перпендикулярно плоскости кливажа вдоль его простирания; 2 – перпендикулярно плоскости кливажа вдоль его падения; 3 – вдоль плоскости кливажа. Такая методика пробоотбора позволяет изучить кинематические индикаторы в пространстве и определить их ориентировку.

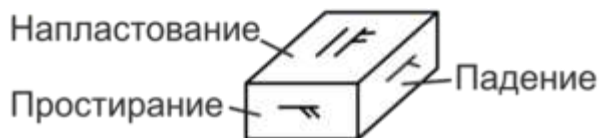
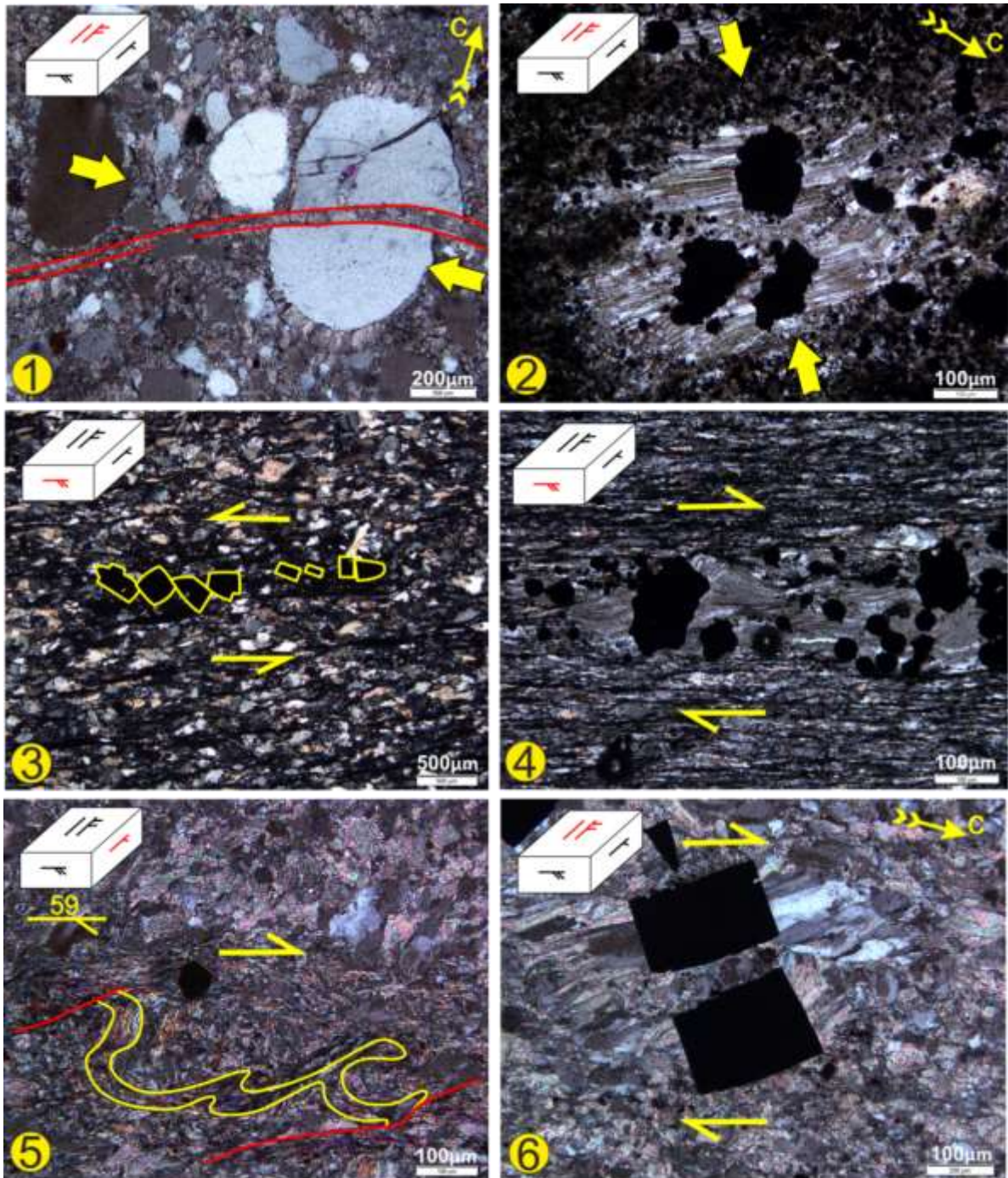


Рис. 13. Примеры наблюдаемых в ориентированных шлифах кинематических индикаторов. 1 – правый сдвиг и тени давления вокруг кварцевых зерен; 2 – тени давления у включений рудных минералов; 3 – структура «домино»; 4 – тени давления с закрученными хвостами; 5 – ассиметричные s-образные микроскладки; 6 – тени давления у включений пирита. 1 – кварцевые песчаники сытыгинской свиты (венд); 2-4 – известковистые алевролиты и песчаники среднего карбона; 5,6 – известковистые алевролиты куранахской свиты (карбон).

В шлифах удалось зафиксировать кинематические индикаторы, связанные как с процессами перекристаллизации, так и с пластичными и хрупкими деформациями (рис. 13, 14). Так, в терригенно-карбонатных отложениях нижнего-среднего карбона в пределах Имнеканской синклинали и Ольчанской антиклинали (долины р. Томпо и Ольчан) отмечаются тени давления вокруг включений рудных минералов (преимущественно пирит) и асимметричные S-образные микроскладки, фиксирующие ось сжатия северо-восточного направления (по обоим типам индикаторов) и перемещение масс с на юго-запад (по микроскладкам), что соответствует ориентировке оси сжатия вычисленной методом катакластического анализа по бороздам скольжения (для взбросового и сдвигового стресс-состояний). В отложениях нижнего карбона в западной части Ольчанской антиклинали отмечаются индикаторы сдвиговых перемещений, которые, как отмечалось выше, получили здесь широкое развитие на макроуровне. На микроуровне они представлены закрученными тенями давления вокруг включений пирита и, реже, хрупкими трещинами со смещением (чаще правосторонним), указывающими на северо-северо-восточную ось максимального сжатия, что точно совпадает с ориентировкой оси сжатия, вычисленной по бороздам и зеркалам скольжения (сдвиговое стресс-состояние). Тени давления, образование которых вызвано процессами перекристаллизации в достаточно глубинных условиях, связаны с ранними фазами деформаций, тогда как микроскладки и трещины скола приурочены к более поздним этапам в более приповерхностных условиях.

При анализе микроструктур в вендских песчаниках из долины р. Восточная Хандыга были обнаружены тени давления у обломочных зерен кварца и трещины со сдвиговой кинематикой (правые и левые), секущие в том числе и сформированные ранее тени давления. Ориентировки главных осей напряжения, рассчитанные по наблюдаемым в шлифах структурам, также совпадают с таковыми, рассчитанными по макротрещинам с кинематикой: индикаторы и хрупких, и пластичных деформаций указывают на горизонтальную ось сжатия восточного простирания.

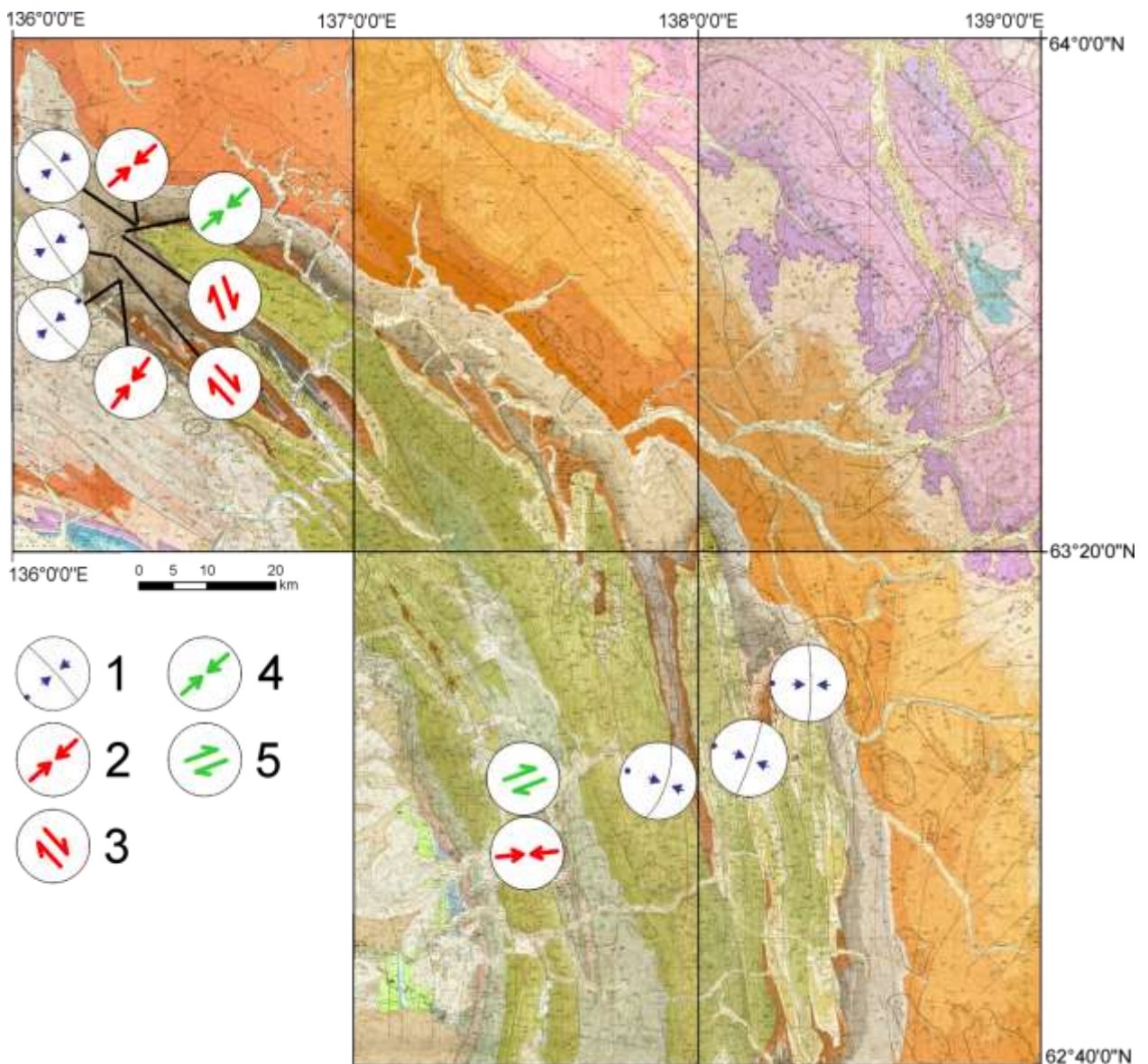


Рис. 14. Геологическая карта северного замыкания Южного Верхоянья с указанием ориентировки кливажа, а также кинематики микроструктур, наблюдаемых в ориентированных шлифах: 1 – ориентировка кливажа; 2 – ориентировки осей максимального сжатия, реконструированные по недеформированным теням давления у жестких включений; 3 – кинематика сдвиговых деформаций, вычисленных по закручивающимся теням давления; 4 – ориентировки осей максимального сжатия, реконструированные по микроскладкам и взбросовым микротрещинам; 5 – кинематика сдвиговых перемещений, связанных с хрупким типом деформаций. Источник карт: База данных Государственных геологических карт (<http://webmapget.vsegei.ru/>).

В ходе изучения всего объема структурных данных по слоистости, бороздам скольжения, кливажу, малым структурным формам и ориентированным шлифам (с учетом их взаимоотношений), собранного в районе Ольчанской антиклинали и Имнеканской синклинали (по долинам р. Томпо и р. Ольчан), а также в северной части Сетте-Дабанской зоны (долина р. Восточная Хандыга), было выявлено 4 этапа деформаций, приуроченных к мезокайнозойскому времени и отражающих эволюцию коллизионных процессов северного замыкания Южного Верхоянья и связанные с этим изменения регионального поля напряжений (рис. 15, 16).

Первый этап деформаций (D_1) характеризуется региональным полем напряжений, в котором ось сжатия изменяет свою ориентировку в северном направлении от субширотной до северо-восточной, оставаясь перпендикулярной простиранию основных региональных структур и кливажу. В это время происходило формирование собственно складчато-надвиговой структуры Сетте-Дабана, заложение складок первого порядка (в пределах северного замыкания это Ольчанская антиклиналь, Имнеканская и Кукканская синклинали). На микроуровне данный этап фиксируется по теням давления вокруг жестких включений – результат процессов перекристаллизации, происходивших в обстановке пластических деформаций на сравнительно больших глубинах.

На втором этапе (D_2) горизонтально ориентированная ось сжатия сохраняет свою ориентировку, а зафиксированная методом катакластического анализа ось растяжения погружается под крутым углом, что соответствует обстановке взбросового типа при наличии незначительной сдвиговой компоненты. Второй этап относится к продолжающейся фазе главного складко- и надвигообразования, однако в это время развитие получают преимущественно взбросы и правые сдвиги (по плоскостям, соответствующим простиранию основных структур). В пределах долин р. Томпо и Ольчан формируются аксоноклинали, фиксирующие правосдвиговые подвижки. Поле напряжений взбросового типа задокументировано по всему изучавшемуся региону.

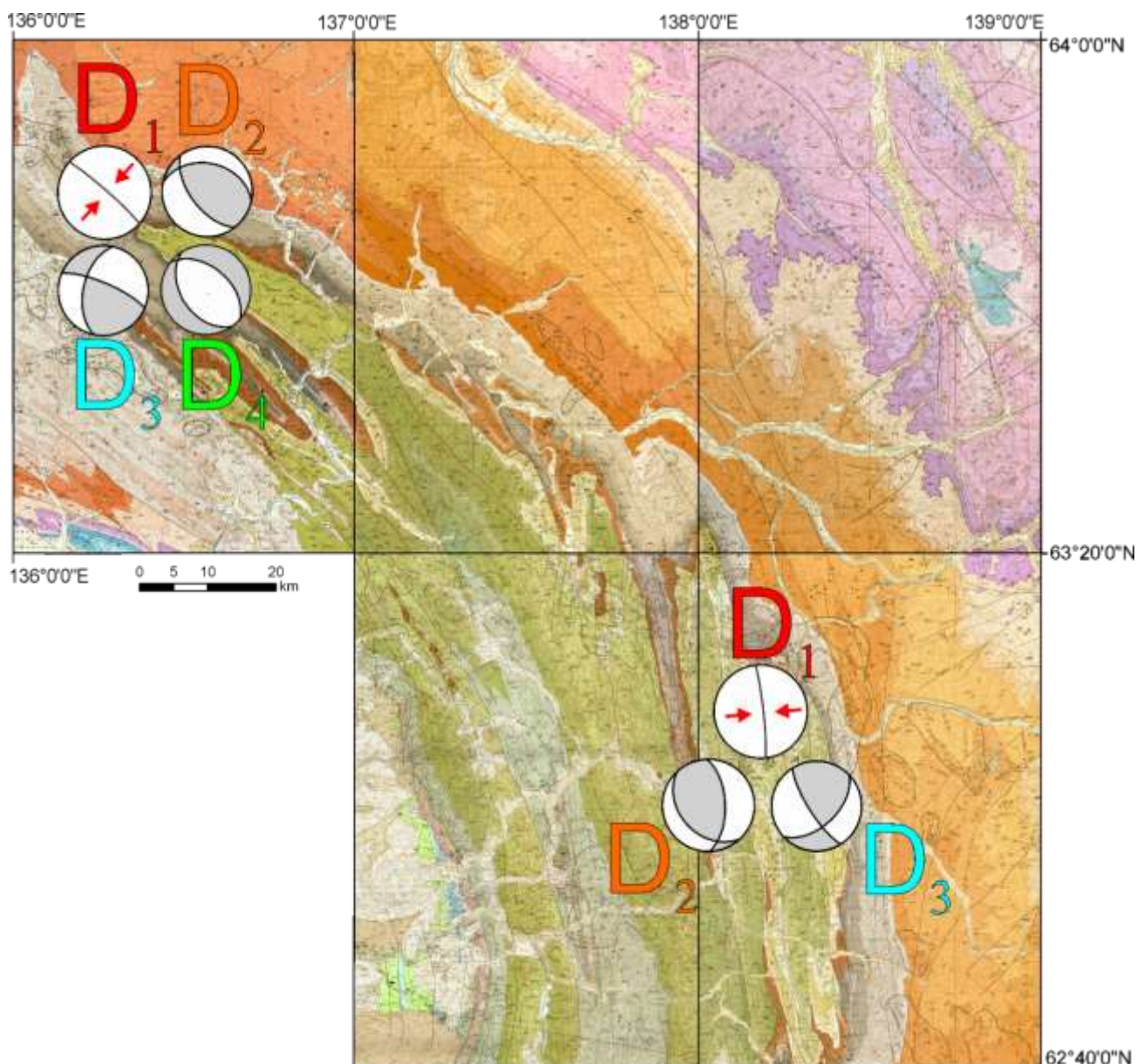


Рис. 15. Выделенные на основе структурно-кинематического анализа этапы деформаций северного замыкания структур Южного-Верхоянья. Пояснения в тексте.

Источник: База данных Государственных геологических карт
(<http://webmapget.vsegei.ru/>).

На третьем этапе деформаций (D_3) ориентировка оси сжатия, в сравнении с предыдущим этапом, несколько сместилась в субширотном направлении, а более пологая до субгоризонтальной ориентировка оси растяжения, как и рассчитанные коэффициенты Лодэ-Надаи, близкие к 0, отвечают сдвиговой обстановке. Доминирующая роль сдвиговых перемещений отражают, вероятно, изменения в кинематике перемещения Колымского супертеррейна. Хотя локально были отмечены правые сдвиги, пространственные соотношения главных осей напряжений и региональных разломов указывают на доминирующую роль левосдвиговых

перемещений. Аналогии этапа деформаций, сопряженного со значительным вкладом сдвиговой составляющей, так же, как и этапов D₁ и D₂, фиксируются в работах А.В. Прокопьева (Прокопьев, 1989; Прокопьев, Дейкуненко, 2001).

Четвертый выделенный нами этап (D₄) отвечает обстановке растяжения с практически полным отсутствием сдвиговой компоненты. Ось растяжения имеет пологое залегание и ориентирована в северо-северо-восточном направлении, тогда как ось сжатия имеет крутое погружение. Данное поле напряжений достоверно удалось зафиксировать лишь в пределах северо-западной части региона (Ольчанская антиклиналь), а в бассейне р. Восточная Хандыга сбросы хотя и прослеживаются, но их сравнительно немного. Все это может указывать на то, что на северо-западе региона растяжение было относительно более интенсивным и связано, скорее всего, с коллапсом возникшего в результате меловых тектонических событий орогена. Другим геодинамическим процессом, спровоцировавшим формирование обстановки растяжения посреди складчато-надвигового сооружения, мог быть кайнозойский рифтогенез, наиболее интенсивное проявление которого было отмечено в Северном Верхоянье (Парфенов, Кузьмин, 2001).

Эпоха Эра Система	Отдел	Ярус	Этап	Структурные рисунки	Стресс-состояния																
					р. Ольчан	р. Вост. Хандыга															
Кайнозой	Четвертичная	Неогеновая	D ₄																		
					Палеогеновая	D ₃															
								Верхний	D ₂												
											D ₁										
Фанерозойская	Мезозойская	Меловая	D ₂																		
							Верхний	D ₃													
												Юрская	D ₁								
																	Триас	D ₁			

Рис. 16. Таблица с выделенными этапами деформаций в пределах северного замыкания Южного Верхоянья в мезокайнозойское время.

Аллах-Юньская тектоническая зона

К востоку от Сетте-Дабанской расположена Аллах-Юньская зона, окаймляющая структуры Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса со стороны Верхояно-Колымских мезозоид, включающая Южно-Верхоянский синклинорий, сложенный обломочными породами верхнего палеозоя (верхоянский комплекс) и триаса общей мощностью до 10 км.

Северо-восточная часть тектонической зоны характеризуется развитием складок брахиформного типа с углами падения слоев от 5 до 30°, оси складок отличаются достаточно резкими изменениями их простирания, но, в целом, простирание структур северо-западное. Разрывные нарушения преобладающего северо-восточного и северо-западного простирания имеют ограниченное распространение и представлены преимущественно сдвигами. Амплитуды перемещения по ним, как правило, невелики (до нескольких сот метров). Скорее всего, они представлены правыми и левыми сдвигами, возможно, взбросо- или сбросо-сдвигами с небольшими амплитудами горизонтальных смещений.

Южно-Верхоянский синклинорий подразделяют на три подзоны: Присетте-Дабанская, Центральная и Приохотская. В пределах Присетте-Дабанской подзоны (бассены рек Тыры-Юдома) отмечаются участки повышенной деформации пород шириной до 5–10 км и длиной от десятков до первых сотен километров, описываемые как зоны смятия (Прокопьев, 1989; Прокопьев, Фридовский, 1989; Гурьев, Худолей и др., 1989; Худолей, Гурьев, 1992). В данных зонах обнаруживаются разномасштабные преимущественно подобные складки, местами сжатые вплоть до изоклиналей, оси которых либо субпараллельны простиранию зон, либо ориентированы к ним под косым углом и располагаются кулисно. Региональный кливаж имеет западное и северо-западное падение и субпараллелен осевым плоскостям складок, что свидетельствует о связи метаморфизма со взбросо-сдвиговыми перемещениями. Углы падения кливажа варьируют от 45 до 85°. Сместители мелких разрывов наклонены под такими же углами. Как в пределах самих зон смятия, так и между ними располагаются участки слабдеформированных пород, подчеркивая неоднородность деформаций.

Для расположенной восточнее Центральной подзоны характерны крупные линейные, коробчатые складки, имеющие меридиональное или северо-северо-восточное простирание с преобладающей восточной вергентностью. Оси складок

ориентированы несколько косо по отношению к разломам подзоны, которые представлены в основном сдвигами.

Главными разломами Присеттедабанской и Центральной зон, имеющим региональный характер, являются Минорский, Аллах-Юньский, Кидерикинский и Менкюленский разломы, состоящие из нескольких левосторонних взбросо-сдвигов. Они ориентированы в долготном или северо-северо-восточном направлении, в целом, согласно с простираем основных складчатых структур территории. Минорский разлом сопровождается зоной интенсивного смятия, рассланцевания и пластического течения пород, развитием муллион-структур, будинажа, а также метаморфизма зеленосланцевой фации (Андриянов, 19731; Фридовский, 1991, 1995).

Аллах-Юньский разлом выражен зоной рассланцевания, пластического течения и повышенного метаморфизма, имеющей мощность от десятков метров до нескольких сот метров (Кропачев, Беляев, 2004). К северо-востоку разлом приобретает крутое залегание и на некоторых участках сопровождается участками смятия пород и их зеленосланцевого метаморфизма. Кидерикинский и Менкюленский разломы субдолготного простираения представлены полосами зеленосланцевого метаморфизма в терригенных породах карбона и перми, зонами интенсивного смятия, кливажирования и пластического течения.

В пределах Присеттедабанской и Центральной подзон установлен зональный Южно-Верхоянский метаморфический пояс того же простираения, прослеженный на несколько сот километров к северо-востоку от листа карты при ширине до 60–70 км (Симанович, 1978; Андриянов, 19731, 19732, 1983; Неменман, 1991). Пояс имеет зональное строение. В центральной его части, шириной до 20–25 км и протяженностью до 150 км, породы метаморфизованы в условиях биотитовой субфации зеленосланцевой фации. К востоку и западу от этой полосы, а также к южному и северному флангам пояса, метаморфизм постепенно ослабевает до уровня начального метагенеза и глубинного эпигенеза. Метаморфическая зональность в региональном плане согласуется с долготным планом складчатых и разрывных нарушений, но пересекает литостратиграфические границы. Зоны наиболее высокого метаморфизма (биотитовой ступени) тяготеют к взбросо-сдвиговым субдолготным разломам и связанным с ними зонам смятия. В пределах этих полос развиты преимущественно подобные складки, сжатые вплоть до изоклиналиных, оси которых простираются в север-северо-восточном направлении, под небольшими углами к стратиграфическим границам и пликативным структурам главной фазы складчатости. Терригенные

отложения карбона и перми в результате динамометаморфизма почти полностью перекристаллизованы и имеют порфиробластовую, гранобластовую и лепидогранобластовую структуры и сланцеватость (сланцевый кливаж). Как в пределах зон смятия, так и между ними располагаются участки слабо деформированных пород, преобразованных в условиях серицит-хлоритовой субфации метаморфизма фации зеленых сланцев (Неменман, 1991).

В Аллах-Юньской зоне установлены несколько этапов деформаций (Прокопьев, 1989). В первый этап деформаций образовались преимущественно подобные складки с пологими шарнирами, ориентированными в северо-северо-восточном направлении. Кливаж осевой плоскости субвертикальный либо круто наклонен на запад. В структурном парагенезисе находятся транспозиционные структуры, линейность пересечения кливажа и слоистости, муллион-структуры, будинаж и т.д. Эти складки являются основными структурами тектонической зоны. Они развиты повсеместно и хорошо картируются. Коэффициенты сокращения рассчитывались лишь для этих складок. Общее сокращение только за счет складчатости и кливажа составляет до 50%. Во второй этап деформаций на вышеописанные структурные формы наложился коаксиальные деформации, выраженные в пологом изгибании крыльев и кливажа ранних складок. Эти складки преимущественно цилиндрические, концентрические, малоамплитудные. В третий этап деформаций были сформированы аксоноклинали (складки с крутыми шарнирами) северо-западного простирания. На севере зоны развит трещинный кливаж осевой плоскости. Складки третьего этапа деформаций и находящиеся с ними в парагенезисе структурные формы (кливаж, линейность, кинкбанды) приурочены к узким зонам субдолготных разломов.

Аллах-Юньская зона, главным образом ее восточная и северо-восточная части, характеризуется широким развитием сдвигов северо-восточного и северо-западного простираний, формирующих сопряженную систему разломов. Северо-восточные сдвиги являются правосторонними, а северо-западные - левосторонними. По максимальным оценкам смещения по данным разрывным нарушениям составляют от 3 до 5 км (Рыбченков, Горшкова, 1965), обычно же - сотни метров. Обсуждаемые сдвиги смещают оси складок и поверхности надвигов, представляясь, таким образом, наиболее поздними (исключая выделенный нами этап северо-восточного растяжения) деформациями в пределах как Южного-Верхоянья, так и всего Верхоянского складчато-надвигового пояса, имеющими, по-видимому, позднемеловой возраст. Выдержанность ориентировки сдвигов по площади говорит об однородности поля

тектонических напряжений, определяющееся тангенциальным сжатием в субширотном направлении (Зоненшайн, 1965; Гусев, 1979).

Восточнее исследованной территории трассируется меридиональная граница Евразийской и Охотоморской литосферных плит, имеющая правостороннюю сдвиговую кинематику (Имаев и др., 2000; Козьмин и др., 2001; Mackey et al., 2010). С этим связана повышенная сейсмичность района. Сейсмичность малоглубинная, коровая (глубина очагов <35 км). Преобладают землетрясения с $M < 3$, но отмечено и значительное число толчков с $3,0 < M < 4,0$. Крупнейшее из зафиксированных сейсмических событий отмечено в верховьях р. Ханда (Белая) ($M = 6,5$, 14.04.1951 г.). По реконструкции фокальных механизмов очагов крупных землетрясений установлены сдвиговые и сбросо-сдвиговые и надвиговые типы подвижек (Козьмин и др., 2001).

Тектоническая эволюция Южного Верхоянья

Раннерифейский этап

Отложения данного возраста обнажаются в Кыллахской тектонической зоне, в ядрах Горностахской, Эбейкэ-Хаятинской и Кыллахской антиклиналей и представлены учурской серией. Подошва нижнего рифея не обнажена, а верхняя граница фиксируется по поверхности регионального несогласия (стратиграфического, местами углового) (Ян-жин-шин, 1982). Угловое несогласие фиксирует разницу в углах падения и простирания слоев между нижнерифейскими отложениями и перекрывающими их толщами среднего рифея и достигает 25° . Данное угловое несогласие было использовано для реконструирования геологического строения региона на момент предсреднерифейского времени (анализ приведен далее). В пределах западной части Сетте-Дабана нижняя часть учурской серии представлена пестроцветными кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками (кыллахская свита). Выше залегает терригенно-карбонатная формация, в которой наряду с песчаниками заметную роль играют строматолитовые доломиты. Суммарная мощность комплекса достигает 1500 м. В восточной части Южного Верхоянья, в ядре Горностахской антиклинали, нижние части яруса представлены черноцветными ритмично-слоистыми терригенными отложениями пионерской свиты мощностью 600–800 м. Выше залегают флишоидные терригенно-карбонатные толщи трехгорной, димской, белореченской свит (2800–3000 м), состоящие из ритмично переслаивающихся косо- и волнистослоистых кварцевых,

полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов, аргиллитов с пачками (10–180 м) строматолитовых доломитов. В целом, отложения нижней части учурской серии в западном направлении становятся более грубозернистыми и мелководными. Источником сноса обломочного материала для учурской серии служила Сибирская платформа (Худолей, 2003, Khudoley et al., 2015).



Рис. 17. Знаки ряби в отложениях нижнего рифея (ручей Светлый, ядро Горностахской антиклинали).

К началу рифея на территории Северо-Азиатского кратона существовал крупный континентальный блок, в состав которого входили кристаллические массивы (Охотский, Омолонский) и блок «несибирского» происхождения, содержащий кристаллические породы с нетипичным для фундамента Сибирской платформы возрастом 2000–2100 млн лет, что было установлено по присутствию обломочных цирконов этого возраста в песчаниках учурской серии (Худолей, 2003). Снос обломочного материала в раннерифейский осадочный бассейн происходил как со стороны Сибирской платформы, так и со стороны блока «несибирского» происхождения. Раннерифейский бассейн осадконакопления был окружен континентальными блоками и сам располагался на континентальной коре. В течение

большой части раннего рифея осадконакопление происходило в обстановке растяжения рифтового бассейна и сначала происходило в континентальных условиях (грубообломочные пестроцветные толщи), а затем в прибрежно-морских и субконтинентальных обстановках (терригенно-карбонатные осадки). После углубления дна бассейна осадконакопление происходило в обстановке глубокой части шельфа. Позднее, вследствие начавшегося воздымания на прилегающей части Сибирской платформы, образовался клин терригенных и терригенно-карбонатных осадков, проградировавший в восточном направлении и постепенно заполнявший морской бассейн (Кропачев, Беляев, 2004). В целом, тектоническую обстановку раннего–позднего рифея следует определить как обстановку внутрикратонного бассейна, но не пассивной континентальной окраины. На сейсмических профилях МОГТ наблюдаются сбросы, деформирующие кристаллический фундамент (Григорьева, 2010, 2012, 2014), происхождение которых, вероятно, тоже связано с раннерифейским растяжением.



Рис. 18. Несогласное залегание талынской свиты среднего рифея на отложениях трехгорной свиты нижнего рифея (среднее течение руч. Светлый).

В конце раннерифейского времени в пределах восточной (в современных координатах) окраины Сибирского континента проявились деформационные процессы,

синхронные эльсонской фазе складчатости (~1350 млн лет), фиксируемые по угловому и азимутальному несогласию в подошве среднерифейских отложений (рис. 18). Несогласие между ниже- и среднерифейскими комплексами наиболее отчетливо прослеживается в центральной части Сетте-Дабана, в пределах осевой части Горностахской антиклинали, рамповой структуры, сформированной в мезокайнозойский этап тектогенеза (Прокопьев, 1989). Отложения нижнего рифея (пионерская, трехгорная, димская, белореченская свиты) слагают ядро антиклинали, несогласно перекрываясь талынской свитой среднего рифея.

Предшественниками было установлено, что характер углового и азимутального несогласия в кровле нижнерифейского структурного этажа показывает, что его «собственная» структура представлена складками север-северо-восточного простирания (Ян-жин-шин, 1982), однако дискуссионным остался вопрос о геометрии складок и о том, как складчатая структура изменяется в плане.

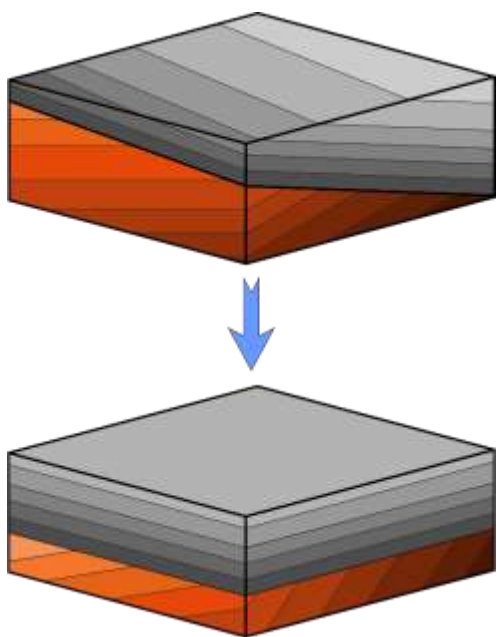


Рис. 19. Блок-диаграммы, иллюстрирующие частный случай возвращения структур более молодых комплексов (серый цвет) в горизонтальное положение с целью установления ориентировки древних (оранжевый) на момент, предшествующий формированию углового несогласия.

В рамках данной работы было реконструировано геологическое строение района Горностахской антиклинали на момент формирования предсреднерифейского несогласия. Для этого вблизи несогласного контакта средне- и нижнерифейские толщи были развернуты относительно линии простирания первых таким образом, что среднерифейские толщи стали залегать горизонтально, а нижнерифейские толщ приобрели элементы залегания, которые были у них в предсреднерифейское время (рис. 19). Обнаженность Горностахской антиклинали позволяет проследить обсуждаемое несогласие по всему периметру данной структуры. В результате

совмещения результатов по отдельным участкам, была построена палеотектоническая карта (рис. 20), иллюстрирующая геологическое строение этого участка земной коры ~1350 млн. лет назад.

На полученной реконструкции отчетливо прослеживаются линейные, открытые, слабо наклонные складки северо-северо-восточного простирания с углами падения на крыльях от 5° до 30° и шириной от 1 до 3 км, причем ширина складок увеличивается с востока на запад, а западные крылья характеризуются более крутыми углами падения ($15-30^\circ$ против $5-10^\circ$), что указывает на западную вергентность складчатости. Шарниры складок полого ($3-5^\circ$) погружаются на юго-юго-запад, что отчетливо прослеживается на построенных разрезах (рис. 20) по опускающимся в этом направлении замкам складок.

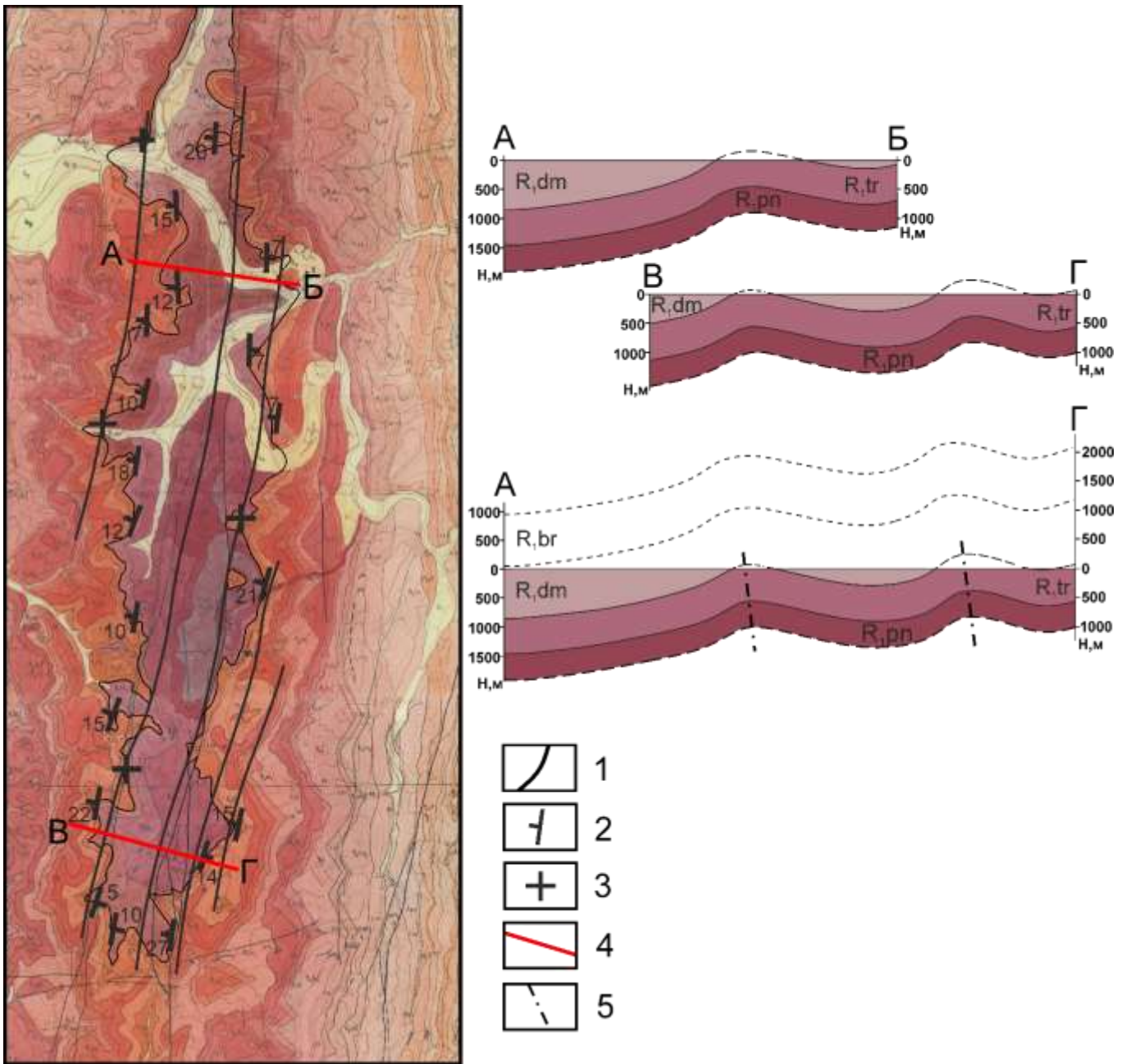


Рис. 20. Геологическая карта осевой части Горностаховской антиклинали с реконструированными элементами залегания, отражающими геологическое строение района на момент предсреднерифейского времени. Разрезы построены по восстановленным элементам залегания (пояснения в тексте). 1 – следы осевых поверхностей реконструированных складок; 2 – восстановленные элементы залегания; 3 – восстановленные горизонтальные элементы залегания; 4 – линии разрезов; 5 – осевые плоскости реконструированных складок. Разрез А-Г построен путем совмещения разрезов А-Б и В-Г.

Опираясь на работы предшественников (Худолей, 2003; Милановский, 1983 и др.) было установлено, что предсреднерифейские деформации в пределах Южного Верхоянья скорее всего объясняются наличием локальной фазы сжатия, связанной с заключительными стадиями развития рифтовой системы, поскольку именно процессы рифтогенеза получили широкое развитие в докембрии. Предполагается, что в это время Южное Верхоянье являлось не пассивной окраиной Сибирской платформы, а внутренней частью более крупного континента (рис. 21) (Rainbird et al. 1998; Khudoley et al. 2001; Худолей, 2003; Evans, Mitchell, 2011). Таким образом, реконструированные структуры, вероятно, были сформированы в условиях закрытия внутрикратонного бассейна.

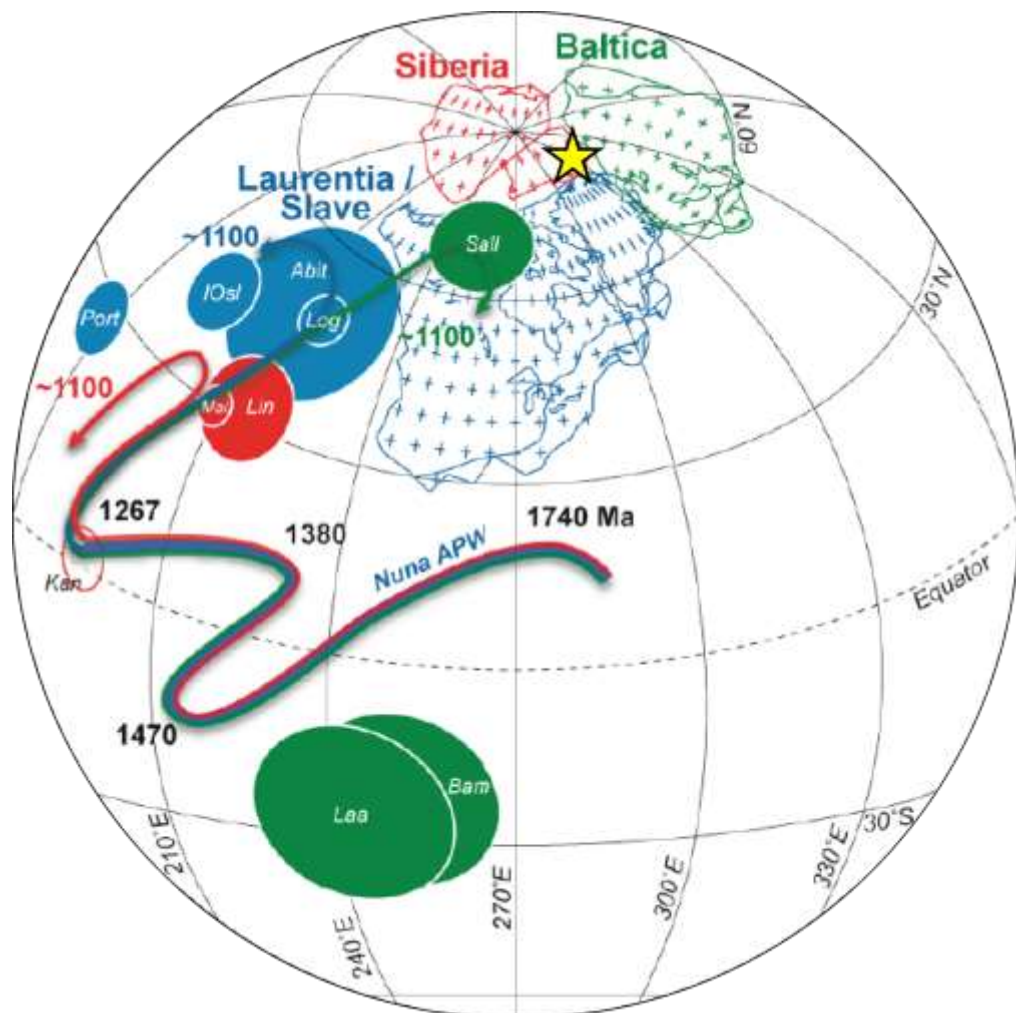


Рис. 21 Реконструкция, иллюстрирующая взаимное расположение Сибири, Северной Америки (Лаврентии) и Балтии в рифее (Evans, Mitchell, 2011). Звездочкой обозначено положение юго-восточной окраины Сибирской платформы.

Средне-позднерифейский этап

Осадочные комплексы данного возрастного интервала обнажаются в Кыллахской тектонической зоне и отличаются достаточно разнообразным составом: терригенно-карбонатные, карбонатные и терригенные отложениями среднерифейских аимчанской, керпыльской, лахандинской серий и терригенные – верхнерифейского уйского комплекса. Его границы совпадают с региональными перерывами в осадконакоплении, проявленными угловыми несогласиями.



Рис. 22. Внешний вид терригенных отложений уйской серии верхнего рифея (правый берег р. Малая Сахара в среднем ее течении)

В среднем рифее (аимчанское, керпыльское и лахандинское время) над раннерифейскими рифтами накапливались слабо изменчивые комплексы внутрикратонного осадочного бассейна. В начале среднего рифея (аимчанское время) преобладали обстановки однонаправленных потоков, песчаных баров и пляжей, возможно, обстановки надприливной зоны мелководного моря. Снос обломочного материала происходил со стороны Сибирской платформы, и, вероятно, с востока, со стороны Охотского террейна (Худолей, 2003). В керпыльское время произошла

обширная трансгрессия. Обстановки осадконакопления варьировали от лагун и однонаправленных потоков до песчаных пляжей и приливной зоны. В позднекерпыльское время осадконакопление происходило в обстановке строматолитовой карбонатной платформы при крайне низкой активности источников сноса обломочного материала. В лахандинское время существовала строматолитовая карбонатная платформа. В восточном направлении бассейн становится более глубоководным и лагунные и надприливные обстановки осадконакопления сменяются обстановками шельфа при значительном удалении источников сноса. Наличие ритмов масштаба серий обусловлено не столько тектоническими причинами, сколько глобальными колебаниями уровня моря, что, вместе с данными по составу изотопов Sr (Семихатов и др., 2002), предполагает наличие связи внутрикратонного бассейна с Мировым океаном. Слабая корреляция между ритмами более высокого порядка указывает на периодическую частичную или полную изоляцию бассейна (Худолей, 2003).

В позднерифейское (уйское время) произошел континентальный рифтогенез и резкая смена терригенно-карбонатного осадконакопления на преимущественно терригенное (Худолей, 2003). Тектоническая обстановка осадконакопления претерпевала значительные изменения в ходе ее накопления и заметно отличалась от седиментогенеза подстилающих толщ. В целом, как содержание песчаников, так и их грубозернистость возрастают к краям бассейна, свидетельствуя, что источники сноса находились и к западу, и к востоку от него. Предполагается, что в раннеуйское время осадконакопление происходило преимущественно в обстановках типа надприливной зоны или пляжа. В то же время, наблюдаемая по всему бассейну многопорядковая ритмичность с широким развитием регрессивных циклов мощностью в первые метры и песчаников с полимодальной и однонаправленной косо́й слоистостью могут указывать на обстановки осадконакопления типа подводной части дельты. Седиментогенез средней части уйской серии происходил в относительно глубоководных условиях. Имеющиеся признаки турбидитов могут указывать на существование подводных каналов. Обмеление бассейна шло в западном направлении. В позднеуйское время преобладающими обстановками осадконакопления были прибрежно-морские (песчаные бары и пляжи), а также, вероятно, аллювиальные и дельтовые. Седиментогенез контролировался серией листрических сбросов, поверхности сместителей которых были наклонены от платформы к бассейну. Был широко проявлен

основной магматизм улахан-бамского комплекса, представленный силлами долеритов и габбро-долеритов, реже дайками, а также покровами базальтов (Сухоруков, 2003).



Рис. 23. Предвендская палеогеологическая карта юго-восточной окраины Сибирской платформы, показывающая основные структуры, сформировавшиеся в позднерифейское время. По М.А. Семихатову и С.И. Серебрякову (1983), модифицировано (Худолей 1985).

На востоке территории в конце рифея имела место регионально проявленная фаза складчатости, приведшая к формированию в основании венда серии локальных угловых несогласий, в отдельных случаях достигающих 15° . Происходило формирование асимметричных складок, иногда запрокинутых на северо-запад, и наклоненных на восток надвигов и взбросов (рис. 23) (Архипов и др., 1981; Ян-жин-шин, 1983; Худолей, 2003). Надвиги трассируются в субмеридиональном направлении через все Южное Верхоянье, отделяя область с наличием пологих складок и незначительных угловых несогласий от области с параллельным несогласием в основании вышележащего венда. Особенно отчетливо деформации этого возраста проявлены на крыльях и северном замыкании Горностахской антиклинали. Судя по мощности отсутствующих отложений, амплитуда предвендского размыва локально

достигала не менее 3–4 км (Худолей, 2003). На сейсмических профилях МОГТ это угловое несогласие в первые градусы отчетливо наблюдается (Григорьева, 2010, 2012, 2014) в пределах восточной части Сибирской платформы, где в восточном направлении горизонтально залегающие вендские толщи перекрывают различные горизонты среднего и верхнего рифея. Возможно, эти структурные преобразования были обязаны коллизионным процессам, проявившимся, скорее всего, севернее и восточнее рассматриваемой территории.

Вендско-раннепалеозойский этап

Породы венда-нижнего палеозоя обнажены как в пределах Кыллахской и Сетте-Дабанской тектонических зон, так и на Сибирской платформе (в глубоких скважинах и на юге лита карты в нижнем течении р. Мая и вдоль р. Алдан). Вендский комплекс залегает на породах рифея с отчетливым размывом и локальными угловыми несогласиями (Семихатов, Серебряков, 1980; Ян-жин-шин, 1983). Вышележащие толщи хотя и содержат локальные размывы, но образуют единый осадочный комплекс. Строение разреза данного возрастного интервала резко отличается от строения подстилающих рифейских толщ, фиксируя значительное изменение структуры бассейна осадконакопления (Прокопьев и др. 2001; Худолей, 2003; Сухоруков, 2003).

На западе территории на Сибирской платформе в вендское время произошел размыв. Маломощные прибрежно-морские терригенно-карбонатные вендские и кембрийские осадки накапливались в эпиконтинентальном морском бассейне, который к востоку сменялся обстановками пассивной континентальной окраины. Мощность отложений увеличивалась в этом же направлении. Существовали барьерные рифы, фронт которых на протяжении кембрийского времени смещался к востоку. В пределах северного склона Якутского поднятия осадконакопления не происходило, либо эти отложения были размыты.

В Кыллахской и Сетте-Дабанской тектонических зонах начался режим пассивной континентальной окраины, который в начале раннего венда был осложнен кратковременным импульсом континентального рифтогенеза. Позднее, до конца венда, существовал режим, промежуточный между рифтогенным и типично пассивноокраинным (Сухоруков, 2003). Формировавшаяся карбонатная платформа развивалась под влиянием вялотекущих процессов синхронного рифтогенеза, что

сопровождалось ее дроблением и подвижками по разломам. Возможно также, что такое сложное сочетание шельфовых и рифтогенных условий явилось отражением событий рифтогенеза, происходивших в восточных районах Верхоянья. Нисходящие движения в это время распространились на большие территории и охватили не только районы современных Кыллахской и Сетте-Дабанской зон, но и прилегающую часть Сибирской платформы, что отразилось в смене резко изменчивых континентальных терригенных фаций сравнительно выдержанными по латерали мелководноморскими преимущественно карбонатными и терригенно-карбонатными с трансгрессивным типом строения (рис. 25).



Рис. 24. Складки в карбонатных отложениях ордовика (среднее течение р. Лабаз)

Начавшийся в кембрии на востоке изученной территории пассивноокраинный этап продолжался до середины среднего ордовика. В кембрии в Кыллахской тектонической зоне накапливались прибрежно-морские осадки, а в Сетте-Дабанской зоне преобладали глубоководные условия седиментации. С ленского по амгинский век в Кыллахской зоне располагался глубокий шельф, на котором отлагались в условиях некомпенсированного осадконакоплением прогибания кремнисто-карбонатно-глинистые осадки, обогащенные углеродистым веществом и содержащие желваки фосфоритов. Был сформирован сложно построенный депрессионный комплекс

мощностью от 100 до 700 м. Глубина морского бассейна могла достигать в это время нескольких сот метров. С майского века (чайская свита) в результате воздымания прилегающей части Сибирского континента перед его фронтом сформировался осадочный клин (склоновые фации), постепенно продвигавшийся на восток, вглубь морского бассейна (Сухов, 1983). Этот клин был выполнен флишоидно переслаивающимися карбонатными илами, глинами с линзовидными телами конседиментационных карбонатных брекчий, образовавшими средне-верхнекембрийскую аргиллитово-мергелисто-известняковую формацию мощностью до 1250 м (чайская, устьмайская, кербинская свиты), и представлял собой комплекс заполнения глубоководного шельфа. В Сетте-Дабанской зоне в это время преобладали глубоководные условия седиментации. В кембрии осадконакопление происходило здесь в обстановке подножья и перехода от склона к подножью. На подножье, с глубиной приближающейся к уровню карбонатной компенсации, в раннем и начале среднего кембрия отлагались тонкослоистые кремнисто-глинистые осадки (акринская свита). Таким образом, на востоке изученной территории в кембрии осадконакопление происходило в обстановке шельфа, склона и, возможно, подножья. Во второй половине кембрия, вследствие большого притока со стороны шельфа карбонатно-обломочного материала, подножье было заполнено сложно построенной призмой осадков. Происходило накопление турбидитов, контуритов и олистостром (Худолей и др., 1991).

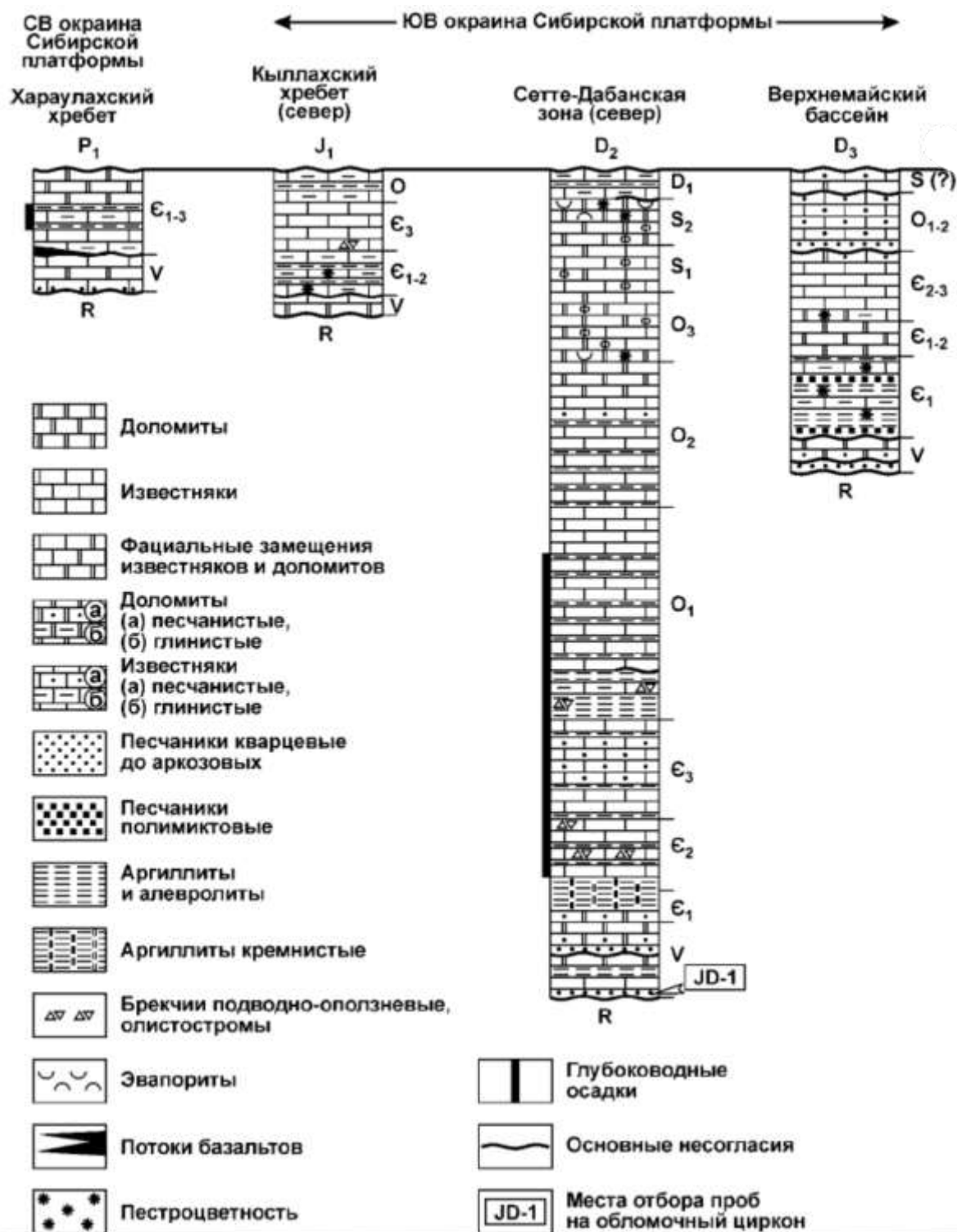


Рис. 25. Схема корреляции основных типов разрезов венда – нижнего девона (Худолей, 2003).

По всей вероятности, начиная с конца кембрия на востоке Сибирской платформы осадконакопление происходило локально только в ордовике и перми. На кембрийских (местами ордовикских и пермских) отложениях повсеместно с размывом залегают породы юры.

В раннем и среднем ордовике юго-восточная окраина Сибирской платформы характеризовалась преимущественно карбонатным режимом осадконакопления. Снос обломочного материала происходил со стороны платформы – по всей видимости, в основном, размывались терригенно-карбонатные отложения венда и кембрия. Развивался шлейф осадков, выполненный карбонатными турбидитами (от дистальных до проксимальных), известковистыми глинами пелагического облика, известняками суммарной мощностью от 1500 м на юге до 6300 м на севере. На некоторых участках склон рассекался подводными каньонами. В середине ордовика глубоководный морской бассейн был заполнен проградировавшими на восток и северо-восток осадками и в позднем ордовике на рассматриваемой территории в условиях шельфа накапливалась терригенно-карбонатная формация (до 1400 м), содержащая обильный органогенный детрит.

В позднем ордовике, вероятно, и в силуре, имел место кратковременный континентальный рифтогенез, сопровождавшийся внедрением даек и силлов основного состава с изотопным возрастом 450 ± 12 , 451 ± 24 , 444 ± 22 млн лет (Худолей и др., 2001; Chamberlain et al., 2010; Khudoley et al., 2013). В это время на юго-западном фланге Охотского террейна (за пределами территории) был проявлен надсубдукционный гранитоидный магматизм, на что указывают U-Pb и Sm-Nd датировки гранитных плутонов на Верхнемайском поднятии в 445 и 468 млн. лет (Кузьмин и др., 2003).

Среднепалеозойский этап

Образования девона – нижнего визе обнажены на востоке и северо-востоке Южного Верхоянья в Сетте-Дабанской тектонической зоне. Отложения нижнего-среднего девона (бурхалинская серия) залегают на подстилающих толщах с отчетливым размывом. Для отложений этого интервала разреза характерно широкое развитие локальных размывов и несогласий, а несогласное залегание в основании карбона имеет региональное распространение и сопровождается конгломератами якуской свиты. Строение осадочного бассейна, существовавшего во время накопления пород этого яруса, подвергалось изменениям, отражающим зарождение и эволюцию рифтов на востоке Сетте-Дабана и вулканических дуг, находившихся к юго-востоку от него.

В этот этап произошел масштабный континентальный рифтогенез. В Сетте-Дабанской зоне перед началом формирования нижнедевонского комплекса или какое-то время синхронно с ним была вспышка магматизма, приведшая к возникновению большого количества даек габбро-долеритов. В ранние фазы развития нижне-среднедевонского и франского комплексов имели место излияния умеренно-щелочных эффузивов трахибазальтовой формации. Последующее развитие рассматриваемых комплексов происходило в условиях преобладающих нисходящих движений и формирования карбонатных, терригенно-карбонатных отложений, в составе которых определенную роль играли продукты щелочного и умереннощелочного базитового вулканизма. В фаменском веке произошло излияние натриевых базальтов, представленных пиллоу-лавами мощностью до 100–120 м, располагающихся в известняково-алевролитово-калькаренитовой формации и маркирующих наиболее прогнутую часть рифта (осевую долину). На остальной части Сетте-Дабанской зоны располагалась бортовая часть рифта, выполненная терригенно-карбонатными отложениями, иногда с вулканокластическими породами щелочно-основного или щелочно-ультраосновного состава. В восточных (в современных координатах) частях позднедевонского бассейна осадконакопление контролировалось полуграбенами, приуроченными к серии листрических сбросов, полого погружающихся на восток (рис. 27) (Khudoley, Guriev, 1994). Основные региональные стратиграфические, иногда локальные угловые несогласия этого времени – нижнедевонское, нижне-среднедевонское и франское (Кропачев, Беляев, 2004).



Рис. 26. Коренные выходы девонских базальтов в среднем течении р. Ольчан (северо-запад Ольчанской антиклинали).

В позднем фамене–раннем турне произошла существенная активизация тектонических процессов. На значительной территории отложения карбона отделены от подстилающих угловым несогласием, обусловленным не только размывом, но и наличием конседиментационных поднятий и прогибов (Худолей, Гурьев, 1998).

Вторая половина турнейского и большая часть визейского веков характеризуется обширной трансгрессией, и в направлении к Сибирской платформе отложения карбона залегают на все более древних толщах до кембрия включительно, хотя без существенных угловых несогласий в основании. По всему региону происходило накопление мелководных осадков карбонатной платформы с многочисленными кораллами и брахиоподами. В это время отлагаются массивные карбонаты, реже эвапориты (Худолей, Гурьев, 1998).

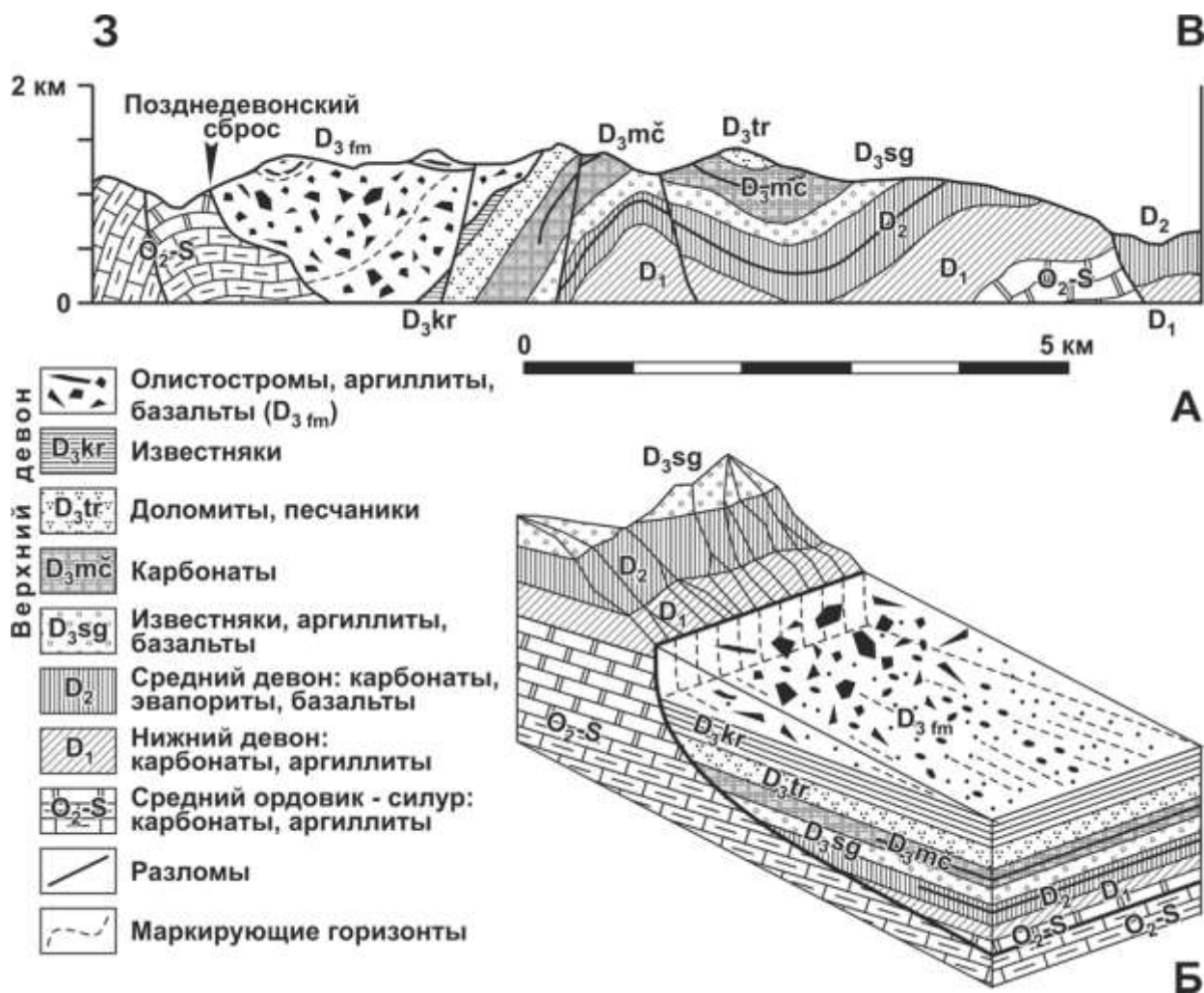


Рис. 27. Заложение позднедевонских листрических сбросов (Khudoley, Guriev, 2003).

Расположение линии разреза указано на рис. 2.

В конце визейского века тектоническая активность резко возрастает и происходит разрушение карбонатной платформы. После кратковременных шельфовых условий в начале раннего карбона в Сетте-Дабанской зоне сформировался крутой склон, переходящий в подножье, на котором накапливались сложно переслаивающиеся кремнисто-глинисто-известняковые осадки (Абрамов, 1970; Кропачев и др., 1988). Отмечается слабый вулканизм, представленный туфами андезитов и редкими согласными телами основного состава. Вероятно, западная часть Сетте-Дабанской зоны представляла собой карбонатную платформу, а сочленение с глубоководной впадиной осуществлялось через крутой уступ, представленный, по всей видимости, серией листрических сбросов. За короткий интервал времени (позднее визе) накопилось не менее 2–2,5 км отложений с признаками активного массопереноса вещества и преобладанием карбонатных турбидитов. Накопление осадочного комплекса

происходило в небольших подводных конусах выноса со скоростью не менее 540 м за миллион лет (Худолей и др., 1995; Худолей, Гурьев, 1998).

В результате среднепалеозойского рифтогенеза могло произойти отодвигание Охотского террейна от края Северо-Азиатского кратона путем вращения по часовой стрелке, что согласуется как с палеомагнитными данными (Павлов и др., 1991), так и с тем, что наибольший объем синрифтового магматизма и, следовательно, максимальное растяжение имели место на севере Сетте-Дабанской зоны.

Начиная с серпуховского времени позднего карбона на территории Сибирского континента формируются крупные речные системы и резко возрастает объем кластического материала, поставляемого в глубоководную впадину. Собственно говоря, именно с этого времени начинается накопление мощного (не менее 16 км) клина обломочных пород, слагающих Верхоянскую пассивную окраину и известных как «верхоянский терригенный комплекс».

Юго-восточнее изученной территории на Охотском террейне в среднепалеозойское время существовала Северо-Охотская магматическая дуга Восточно-Азиатской активной континентальной окраины (Парфенов и др., 2003). Здесь обнаружены позднедевонские девонские вулканиты и надсубдукционные граниты с возрастом $375,3 \pm 2,3$ млн лет (Прокопьев и др., 2003; Prokoriev et al., 2009). Синхронные процессы позднедевонского континентального рифтогенеза в Южном Верхоянье происходили в тылу этой дуги.

На Сибирской платформе осадконакопления в этот этап не происходило, и она служила основным поставщиком обломочного материала в восточный бассейн осадконакопления.

Позднепалеозойско–раннемезозойский этап

В течение позднего турне и раннего визе прекращается накопление карбонатных пород и верхняя часть палеозоя сложена нижней частью мощного комплекса терригенных пород, широко известного как «верхоянский комплекс» и слагающего один из самых крупных бассейнов терригенного осадконакопления в мире. Область его распространения шире, чем у пород девона-нижнего визе, но в тех случаях, когда верхоянский комплекс залегает на нижневизейских породах, то несогласие в его основании отсутствует или проявлено незначительно. В это время происходит

существенная перестройка бассейна осадконакопления, выразившаяся, прежде всего, в резком изменении состава пород.

В этот этап в Южном Верхоянье основным поставщиком кластического материала являлся палео-Алдан, а несколько севернее, в районе Бараинского антиклинория – палео-Лена (Прокопьев и др., 2013). Судя по фациальному составу толщ, в карбоне и ранней перми на большей части региона осадконакопление происходило в обстановке глубоководного конуса выноса (Худолей, Гурьев, 1998). Начиная с поздней перми широкое распространение имели дельтовые обстановки. В Южном Верхоянье дельта проградировала в северном направлении и к концу перми песчано-глинистые отложения заполнили весь бассейн. Скорость осадконакопления достигала 500 м/млн лет (Худолей, Гурьев, 1998). По размерам, объему и составу осадков эти дельта и конус выноса были сходны с современными дельтой и конусом выноса р. Миссисипи (Khudoley, Guriev, 1994). Уменьшение грубозернистости и увеличение роли глубоководных фаций с юга на север свидетельствует о наличии крупного глубоководного бассейна к северу от изученной территории.

В триасе в Южном Верхоянье накапливались преимущественно мелководные терригенные породы, фиксируя заполнение глубоководного бассейна. Одновременно происходило уменьшение скорости осадконакопления от 150–200 м/млн лет в раннем триасе до 100 в среднем триасе и 40–60 в позднем триасе и юре (Худолей, Гурьев, 1998).

В раннем триасе в Южном Верхоянье произошло внедрение штоков и даек сиенитов и карбонатитов хамнинского комплекса. Это событие близко по времени к Сибирским траппам и, возможно, является отголоском проявления Сибирского суперплюма на периферии этой крупной изверженной провинции.

Юрско–позднемеловой этап

Континентальные отложения терригенной формации юрского возраста широко распространены на востоке Сибирской платформы, однако в пределах Южно-Верхоянского орогенного пояса маломощные (<1 км) нижне-среднеюрские континентальные песчаники с конгломератами и гравелитами выполняют только мульды поднадвиговых синклиналей на юге Кыллахской зоны, представительные

выходы которых обнаруживаются, например в нижнем течении р. Аллах-Юнь и р. Восточная Хандыга (рис).



Рис. 28. Коренной выход юрских песчаников (нижнее течение р. Аллах-Юнь)

Нижнемеловые образования в пределах исследуемой территории представлены комплексом континентальных часто угленосных отложений, распространенных в пределах Приверхоянского краевого прогиба, примыкающего к северо-западной части Южного Верхоянья, а также непосредственно на Сибирской платформе.

Согласно общим представлениям, в позднеюрское – раннемеловое время начались основные орогенные события в Верхояно-Колымской складчатой области (рис. 29, 30). Вдоль Восточно-Азиатской активной континентальной окраины происходила субдукция оканической коры и образовался один из крупнейших на западе Пацифики окраинно-континентальный пояс андийского типа – Охотско-Чукотский. Субсинхронно сформировались два орогенных пояса – Южно-Верхоянский

в результате аккреционно-коллизийных процессов вдоль Восточно-Азиатской активной континентальной окраины, и Верхояно-Черский – вследствие коллизии восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента (Прокопьев и др., 2006).

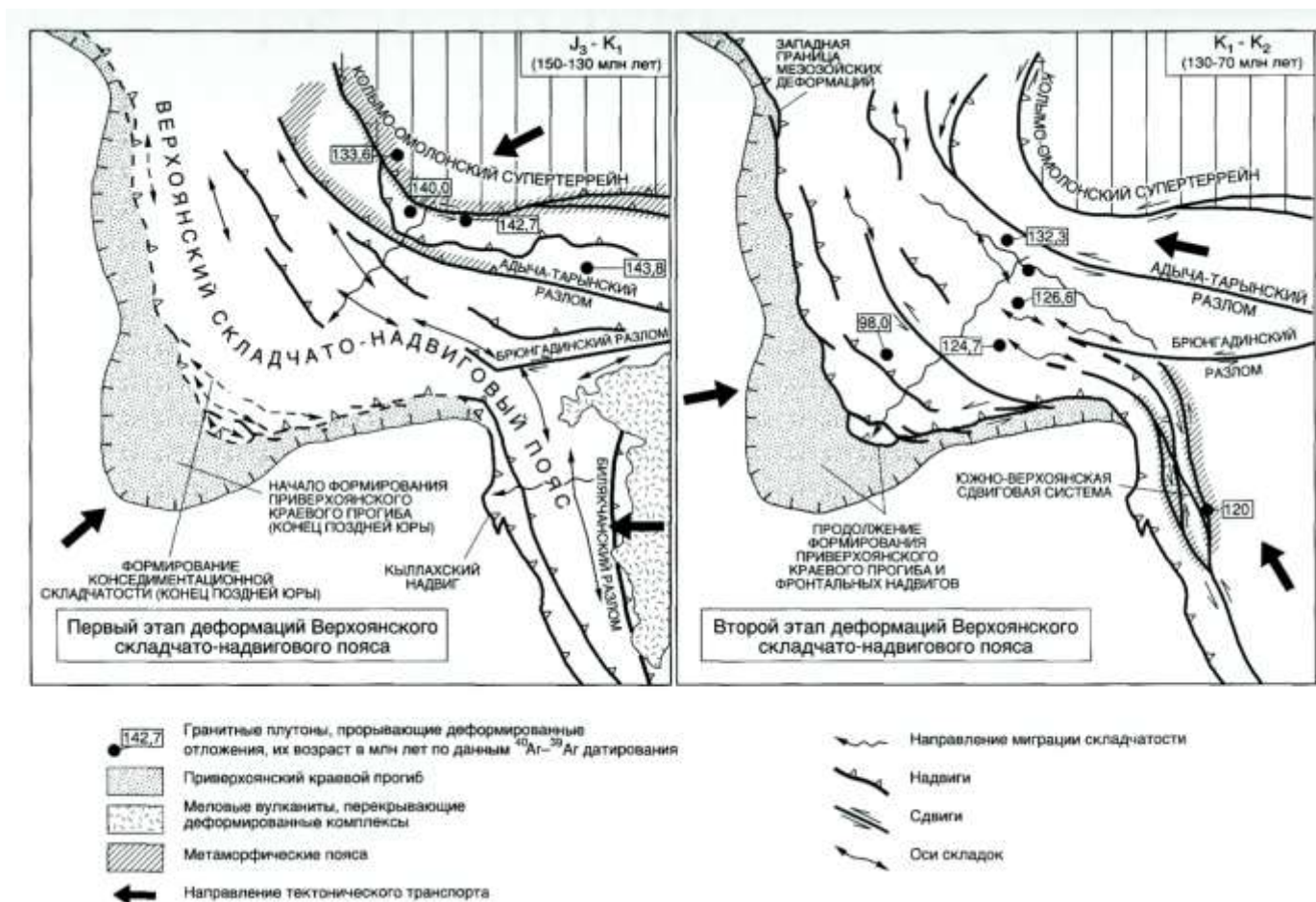


Рис. 29. Схема кинематики деформаций при формировании Верхоянского складчато-надвигового пояса (Парфенов, Кузьмин, 2001).

Предполагается, что в поздней юре на фоне субдукции вдоль Восточно-Азиатской активной континентальной окраины происходили аккреция и коллизия террейнов, присутствие которых предполагается в акватории Охотского моря. В результате Охотский терреин начал смещаться в западном и северо-западном направлении (Парфенов, Кузьмин, 2001). Около 160 млн лет (Prokoriev et al., 2009) в центральной части Сетте-Дабанской тектонической зоны произошел зеленосланцевый динамометаморфизм, ознаменовавший начало деформационных событий в Южном Верхоянье. Наличие в это время фазы тектонической активизации подтверждаются полученными нами результатами трекового датирования обломочных цирконов из вендских песчаников востока западной части Сетте-Дабанской зоны, обсуждение

которых будет приведено далее. В это время здесь происходит образование пологих межпластовых срывов, листрических надвигов, субмеридиональных взбросо-сдвигов и ассоциирующих с ними складок нескольких генераций (Прокопьев, 1989).

В начале неокома на Восточно-Азиатской активной континентальной окраине в результате сближения Тайгоносской островной дуги и южной части Сибирского континента (Парфенов, 1984) и возможной аккреции мелких террейнов, продолжилось перемещение Охотского террейна в северном направлении. Это привело к образованию к северу от него линейных складок. Охотский террейн являлся жестким индентором, на западном фланге которого в Южно-Верхоянском поясе распространены левосторонние взбросо-сдвиги. В последующем, расположенные к северу от Охотского террейна на востоке Аллах-Юньской тектонической зоны протяженные линейные складки были дугообразно изогнуты и развернуты, что может быть следствием давления со стороны террейна. На востоке Южно-Верхоянского орогенного пояса продолжали формироваться надвиги и взбросо-сдвиги.

В позднем неокоме и апте на Восточно-Азиатской активной континентальной окраине произошло столкновение Тайгоносской островной дуги с южной частью Сибирского континента (Парфенов, 1984). Второй деформационный импульс и динамометаморфизм, отмеченный в Аллах-Юньской тектонической зоне, имел место около 120 млн лет (апт), одновременно с кристаллизацией и остыванием крупных гранитных плутонов уэмяхского комплекса, которые внедрялись на стадии затухания пластических деформаций (Toro et al., 2004; Прокопьев и др., 2003). В пределах исследованной территории в это время внедрялись небольшие интрузии анчинского и уэмяхского магматических комплексов. На востоке Южно-Верхоянского орогенного пояса, также, как и на севере, в изученной нами Сетге-Дабанской зоне, продолжали формироваться надвиги и правые взбросо-сдвиги.

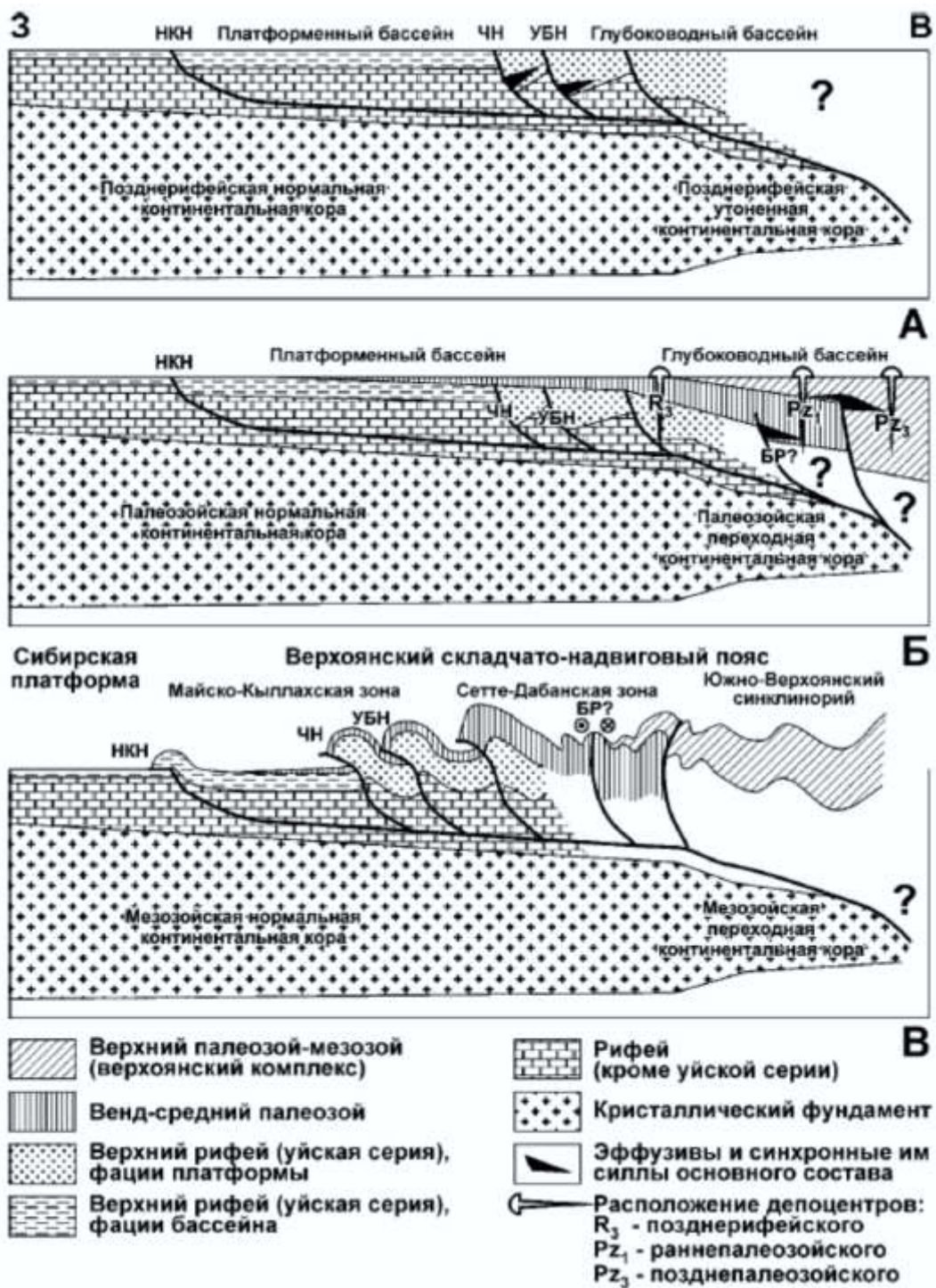


Рис. 30. Принципиальная схема формирования Верхоянского складчато-надвигового пояса (Khudoley, Guriev 2003). А – заложение листрических сбросов в начале позднего рифея; Б – смещение в восточном направлении депоцентров позднерифейского, раннепалеозойского и позднепалеозойского осадочных бассейнов в ходе эволюции пассивной окраины; В – реактивация позднерифейских листрических сбросов как надвигов в ходе мезозойского тектогенеза и превращение осадочных бассейнов в складчато-надвиговую систему.

В позднем неокоме–апте произошла смена фронтальной коллизии на косую. Ранние надвиги трансформируются в левосторонние сдвиги и взбросо-сдвиги. Эти процессы фиксируются в пределах всей Сетте-Дабанской тектонической зоны. Северозападнее исследуемой территории, перед фронтом Верхояно-Черского орогенного пояса, был сформирован Приверхоянский краевой прогиб.

Позднее, в альбе–позднем мелу, в Кыллахской зоне начали формироваться складчатость, чешуйчатые надвиги и тектонические покровы (Прокопьев и др., 2004), являющиеся наиболее молодыми из масштабно проявленных структур в пределах Южного Верхоянья. Это подтверждается современными термохронологическими датировками, обсуждаемыми в настоящем исследовании и в уже опубликованных работах (Прокопьев и др., 2004; Малышев и др., 2016, 2017).

В результате был сформирован Южно-Верхоянский орогенный пояс, во фронте которого расположена Кыллахская тектоническая зона, а в ядре протягиваются Сетте-Дабанская и Аллах-Юньская тектонические зоны. В конце турона Охотское океаническое вулканическое плато заклинивает Охотскую зону субдукции (Богданов, Добрецов, 2002). В это время в Южно-Верхоянском орогенном поясе происходит внедрение лампрофировых даек огонекского комплекса.

Кайнозойский этап

В раннем олигоцене в пределах Нижне-Алданской предгорной впадины накапливались аллювиальными пески, а позднее озерные, болотные и озерно-аллювиальные осадки (общая мощность до 770 м), что, видимо, указывает на замедление поднятий смежного хребта. Наблюдающаяся ритмичность строения верхней части олигоценового разреза, вероятно, отражает ритмичность в усилении и замедлении поднятий Верхоянского хребта. В миоцене и раннем плицене накапливались аллювиальные пески с линзами галечников (до 170 м). Породы, принесенные со стороны Верхоянского хребта, отмечаются в составе базальных конгломератов олигоценовых отложений и в гальках среди олигоценовой и неогеновой частей разрезов (Натапов, Биджиев, 1966; Баранова и др., 1976). Верхоянские горы в неогене были, по-видимому, относительно невысокими, что объясняет небольшие мощности особенно неогеновых осадков и невысокую скорость осадконакопления (0,7-

4×10^{-2} мм/год против $12-25 \times 10^{-2}$ мм/год). Основной обломочный материал приносился с юга реками, древними Алданом и Леной.

Эти отложения, которые на северном борту впадины местами залегают под углами $20-30^\circ$ и осложнены надвигами, несогласно перекрыты покровом горизонтально залегающих позднеплиоценовых песков, слагающих верхнюю террасу долины Алдана. Таким образом, возраст надвигов и сопряженных с ними деформаций датируется как конец миоцена – начало плиоцена, а начиная со среднего плейстоцена со стороны Верхоянского хребта формировались горные ледники, фиксируемые по толщам флювиогляциальных отложений (до 60 м), представленных галечниками, валунниками и песками. В сторону гор флювиогляциальные отложения сменяются грядами конечных морен.

Кайнозойская тектоника связана с взаимодействием Евразийской и Охотоморской литосферных плит, граница между которыми проходит восточнее изучаемой территории и имеет праводвиговую кинематику. Неотектонические движения, приведшие к образованию горных хребтов и межгорных впадин, связаны с процессами на границе этих плит. В настоящее время территория является сейсмически активной.

Интерпретация данных трекового датирования обломочных цирконов и апатитов

Методика трекового датирования

В рамках настоящей работы с целью оценки эксгумационных процессов мезокайнозойского времени была проведена интерпретация результатов трекового датирования детритовых апатитов и цирконов из преимущественно терригенных рифейских отложений Кыллахской и Сетте-Дабанской зон.

Трековое датирование (fission-track dating) апатита (AFT) и циркона (ZFT) – метод определения длительности остывания минералов, основанный на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (^{238}U), накопившихся в природных минералах в ходе геологической истории (Соловьев, 2008).

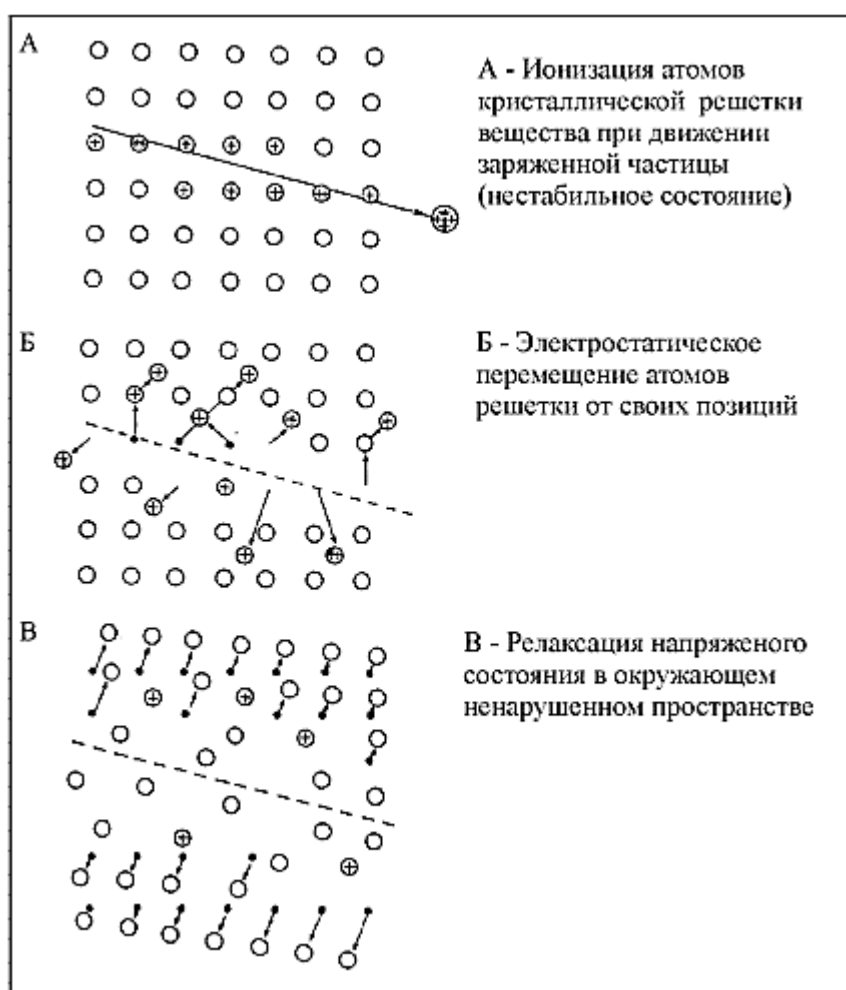
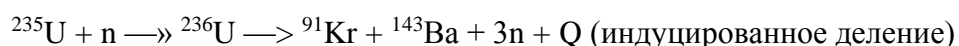
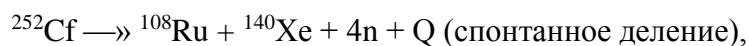


Рис. 31. Три стадии формирования трека при спонтанном делении ^{238}U (Соловьев, 2008).

Деление ядер - один из процессов распада тяжелых радиоактивных нуклидов. При делении нестабильное ядро распадается на два (редко – три или четыре) дочерних фрагмента приблизительно одинакового размера. Деление ядер происходит как спонтанно, так и может быть индуцировано при бомбардировке нейтронами, протонами или прочими частицами. В качестве примеров можно привести следующие реакции:



При делении ядер высвобождается несколько нейтронов и значительное количество энергии (~210 МэВ). Основная часть этой энергии высвобождается в виде кинетической энергии (~170 МэВ) фрагментов ядра, разлетающихся в противоположном направлении и несущих высокий положительный заряд. При прохождении через кристаллическую решетку твердого вещества эти фрагменты формируют линейные дефекты, которые называют треками (Рис. 31) (Соловьев, 2008).

Спонтанное деление характерно только для нуклидов с атомным номером $Z > 90$ и атомной массой $A > 230$, к которым можно отнести Th, Pa, U, Np, Pu и др. Однако лишь ^{232}Th и два изотопа урана (^{235}U и ^{238}U) можно встретить в природных материалах в концентрациях, которые могут быть измерены. Подавляющее большинство наблюдаемых треков спонтанного деления было образовано при делении ^{238}U . Два других изотопа урана и торий характеризуются слишком низким содержанием и/или гораздо более длинным периодом полураспада, которых недостаточно для формирования количества треков спонтанного деления, сравнимого с таковыми при распаде ^{238}U .

В то время как спонтанное деление ядер радионуклидов есть обычное природное явление, индуцированное деление происходит в природе очень редко, когда имеется значительная концентрация тяжелых элементов (например, урана), а также высокий поток энергии (γ -излучение) или частиц (нейтроны или α -частицы). Такие условия известны на урановой шахте Окло (Габон, Африка), представляющей собой уникальный природный ядерный реактор, где индуцированное деление урана весьма значительно. Природные треки в подавляющем большинстве представляют собой продукт спонтанного деления ^{238}U . Это главный постулат, на котором основан метод трекового датирования природных веществ (Соловьев, 2008).

Низкотемпературная термохронология

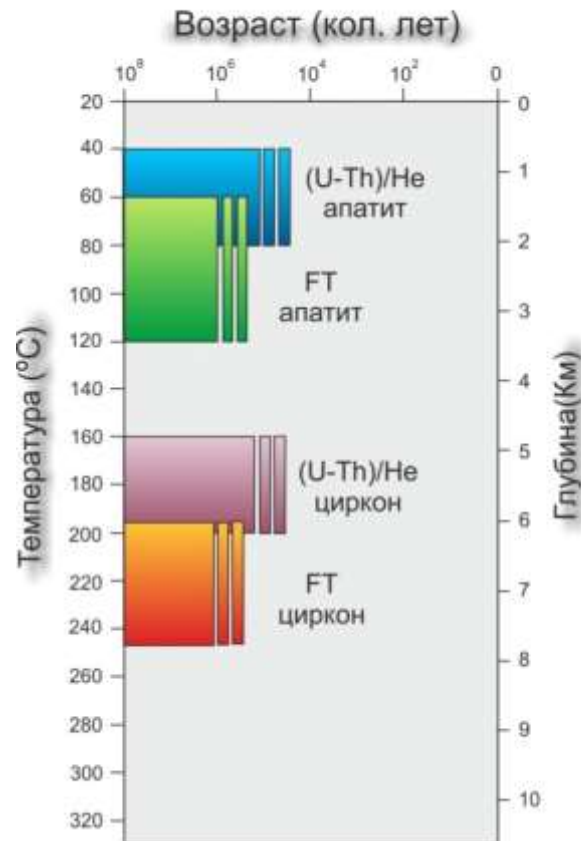


Рис. 32. Температуры закрытия для трекового и уран-торий-гелиевого методов датирования для апатита и циркона (Reiners, 2005).

Трековый возраст в физическом понимании – период времени, в течение которого происходило накопление треков в минерале (время остывания), однако если нас интересует не только время остывания, но и его скорость, которая может быть разной для разных интервалов геологического времени, то важно иметь в виду явление отжига треков.

Отжиг (исчезновение) треков – процесс «залечивания» дефектов в структурной решетке минерала (треков) под воздействием внешних факторов. Отжиг зависит, прежде всего, от температуры и времени (в подчиненном значении – давление, химическое растворение, ионизирующая радиация) (Fleischer et al., 1965; Wagner, Van Den Haute, 1992; Gallagher et al., 1998). Доля исчезнувших треков в зависимости от температуры и времени описывается прямыми Аррениуса (Рис.) (Naeser, Faul, 1969). На представленном графике линии с подписью 0% отвечают условиям, при которых отжиг треков не происходит, а линии с подписью 100% - полному исчезновению треков.

Для того, чтобы дать характеристику процессу отжига, используют понятие «зона частичного отжига». Под этим определением понимается температурный интервал, в котором треки залечиваются лишь частично (рис. 32). Нахождение минерала в данной зоне влияет на уменьшение как плотности треков, так и их длины. Температурные пределы зоны частичного отжига различны для разных минералов-индикаторов. Так, для используемых в данном исследовании апатита и циркона они составляют 60 – 120 °С и 200 – 245 °С соответственно. Нижний предел зоны отжига отражает температуру, при которой треки только начинают отжигаться, тогда как верхний фиксирует рубеж полного их исчезновения.

Длина треков, изменяемая в процессе отжига может быть использована для реконструкции характера остывания. Треки, не подвергшиеся температурному воздействию после их формирования, остаются примерно постоянной длины ~15 мкм, а треки, попавшие в зону частичного отжига, постепенно укорачиваются. Анализ распределения длин треков в объеме позволяет восстановить тренд остывания и выведения на поверхность того или иного образца.

Результаты и интерпретация

Работы предшественников, посвященные термохронологическим исследованиям в Южном Верхоянье, были связаны с трековым датированием апатита (Прокопьев и др., 2004; Малышев и др., 2016). Данное исследование в большей степени посвящено изучению относительно более высокотемпературных процессов – трекового возраста обломочных цирконов (11 образцов, отобранных автором), но также использовано и уже опробованное предшественниками в этом регионе трековое датирование апатитов (5 образцов), отобранных из нижнерифейских – среднетриасовых песчаников Кыллахской и Сетте-Дабанской тектонических зон. Трековое датирование проводилось Малышевым С.В., сотрудником СПбГУ, в университете Гейдельберга (Германия).

Результаты трекового датирования обломочных цирконов (ZFT) в бассейнах рек Белая и Аллах-Юнь показали наличие нескольких групп возрастов (рис. 33): (1) образцы песчаников из Кыллахской гряды и хребта Эбеке-Хаята, т.е. из внешней части надвиговой системы, имеют широкий разброс значений с максимальным возрастом более 1 млрд лет; (2) ниже- и среднерифейские песчаники из Горностахской антиклинали показали значения от 115 ± 9 до 130 ± 10 млн лет; (3) кембрийские и

ордовикские образцы песчаников из Сетте-Дабанской зоны имеют возрасты 90 ± 9 и 92 ± 8 млн лет; (4) образец вендского песчаника, отобранный на восточном крыле Горностахской антиклинали, показал возраст 160 ± 14 млн лет.

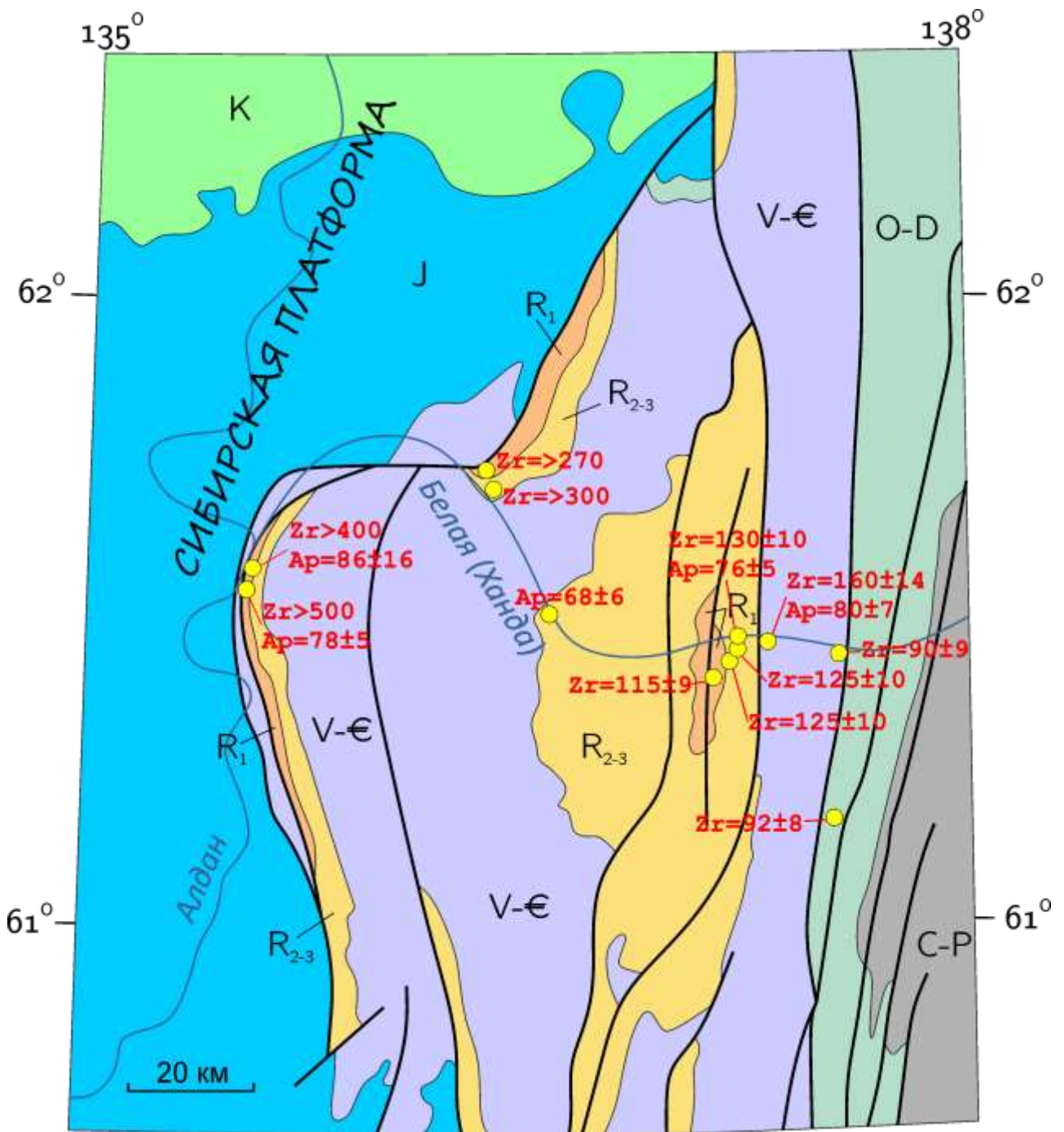


Рис. 33. Схематичная геологическая карта центральной и западной частей Южного Урала с вынесенными результатами трекового датирования обломочных цирконов и апатитов (по Малышеву и др. 2017).

Трековое датирование обломочных апатитов (АФТ) выявило относительно узкий интервал 68 – 86 млн лет, в который попали все проанализированные образцы.

Рифейские песчаники из Горностахской антиклинали имеют возраст 68 ± 6 (западная часть антиклинали) и 76 ± 5 млн лет (восточная). Нижнерифейские песчаники, отобранные из аллохтона западной части Кыллахского надвига характеризуются возрастными 86 ± 16 и 78 ± 5 млн лет. Вендские песчаники из западной части Сетте-Дабанской тектонической зоны показали трековый возраст 80 ± 7 млн лет.

Основываясь на полученных низкотемпературных датировках в рассматриваемом регионе можно выделить 4 фазы тектонической активизации, связанные с процессами мезокайнозойской коллизии.

Первая фаза (~160 млн лет методом ZFT) отмечена в одном образце в пределах западной части Сетте-Дабанской зоны. В возрастном отношении точно соответствует проявлениям зеленосланцевого динамометаморфизма центральной части Сетте-Дабанской тектонической зоны. Данное событие знаменует, вероятно, самые ранние стадии мезокайнозойских коллизионных процессов Южного Верхоянья.

Вторая фаза (~125 млн лет методом ZFT) фиксируется по 4 образцам песчаников только в пределах Горностахской антиклинали. В это время одновременно с кристаллизацией и остыванием крупных гранитных плутонов уэмяхского комплекса, которые внедрялись на стадии затухания пластических деформаций (Toro et al., 2004; Прокопьев и др., 2003), наблюдается динамометаморфизм в пределах Аллах-Юньской тектонической зоны.

Третья фаза (~90 млн лет методом ZFT) широко проявлена на востоке Сетте-Дабанской зоны и в прилегающей части Южно-Верхоянской зоны, отражая, вероятно, главный этап надвигообразования.

Четвертая фаза (~70-80 млн лет методами AFT) проявлена по всей Кыллахской зоне и западной части Сетте-Дабанской зоны, фиксируя наиболее молодые из обнаруженных нами процессы надвигообразования, по масштабу распространения не уступающие третьей фазе.

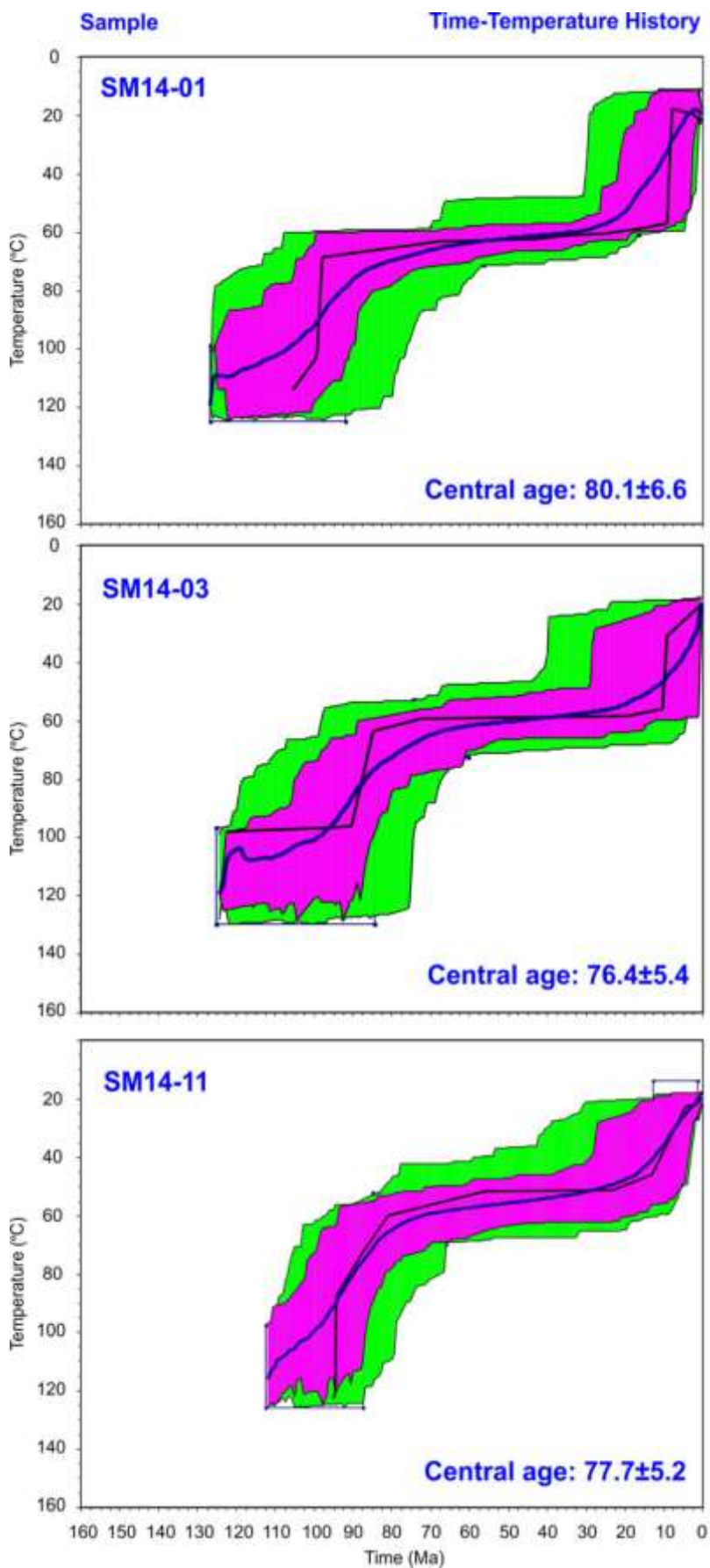


Рис. 34. Термическая история трех образцов (обломочные апатиты) из Кыллахской и Сетте-Дабанской тектонических зон, датированных трековым методом (Малышев и др., 2017). Сиреневым обозначена наиболее достоверная область, отвечающая термической истории образца.

Как полученные ранее (Малышев и др., 2016), так и новые результаты численного моделирования (Малышев и др., 2017) свидетельствует о двух этапах охлаждения обломочных апатитов (рис. 34). Моделирование выполнялось в программе HeFTy, использующей собственный алгоритм расчетов, основанный, главным образом, на учете количества треков, их длин и вычисленного трекового возраста

Первый этап соответствует главной фазе надвигообразования в Кыллахской зоне около 80 млн лет. Второй этап имеет возраст ~20 – 30 млн лет и связан с эрозией надвиговых пластин и окончательной эксгумацией изучаемых комплексов с глубин ~2 км. В пределах Кыллахской зоны геологических свидетельств событий этого возраста нет, но в расположенной севернее Нижнеалданской впадине накопление конгломератовых комплексов мощностью в несколько сотен метров происходило в олигоцене, что примерно соответствует возрасту второго выделенного этапа (Парфенов и др., 2001).

Результаты трекового датирования рифейских песчаников западной части Кыллахской гряды и хребта Эбеке-Хаята указывают на то, что породы не прогревались выше $240\pm 30^{\circ}\text{C}$. В то же время, АФТ датирование фиксирует возрасты 70-85 млн лет и температуры не ниже $90-100^{\circ}\text{C}$. Таким образом, вертикальная составляющая перемещения по фронтальным надвигам оценивается в пределах от 3 до 7 км, что хорошо согласуется с современными представлениями об амплитудах перемещений по Кыллахскому надвигу. В это же время, наши данные, как и результаты низкотемпературных исследований предшественников (Прокопьев и др., 2004), указывают на то, что основные тектонические события, приведшие к формированию складчато-надвиговой структуры региона, оказываются позднемеловыми (75-90 млн лет), а не раннемеловыми, как считалось ранее.

Заключение

Таким образом, по итогам проведенных исследований были установлены особенности геологического строения и истории деформаций северо-западной части Сетте-Дабанской тектонической зоны Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. Выполнены детальные структурные полевые наблюдения с последующей обработкой собранных данных методом структурно-кинематического анализа с привлечением статистики замеров малых структурных форм, изучение микроструктур в ориентированных шлифах, интерпретация изотопных данных

низкотемпературной термохронологии, а также построение палеотектонической реконструкции.

Основные выводы:

1. На основании полученных результатов структурных исследований выделено 4 этапа деформаций, приуроченных к мезокайнозойским коллизионным процессам (рис. 14, 15), три из которых коррелируются с таковыми в более южных частях Сетте-Дабана, полученных по результатам работы предшественников, а четвертый установлен для северо-западного замыкания Южного Верхоянья впервые.

2. Результаты низкотемпературной термохронологии также указывают на наличие как минимум четырех этапов тектонической активизации региона в мезокайнозое: ~160, 125-130, ~90, 70-80 млн лет. Наши данные, как и данные предшественников (Прокопьев и др., 2004), полученные в результате аналогичных исследований, указывают на существенно более молодой возраст основных тектонических событий, приведших к формированию Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, чем предполагалось ранее.

3. Построенная по угловому несогласию в подошве отложений среднего рифея ядра Горностахской антиклинали палеотектоническая реконструкция (рис. 19) впервые позволила выявить особенности деформационных процессов, имевших место в предсреднерифейское время. Установлены форма складок, их простирание, закономерности изменения ориентировки и формы складок в плане.

Литература

1. Абрамов Б.С. Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана (Южное Верхоянье). М., Наука, 1970, 178 с.
2. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 101-114.
3. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. – М.: Наука, 1979. 208 с.
4. Кузьмин В.К., Чухонин А.П., Шулешко И.К. Этапы метаморфической эволюции пород кристаллического фундамента Кухтуйского поднятия (Охотский массив). Доклады РАН, 1995, т. 342, № 6, с. 789-79

5. Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Наумов М.В. Новые изотопно-геохронологические данные о позднеордовикском возрасте гранитоидов западной части Охотского массива (Верхнемайское поднятие). Региональная геология и металлогения, 2003, № 18
6. Малышев С.В., Худолей А.К., Гласмахер У.А., Шацилло А.В. Результаты трекового датирования обломочных апатитов песчаников (АФТ) Кыллахской зоны Южного Верхоянья // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2016. Т.1. с. 355-357
7. Павлов В.Э., Манукян А.М., Шарковский М.Б., Левашова Н.М. Первые сведения по палеомагнетизму рифея Охотского массива. Доклады АН СССР, 1991, т. 317, № 3, с. 688-692.
8. Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З., Шацилло А.В. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родинии. Геотектоника, 2002, № 4, с. 26-41
9. Парфенов, Л.М., Кузьмин, М.И. (ред.). Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Москва, МАИК Наука/Интерпериодика, 2001, 571 с.
10. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Спектор В.Б. Рельеф земной поверхности и история его формирования. М.: МАИК Наука/Интерпериодика. 2001. с. 12-32
11. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред.). Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Москва, МАИК Наука/Интерпериодика, 2001, 571 с.
12. Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. ЯНЦ СО АН СССР, Якутск, 1989, 128 с.
13. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов. – В кн.: Тектоника, геодинамика и

- металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156–198.
14. Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Хоуриген Дж.К., Тарабуктн В.П., Думитру Т.А. Стиль деформаций Верхоянского складчато-надвигового пояса. Отечественная геология, 2001, № 5, с. 47-51
15. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007
16. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин, Э.П. Низкое отношение $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ в Гренвильском и пост-Гренвильском палеоокеане: определяющие факторы. Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2002, т. 10, № 1, с. 3-46
17. Семихатов М.А. Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. Москва, Наука, (Труды ГИН, вып. 367), 1983. 223 с.
18. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 42-55.
19. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008.
20. Старников А.И. Филатов А.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Майская серия. Лист Р-53-ХII. С.-Петербург, ВСЕГЕИ, 1996.
21. Сухоруков В.И. Геология верхнерифейских и вендских образований Сетте-Дабана (Якутия). Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. кандидата г.-м. наук. Якутск, 2003, 26 с.
22. Третьяков Ф.Ф. Среднепалеозойские рифтогенные структуры в основании Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 57–60.

23. Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В. Тектоническое строение северной части Южно-Верхоянского орогенного пояса (Восточная Якутия) по данным опорного геофизического профиля ЗДВ // Отечественная геология. 2015. № 5. С. 96–99.
24. Худолей А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ). Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. доктора г.-м. наук. М., 2003, 35 с.
25. Худолей А.К., Гурьев Г.А., Зубарева Е.А. Отложения плотностных потоков в карбонатном комплексе Сетте-Дабана (Южное Верхоянье) // Литология и полезные ископаемые, 1991, № 5, с. 106-116.
26. Худолей А.К., Кропачев А.П., Химан Л.М., Журавлев Д.З., Гурьев Г.А. Раннепалеозойский магматизм Сетте-Дабана (Южное Верхоянье, юго-восточная Якутия) // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 1. С. 82–85.
27. Худолей А.К., Гурьев Г.А. Зоны смятия сдвигового типа Южного Верхоянья и их роль в размещении рудопроявлений золота. В кн.: Сдвиговый механизм и рудоконтролирующие парагенезисы. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1992, с. 43-45.
28. Худолей А.К., Гурьев Г.А. Южное Верхоянье - пример среднепалеозойско-мезозойской пассивной окраины. Доклады РАН, 1998, т. 362, № 5, с. 666-669.
29. Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сете-Дабанского горст-антиклинория. Якутск, Якутский филиал СО АН СССР, 1983, 156 с.
30. Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D., Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge, England, Cambridge University Press, 2012
31. Anderson, E.M., The Dynamics of Faulting and Dyke Formation With Application to Britain, 2nd ed., 206 pp., Oliver and Boyd, Edinburgh, 1951.

32. Evans, D.A.D., Mitchell, R.N., 2011. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geology* 39, 443–446
33. Khudoley A.K., Prokopiev A.V., Chamberlain K.R., Ernst R.E., Jowitt S.M., Malyshev S.V., Zaitsev A.I., Kropachev A.P., Koroleva O.V. Early Paleozoic mafic magmatic events on the eastern margin of the Siberian Craton // *Lithos*. 2013. V. 174. P. 45–56.
34. Khudoley A. K., Guriev G. A. The formation and development of a Late Paleozoic sedimentary basin on the passive margin of the Siberian paleocontinent // *Pangea: Global Environments and Resources* Canadian Society of Petroleum Geologists, 1994, Memoir 17, p. 131–143.
35. Khudoley A.K., Prokopiev A.V. Defining the eastern boundary of the North Asian craton from structural and subsidence history studies of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt, in Sears, J.W., Harms, T.A., and Evenchick, C.A., eds., *Whence the Mountains? Inquiries into the evolution of orogenic systems: A volume in honor of Raymond A. Price*: Geological Society of America Special Paper 433, 2007. P. 391–410.
36. Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E. The paleo-Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // *Geology*. 2008. V. 36. No. 9. P. 699–702.
37. Prokopiev A.V., Toro J., Hourigan J.K., Bakharev A.G., Miller E.L. Middle Paleozoic-Mesozoic boundary of the North Asian craton and the Okhotsk terrane: new geochemical and geochronological data and their geodynamic interpretation // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. Vol. 4. P. 71–84.
38. Rainbird R. H., Stern R. A., Khudoley A. K. and al. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from Southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 164. P. 409–420.

39.Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K. Past, Present, and Future of Thermochemistry // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2005. № 1 (58). p. 1-18.