

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

Институт наук о Земле

Павловская Елена Александровна

**Структурная характеристика и эволюция Майско-Кыллахской зоны
хребта Сетге-Дабан (бассейны рек Юдома и Аллах-Юнь)**

Магистерская диссертация

По направлению 05.04.01 «Геология»

Профиль «Тектоника, осадочная геология и палеонтология»

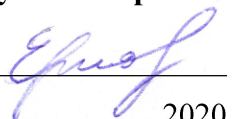
Научный руководитель:

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


«__» _____ 2020

Заведующий кафедрой:

доц., кандидат геол.-мин. наук **В. Б. Ершова**


«__» _____ 2020

Санкт-Петербург

2020

Содержание

Введение	1
Глава I. Верхоянский складчато-надвиговый пояс	3
1.1. Геологическое строение	3
1.2. История геологического развития	6
Глава II. Майско-Кыллахская зона	10
2.1. Стратиграфия.....	10
2.2. Тектоника.....	18
2.3. Магматизм.....	24
Глава III. Структурно-геологические методы	26
3.1. Метод сбалансированных разрезов	26
3.2. Азимутальные проекции.....	28
3.3. Реконструкция полей напряжений.....	30
Глава IV. Фактический материал и результаты.....	34
4.1. Сбалансированные разрезы	34
4.1.1. Аллах-Юнь	34
4.1.2. Юдома.....	38
4.2. Структурная характеристика.....	43
4.2.1. Юдома.....	43
4.2.2. Белая	56
Глава V. Обсуждение	64
5.1. Сбалансированные разрезы	64
5.2. Поля напряжений и этапы деформаций	66
5.3. Эволюция складчато-надвиговой системы	75
Заключение.....	78
Литература	80
Приложения	84

Введение

Актуальность и новизна. Верхоянская пассивная окраина Сибирского палеоконтинента имеет длительную геологическую историю, начавшуюся в раннем рифее. В ходе мезозойской складчатости, которая началась в поздней юре, пассивная окраина была деформирована и превращена в Верхоянский складчато-надвиговый пояс. Верхоянский складчато-надвиговый пояс является исключительно важным геологическим объектом как минимум потому, что в его пределах обнажается разрез от нижнего рифея до мела, что дает возможность изучения эволюции пассивных окраин на значительном временном промежутке. Также исследования пассивных окраин актуальны, поскольку в их пределах находятся крупные месторождения твердых полезных ископаемых и углеводородов (Худолей, 2003).

В пределах хребта Сетте-Дабан (Южное Верхоянье) позднедокембрийские отложения отличаются хорошей обнаженностью, полнотой и значительной мощностью. Внешняя, Майско-Кыллахская зона имеет покровно-надвиговое строение и была сформирована в несколько этапов деформаций (Прокопьев, 1989; Togo et al., 2004; Малышев и др., 2018). Таким образом, изучение эволюции складчатости Южного Верхоянья важно также с позиций структурной геологии как объекта, претерпевшего несколько циклов тектонической активизации.

Стратиграфия и тектоника Южного Верхоянья обсуждались во многих работах (Неволин и др., 1978; Ян-жин-шин, 1983; Семихатов, Серебряков, 1983; Сухоруков, 1986; Прокопьев, 1989; Parfenov et al., 1995; Прокопьев, Дейкуненко, 2001; Прокопьев и др., 2001; Khudoley and Guriev, 2003; Худолей, 2003; Khudoley and Prokopiev, 2007), но имеющихся данных еще недостаточно для однозначной реконструкции эволюции региона. До настоящей работы для Южного Верхоянья имелись лишь единичные сбалансированные разрезы (Khudoley, Guriev, 2003; Худолей, 2003), при этом построенные без использования программного обеспечения. Поэтому к новизне работы можно отнести построение сбалансированных разрезов для хребта Сетте-Дабан с помощью программы Move, которая обеспечивает большую точность. Для разрезов были рассчитаны сокращения поверхности, которые оказались немного меньшими, но близкими к оценкам, сделанным ранее.

Целью работы является уточнение структуры и эволюции Майско-Кыллахской зоны хребта Сетте-Дабан на основе балансировки геологических разрезов и корреляции выделенных этапов деформаций с доступными для региона изотопными датировками.

Задачи:

- Проанализировать литературные данные,
- Провести полевые геологические работы и собрать структурные данные,
- Построить сбалансированные разрезы,
- Обработать структурно-геологические измерения и привести структурную характеристику участков работ,
- Сравнить разрезы и структурные характеристики,
- Провести корреляцию этапов деформаций и изотопных датировок.

Структура. Настоящая работа включает в себя 5 глав, введение, заключение, список литературы и приложения. В первой главе описаны общие черты геологического строения Верхоянского складчато-надвигового пояса и основные этапы геологического развития данной территории на основе литературных данных. Во второй главе более детально рассмотрены стратиграфия, тектоника и магматизм внешней, Майско-Кыллахской зоны. В разделе «Стратиграфия» приводится сравнение имеющихся литературных данных различных авторов и корреляция мощностей в различных частях территории. В разделе тектоника описываются представления о структуре зоны, основные этапы деформаций на основе имеющихся датировок, характеристики складчатых структур в различных сегментах зоны. В разделе магматизм рассматриваются позднерифейские, ордовикские и девонские интрузии, распространенные в регионе.

В третьей главе приведены структурно-геологические методы, которые использовались в работе, а именно: метод сбалансированных разрезов, обработка структурных измерений на азимутальных проекциях и реконструкция тектонических полей напряжений по зеркалам скольжения. В четвертой главе даны результаты работы: два построенных сбалансированных разреза по рекам Аллах-Юнь и Юдоме и их описание, структурная характеристика участков полевых работ на реках Юдома и Белая. В пятой главе обсуждаются полученные результаты, приводится корреляция этапов деформаций и их сопоставление с изотопными датировками.

Благодарности. Выражаю глубочайшую благодарность своему научному руководителю Андрею Константиновичу Худолею за постоянную поддержку и помощь в работе, внимательное отношение, ценные замечания и за возможность поработать в Верхоянье. Также благодарю руководителя полевых работ Сергея Владимировича Малышева и всех участников за плодотворное время, проведенное вместе.

Глава I. Верхоянский складчато-надвиговой пояс

1.1. Геологическое строение

Верхоянский складчато-надвиговой пояс прослеживается вдоль восточной окраины Сибирской платформы от побережья моря Лаптевых на севере почти до Удской губы Охотского моря на юге. Его протяженность составляет 2500 км при ширине до 500 км, что сопоставимо с аналогичным поясом Кордильер Северной Америки. Верхоянский складчато-надвиговой пояс сложен осадочными проксимальными образованиями Верхоянской пассивной континентальной окраины и подразделяется на приплатформенную зону форланда и расположенную восточнее зону хинтерланда. Со стороны платформы к поясу примыкает Приверхоянский краевой прогиб, сложенный верхнеюрско-меловыми отложениями мощностью до 7 км (Прокопьев, Дейкуненко, 2001).

Зона форланда подразделяется (с севера на юг) на Оленёкский, Западно-Верхоянский и Южно-Верхоянский секторы (рис. 1). Западно-Верхоянский сектор протягивается в субдолготном направлении, сопрягаясь на севере, в районе Быковской и Оленёкской проток дельты Лены, с Оленёкским сектором. К северу от устья Алдана зона коленообразно изгибается и приобретает также запад-северо-западное простирание, сменяясь расположенным к югу субдолготным Южно-Верхоянским сектором (хребет Сетте-Дабан). Южно-Верхоянский сектор протягивается по правобережью р. Алдан на 800 км при ширине от 60 до 150 км и отделяется от Сибирской платформы Нельканским, Кыллахским и Окраинным надвигами. (Прокопьев, Дейкуненко, 2001).

Южно-Верхоянский сектор подразделяется на три различных по своему структурному стилю зоны (с запада на восток): Майско-Кыллахскую (Кыллахскую), Сетте-Дабанскую и Аллах-Юньскую, известную также как Южно-Верхоянский синклинорий (рис. 2). С севера на юг Южно-Верхоянский сектор разделяется на Окраинный, Кыллахско-Эбейке-Хаятинский, Центральный и Майский сегменты (Прокопьев, 1989). Важной особенностью этого сектора является то, что везде, кроме его северной части (надвиг Окраинной цепи), передовой прогиб отсутствует и форланд Верхоянского складчато-надвигового пояса надвинут непосредственно на чехол Сибирской платформы (Худолей, 2003).

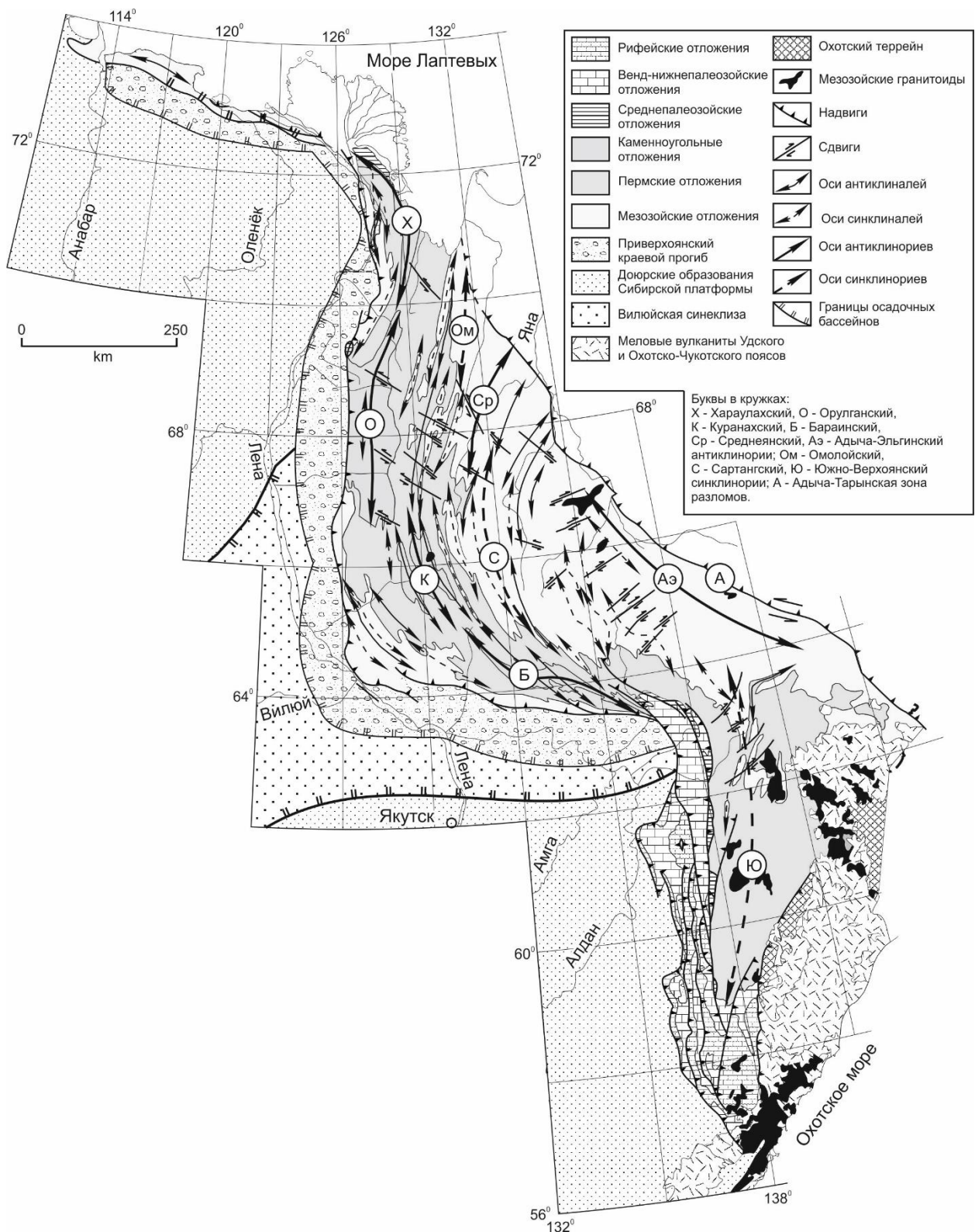


Рисунок 1. Структурная схема Верхоянского складчато-надвигового пояса (Прокопьев, Дейкуненко, 2001).



Рисунок 2. Тектоническая схема Южно–Верхоанского сектора (Худолей, 2003). Сокращения: надвиги: НКН – Нелькано–Кыллахский (НОЦ –Окраинной Цепи, КН – Кыллахский, НН – Нельканский), ЭХН - Эбейке-Хаятинский, УБН – Улахан–Бамский, ЧН – Чагдинский, ГН – Гувиндинский; разломы: БР – Билякчанский, БхР – Бурхалинский, СР – Сетаньинский; ВМП – Верхнемайское поднятие, ОЧВП – Охотско–Чукотский вулканогенный пояс. Антиклинали: КА – Кыллахская, ГА – Горностахская, ЭХА – Эбейке-Хаятинская. Сегменты западной части Южно–Верхоанского сектора обозначены по (Прокопьев, 1989).

1.2. История геологического развития

История геологического развития осадочных бассейнов восточной окраины Сибирской платформы охватывает более 1500 млн. лет от начала рифея до мела (рис. 3).

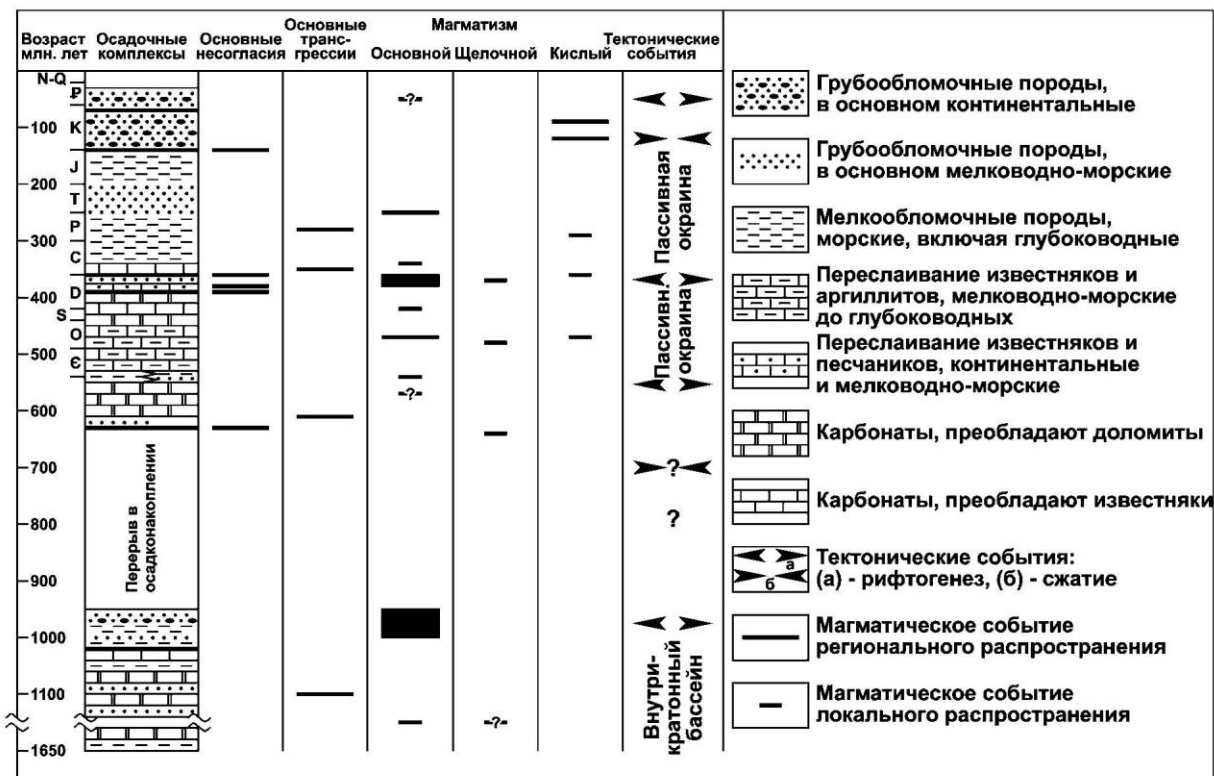


Рисунок 3. Сводная схема эволюции восточной окраины Сибирской платформы и западной части Верхнемайского поднятия Охотского массива (Khudoley, Guriev, 2003; Худoley, 2003).

К началу рифея на территории Сибирской платформы и значительной части северо-востока Азии находился крупный континентальный блок, который включал в себя Сибирскую платформу, Охотский и Омолонский кристаллические массивы и блок «несибирского» происхождения, содержащий кристаллические породы с нетипичным для фундамента Сибирской платформы возрастом 2000–2100 млн. лет. В раннем рифее происходило формирование нескольких изолированных рифтовых бассейнов. Начало осадконакопления оценивается как примерно 1600 млн. лет (Худoley, 2003). Этому предшествовало внедрение магматических тел в интервале 1,734–1,70 млрд лет в Улканской палеорифтовой структуре на юго-восточном обрамлении Сибирской платформы (Didenko и др., 2015). Это внутриплитное тектоническое событие, связанное с деятельностью

мантийного плюма, выразилось в рифтинге, сопровождавшемся излияниями бимодальных вулканитов и становлением щелочно-лейкогранитовых массивов (Гурьянов, Песков, 2015).

Учурская, аймчанская, керпыльская и лахандинская серии раннего – позднего рифея накапливались в мелководных условиях. Предшествовавший формированию рифейских бассейнов рифтогенез не привел к расколу платформы, и в конце раннего рифея (~ 1350-1380 млн. лет) произошел импульс рифтогенеза на значительно большей территории, на что указывает расширение площади проявления магматизма (Ernst и др., 2000; Ernst и др., 2016) и аймчанского бассейна осадконакопления в сравнении с учурским бассейном. Континентальные источники сноса как с запада, так и с востока от бассейна при этом сохранились, таким образом, разрушения континентального блока не произошло. В сформировавшихся над рифтами осадочных бассейнах накапливались фациально слабо изменчивые комплексы аймчанской, керпыльской и лахандинской серий (Худолей, 2003).

Наиболее интенсивный рифтогенез имел место около 940–1000 млн. лет. В верхнем рифее осадконакопление контролировалось серией листрических сбросов, наклоненных от платформы к бассейну, а также был широко развит основной магматизм. К концу накопления средней части уйской серии верхнего рифея в Южном Верхоянье существовал крупный бассейн, имевший черты сходства с современными пассивными окраинами, но, тем не менее, бассейн располагался внутри крупного докембрийского кратона, континентальная кора которого в Южном Верхоянье подверглась растяжению, но не полному разрушению. Окончательное разрушение древнего суперконтинента (Родиния), в состав которого входила и Сибирская платформа, произошло около 720 млн лет (Ernst и др., 2016). В тектонической истории Сибирской платформы это событие отвечает рифтовой стадии цикла Уилсона, на которой происходит дробление континентальной коры разрывами листрического типа с образованием грабенов, полуграбенов и горстов, заполнением грабенов обломочными континентальными осадками, внедрением даек основных пород, излияниями базальтов типа континентальных толеитов и утонением коры (Хаин, Ломизе, 2005). В конце позднего рифея на юго–восточной окраине Сибирской платформы произошло событие неясной тектонической природы, приведшие к формированию в основании юдомской серии венда локальных угловых несогласий (Худолей, 2003).

Отложения венда – нижнего девона («карбонатный палеозой») широко развиты на юге восточной окраины Сибирской платформы. Раннекембрийский рифтогенез привел к разрушению, по крайней мере частичному, восточной окраины платформы и появлению в

кембрии–ордовике глубоководного бассейна, что соответствует пост-рифтовому этапу (этапу пассивной окраины) цикла Уилсона. В дальнейшем происходит заполнение бассейна осадками и к середине среднего ордовика повсеместно устанавливаются мелководные обстановки карбонатной платформы, сохраняющиеся до среднего девона (Худолей, 2003). В среднем-позднем ордовике вдоль сочленения Кыллахской и Сетте-Дабанской зон происходит внедрение силлов и даек долеритов (Khudoley и др., 2013; Лебедева, 2012).

Со среднего девона и до серпуховского века раннего карбона (начала накопления верхоянского комплекса) на восточной окраине Сибирской платформы происходили интенсивные тектонические процессы, связанные с формированием рифтовых систем. Длительность этапа рифтогенеза составляла около 30–35 млн. лет, но в Южном Верхоянье рифтогенез не был одноактным. Период с карбона по мезозой отвечает этапу пассивной окраины. В позднем палеозое – триасе бассейн океанического типа, образовавшийся в результате девонского рифтогенеза, был засыпан осадками (Худолей, 2003).

Принципиальная схема формирования мезозойской складчато–надвиговой структуры, согласно А.К. Худолею и Г.А. Гурьеву, показана на рисунке 4 (Khudoley, Guriev, 2003; Худолей, 2003) и отражает представления, предшествующие настоящей работе, в частности, о реактивации позднерифейских листрических сбросов как надвигов в ходе мезозойской складчатости.

Последовательное омоложение гранитоидов с востока на запад от 132 до 98 млн лет свидетельствует о продвижении складчатости вкост простирания Западно-Верхоянского сектора по направлению к Сибирской платформе (Прокопьев, Дейкуненко, 2001).

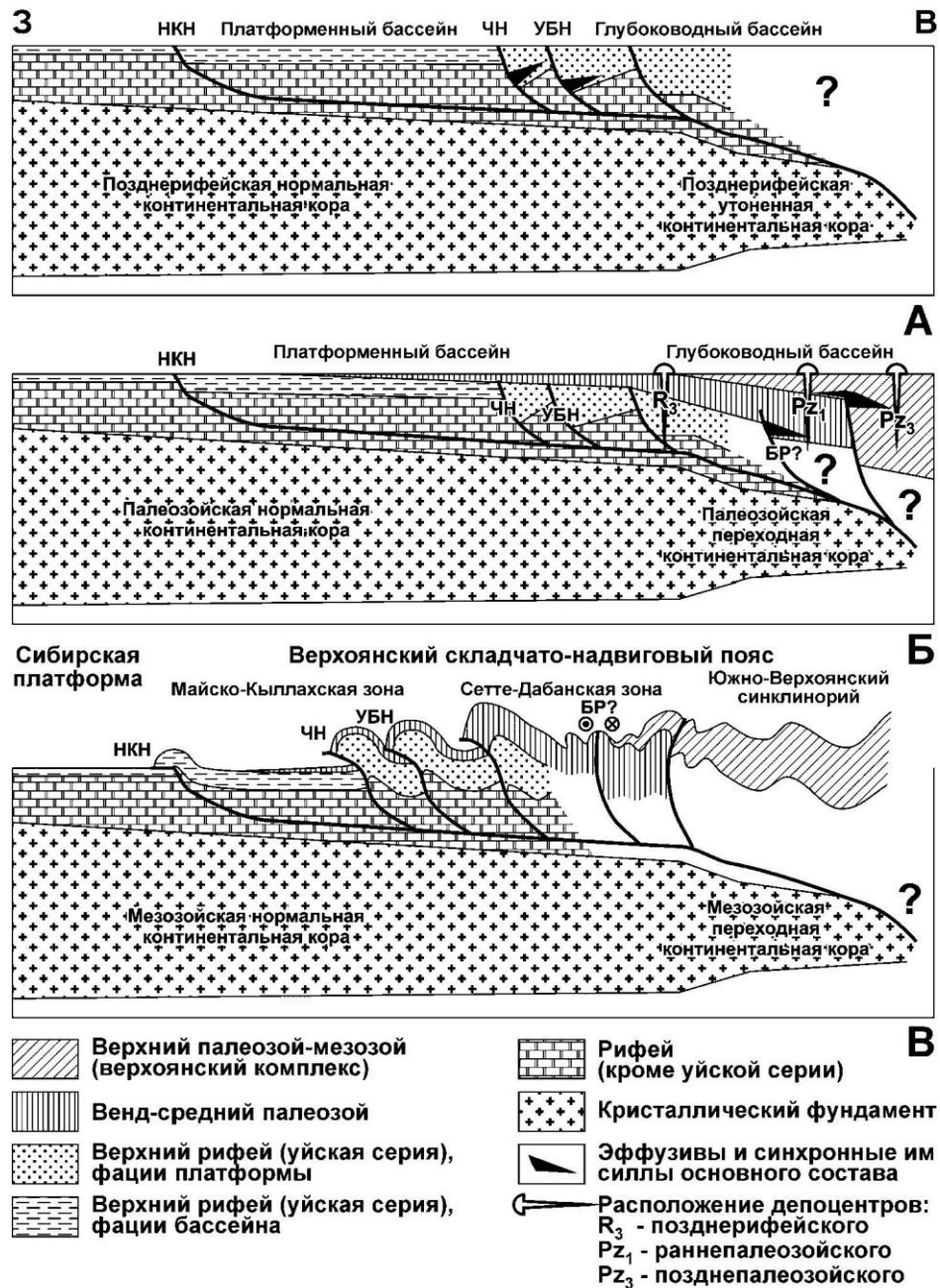


Рисунок 4. Принципиальная схема формирования Верхоянского складчато-надвигового пояса. А – заложение литрических сбросов в начале позднего рифея; Б – смещение в восточном направлении депоцентров позднерифейского, раннепалеозойского и позднепалеозойского осадочных бассейнов в ходе эволюции пассивной окраины; В – реактивация позднерифейских литрических сбросов как надвигов в ходе мезозойского тектогенеза и превращение осадочных бассейнов в складчато-надвиговую систему (Худолей, 2003).

Глава II. Майско-Кыллахская зона

2.1. Стратиграфия

Майско-Кыллахская зона является наиболее внешней (западной) зоной Южно-Верхоянского сектора (рис. 2). Майско–Кыллахская зона сложена отложениями рифея, венда, кембрия, нижнего карбона, нижней перми и нижней–средней юры с наибольшей суммарной мощностью около 15–16 км (Худолей, 2003).

Рифей. Стратиграфия и корреляция рифейских отложений региона отличаются своей сложностью и обсуждались в многочисленных работах советских и российских геологов (Неволин и др., 1978; Горбунов, 1979; Ян-жин-шин, 1983; Семихатов, Серебряков, 1983; Лосев и др., 1984; Сухоруков, 1986; Старников, 1990; Шапошников и др., 1999; Khudoley et al., 2001; Шишкин и др., 2010; Дымович и др., 2012; Соболев и др., 2017). Основу региональной стратиграфической шкалы рифейских отложений Учуро-Майского региона составляют крупные осадочные ритмы (серии), которые соответствуют главным этапам осадконакопления и обычно разделены региональными перерывами или несогласиями. Серии делятся на свиты, отвечающие стадиям осадконакопления и связанные постепенными переходами. В пределах региональных свит выделяются свиты, быстро выклинивающиеся по латерали (Семихатов, Серебряков, 1983).

Нижний рифей. Учурская серия. На севере региона в бассейне р. Белая к учурской серии относят терригенно-карбонатные трехгорную и димскую свиты мощностью 1100-1650 м и 1800-2000 м соответственно (Семихатов, Серебряков, 1983) или пионерскую (800 м), трехгорную (800-850 м), димскую (950 м) и белореченскую (1300 м) свиты (Ян-жин-шин, 1983). Раннерифейский возраст свит подтверждается тем, что они рассекаются дайкой долеритов с Sm-Nd изохронным возрастом 1339 ± 54 млн лет (Khudoley и др., 2007). Данные отложения обнажаются только в ядрах Горностахской и Эбейкехаятинской антиклиналей. Трехгорная свита в ядре Горностахской антиклинали (руч. Светлый) сложена песчаниками, алевролитами и доломитами, в димской встречаются также аргиллиты, общая мощность учурской серии может достигать 3650 м (Семихатов, Серебряков, 1983). Западнее, в ядре Эбейкехаятинской антиклинали, с трехгорной свитой можно коррелировать красноцветную карбонатно-терригенную толщу мощностью до 1300 м: кыллахскую, чагдалинскую и билегичээнскую свиты (Горбунов, 1979; Семихатов, Серебряков, 1983). В пределах хребта Эбейке-Хаята аналоги димской свиты отсутствуют, уничтоженные предталынским размывом (Семихатов, Серебряков, 1983).

В пределах Сибирской платформы Б.Б. Шишкин и соавторы, опираясь на разрез пробуренной в 1982 г. Мокуйской скважины, расположенной вблизи поселка Усть-Мая, выделяют гонамскую (песчаники и алевролиты с прослоями доломитов, 777 м) и омахтинскую (чередование песчаников, алевролитов и доломитов, 444 м) свиты учурской серии (Шишкин и др., 2010). Корреляция нижнерифейских свит в разных частях региона остается дискуссионной.

Средний рифей. Аимчанская серия. С угловым несогласием на отложениях учурской серии или на кристаллическом фундаменте залегают отложения аимчанской серии, которая представляет собой крупный трансгрессивный ритм, состоящий из двух свит – терригенной талынской (чередование пачек светлых песчаников и темных алевролитов и аргиллитов) и вышележащей терригенно-карбонатной светлинской (доломиты с пачкой темных терригенных пород). Мощности талынской и светлинской свит, составляют 300-480 и 310-550 м (Семихатов, Серебряков, 1983), или 150-250 и 150-450 м (Ян-жин-шин, 1983). На платформе в Мокуйской скважине мощности талынской и светлинской свиты определяются как 468 и 127 м соответственно (Шишкин и др., 2010).

Керпыльская серия. Керпыльская серия имеет трансгрессивно-регрессивное строение и объединяет три региональные свиты: терригенную тоттинскую (570-620 м на восточном крыле Горностахской антиклинали и 540 м на хребте Эбейке-Хаята), известняковую малгинскую (400-450 м в Горностахской антиклинали и 290 м в Эбейкехаятинской антиклинали) и доломитовую ципандинскую, мощность которой изменяется в пределах 200-530 м (Семихатов, Серебряков, 1983). На большей части Юдомо-Майского прогиба тоттинская свита с размывом налегает на верхние горизонты светлинских отложений. В типовых разрезах тоттинская свита представлена монотонной, преимущественно аргиллит-алевролитовой толщей. Малгинская свита представлена пестроцветными тонкоплитчатыми известняками, которые в верхней части переходят в сероцветные битуминозные известняки и более редкие доломиты. Ципандинская свита представлена светлыми тонкоплитчатыми и сахаровидными строматолитовыми доломитами (Семихатов, Серебряков, 1983).

В.А. Ян-жин-шин выделяет бикскую (115-350 м), мускельскую (230-310 м), тоттинскую (900-1000 м), малгинскую (250-400 м) и ципандинскую (250-440 м) свиты (Ян-жин-шин, 1983). На юге Майско-Кыллахской зоны в бассейне р. Мая Б.С. Неволин выделяет кондерскую свиту (360 м) вместо тоттинской (Неволин и др., 1978). На листе геологической карты масштаба 1 : 200 000 Р-53-XXIX, который расположен в пределах Кыллахско-Эбейке-

Хаятинского сегмента Южно-Верхоянского сектора, керпыльская серия подразделяется на бикскую (400 м), мускельскую (440 м), малгинскую (300 м) и ципандинскую (330 м) свиты (Ян-жин-шин, 1977). Мощности малгинской и ципандинской свит у различных авторов варьируют от 40 до 450 м и от 120 до 530 м соответственно. Возраст керпыльской серии ограничивается U-Pb возрастом самого молодого кластера обломочных цирконов 1120 ± 17 млн лет и Pb-Pb изохронной датировкой 1043 ± 14 млн лет карбонатов малгинской свиты (Khudoley и др., 2015).

Верхний рифей. Лахандинская серия. Данная серия отделена от ципандинских доломитов региональным перерывом или корой выветривания и хорошо обнажена в Горностахской антиклинали (Семихатов, Серебряков, 1983). Серия разделяется на нерюенскую и игниканскую свиты (Семихатов, Серебряков, 1983; Шишкин и др., 2010; Соболев и др., 2017) или на вильскую, эльдиканскую, саларскую и гренскую свиты (Старников, 1990; Сухоруков, 1986; Ян-жин-шин, 1983). На юге Майско-Кыллахской зоны Б.С. Неволин выделяет вильскую, мильконскую, нельканскую и игниканскую свиты (Неволин и др., 1978).

Нерюенская свита (550 м) сложена чередованием аргиллитов, доломитов и известняков с четкой ритмичностью и имеет трансгрессивный характер. Нижняя граница игниканской свиты (170-350 м) проводится по появлению розоватых или краснеющих при выветривании карбонатов. Свита представлена известняками и доломитами и имеет регрессивное строение (Семихатов, Серебряков, 1983).

Разрезы лахандинской серии в центральной части Майско-Кыллахской зоны описаны В.И. Сухоруковым (рис. 5) (Сухоруков, 1986).

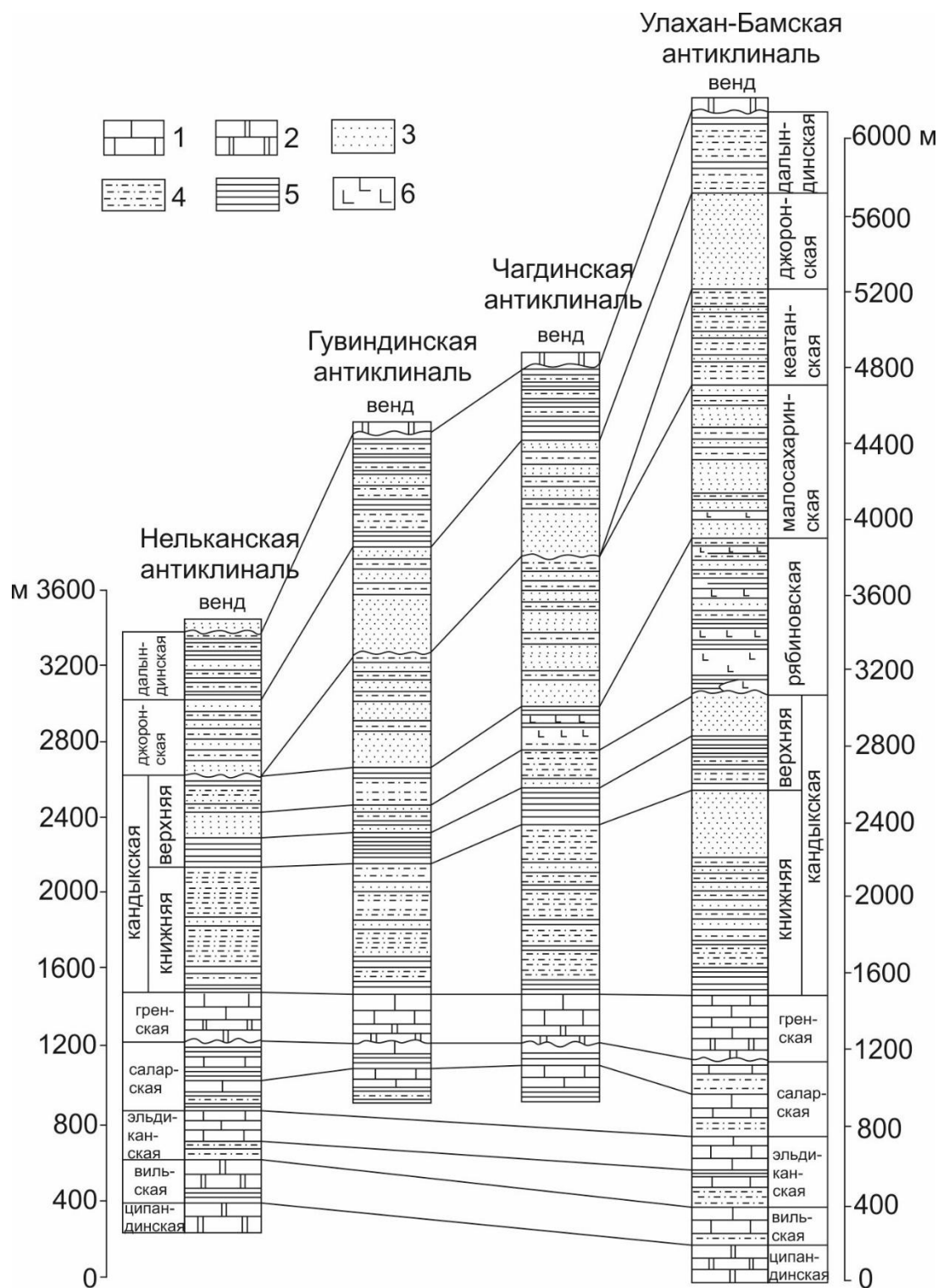


Рисунок 5. Сопоставление сводных разрезов верхнего рифея центральной части Кыллахского поднятия (Центрального сегмента Южно-Верхоянского сектора). 1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – песчаники, 4 – алевролиты, 5 – слюдисто-глинистые сланцы и аргиллиты, 6 – базальты, на основе (Сухоруков, 1986).

Вильская свита (180-200 м) сложена аргиллитами, алевролитами, мергелями, известняками и доломитами. Эльдиканская свита (329-380 м) имеет преимущественно терригенную нижнюю часть и карбонатную верхнюю. Саларская свита (307-320 м) имеет четырехчленное строение с чередованием терригенных и карбонатных пачек. Гренская свита (250-350 м) залегает с небольшим размывом и делится на три пачки: нижнюю – «цветных» строматолитовых доломитов, среднюю – микрофитолитовых (онколитовых) известняков и верхнюю – серых сланцеватых известняков с прослоями доломитов. В строении вильской, эльдиканской и саларской свит везде сохраняется четкая трансгрессивная ритмичность, а гренская являет собой слабо выраженный регрессивный ритм (Сухоруков, 1986).

На листе геологической карты масштаба 1 : 200 000 О-53-V мощности свит составляют: вильской – 150 м, эльдиканской – 240-250 м, саларской – 150-380 м, гренской – 200-220 м (Старников, 1990), то есть максимальная мощность серии составляет 1000 м. На соседнем к востоку листе О-53-VI мощность лахандинской серии составляет 1450 м (Лосев и др., 1984). На листе геологической карты Р-53-XXIX общая мощность лахандинской серии составляет 1090-1215 м (Ян-жин-шин, 1977).

Согласно данным Pb-Pb изохронного датирования, возраст лахандинской серии определяется как 1025 ± 40 млн лет (Семихатов и др., 2000).

Уйская серия. Уйская серия сложена мощными терригенными толщами и практически везде связана с лахандинской серии постепенным переходом и только в отдельных местах залегает с локальным размывом (Неволин и др., 1978; Семихатов, Серебряков, 1983).

Уйская серия подразделяется на кандыкскую и устькирбинскую свиты (Семихатов, Серебряков, 1983; Соболев и др., 2017), верхняя часть кандыкской свиты иногда выделяется как джабатымская свита на юге региона (Неволин и др., 1978; Старников, 1990) и как малосахаринская и джоронская на севере (Ян-жин-шин, 1983). Выше джоронской В.А. Ян-жин-шин также выделяет далындинскую свиту. В.И. Сухоруков разделяет уйскую серию на кандыкскую (900-1430 м), рябиновскую (770 м), малосахаринскую (550-900 м), кеатанскую (450-500 м), джоронскую (50-600 м) и далындинскую (400-500 м) свиты. Кандыкская свита отвечает первому регрессивному макроритму, рябиновская, малосахаринская, кеатанская и джоронская – второму, а далындинская начинает третий, не заверченный из-за предъюдомского размыва (Сухоруков, 1986).

Кандыкская свита наиболее широко распространена на западном склоне хр. Улахан-Бам и представлена чередованием алевроново-аргиллитовых и песчаниковых пачек с

преобладанием сероцветной окраски. В разрезах западных структур центральной части Кыллахского поднятия мощность свиты уменьшается с востока на запад, и в этом же направлении из уровня свиты исчезают характерные для Улахан-Бамской и Чагдинской антиклиналей силлы долеритов, суммарная мощность которых может достигать 600 м. Рябиновская свита выделена в связи с наличием локального предрябиновского размыва и ее вулканогенно-осадочным составом. Малосахаринская свита представлена полимиктовыми и граувакковыми песчаниками в нижней части и чередованием алевролитов и кварцевых песчаников в верхней части. В ее состав входят до семи базальтовых покровов. Мощности рябиновской и малосахаринской свит также сокращаются с востока на запад. В Нельканской антиклинали малосахаринская свита полностью выклинивается (Сухоруков, 1986).

Кеатанская свита представлена монотонным ритмом алевролитов, аргиллитов и песчаников и в центральной части Кыллахского поднятия распространена только в крайней восточной рифейской структуре – Улахан-Бамской антиклинали, а к западу выклинивается. Джоронская свита сложена преимущественно песчаниками. Датындинская свита представлена тонким чередованием зеленоватых алевролитов и слюдистых аргиллитов с подчиненным количеством алевропесчаников.

В междуречье Сахара-Юдома общая мощность уйской серии закономерно уменьшается к западу, имея следующие максимальные значения: 4,6; 3,5; 2,9 и 1,8 км в Улахан-Бамской, Чагдинской, Гувиндинской и Нельканской антиклиналях соответственно (рис. 5) (Сухоруков, 1986). Б.С. Неволин и др. приводят следующие мощности: до 1900 м для кандыкской, до 2400 м для джабатымской и до 1300 м для устькирбинской свиты (Неволин и др., 1978).

На листе геологической карты масштаба 1 : 200 000 Р-53-XXIX уйская серия состоит из кандыкской (580-655 м) и устькирбинской (412-1065 м) свит (Ян-жин-шин, 1977), а на листе Р-53-XXX из кандыкской (750 м), малосахаринской (440 м), джоронской (400 м) и датындинской свит (160 м) (Старников, 1993). На листе геологической карты О-53-V уйская серия состоит из кандыкской (850-1150 м), джабатымской (450 м) и устькирбинской (300-750 м) свит (Старников, 1990).

Возраст силлов, предположительно комагматичных покровов малосахаринской свиты, определявшийся U-Pb методом по бадделеиту и Sm-Nd изохронным методом, варьирует в пределах 940-1000 млн лет (Павлов и др., 2002; Khudoley et al., 2007). U-Pb возраст самого

молодого кластера обломочных цирконов из далындинской свиты составляет 920 ± 45 млн лет (Khudoley и др., 2015).

Венд. Юдомская серия. М.А. Семихатов и С.Н. Серебряков выделяют аимскую и устьюдомскую свиты юдомской серии с мощностями около 60 и 200 м соответственно (Семихатов, Серебряков, 1983). Другие авторы разделяют серию на юкандинскую и сарданинскую свиты с мощностями в первые сотни метров (Старников, 1990; Шишкин и др., 2010). Юкандинская свита сложена известняками, доломитами и мергелями, а сарданинская доломитами, известняками, песчаниками с прослойками туфов (Старников, 1990). На восточном крыле Горностахской антиклинали с юдомской серией коррелируются начарская (песчаники), яланская (известняки, доломиты) малская (красноцветные аргиллиты), токурская (доломиты) и нижняя часть сытыгинской (песчаники, алевролиты, прослойки доломитов) свиты общей мощностью около 1100-1200 м (Гогин и др., 1978а; Ян-жин-шин, 1983; Худолей, 2003).

В пределах листа О-53-V мощность вендских отложений достигает 450 м (Старников, 1990), а на листе О-53-VI юдомская свита мощностью 600 м была отнесена к нижнекембрийским отложениям, но они являются вендскими (Лосев и др., 1984). В пределах листа Р-53-XXIX вендские отложения мощностью 100-265 м также отнесены к юдомской свите нижнего кембрия (Ян-жин-шин, 1977). На листе Р-53-XXX вендские отложения имеют мощность 500 м (Старников, 1993).

Кембрий. Кембрийские отложения на большей части Майско-Кыллахской зоны представлены нижнекембрийской пестроцветной, ниже-среднекембрийской иниканской, среднекембрийской чайской, средне-верхнекембрийской усть-майской и верхнекембрийской кербинской свитами суммарной мощностью 330-485 м в пределах листа О-53-V (Старников, 1990), 1600-2000 в пределах листа О-53-VI (Лосев и др., 1984), 850-1230 м в пределах листа Р-53-XXIX (Ян-жин-шин, 1977). По составу преобладают в различной степени глинистые известняки, нередко чередующиеся с аргиллитами, в верхней части разреза содержащие пласты брекчий. Исключением является иниканская свита, в составе которой преобладают черные нередко кремнистые аргиллиты. В восточном направлении увеличивается мощность свит и содержание глинистого материала (Гогин и др., 1978b).

Ордовик. Отложения нижнего и среднего ордовика имеют ограниченное распространение на стыке Сибирской платформы и северного окончания Майско-Кыллахской зоны, где представлены известняками с тонкими прослоями аргиллитов общей

мощностью около 400 м (Старников, 1990). В пределах листа О-53-VI мощность ордовикских отложений достигает 2000 м (Лосев и др., 1984).

Карбон – пермь. В южной части Майско-Кыллахской зоны на отложениях среднего и верхнего кембрия незначительным угловым несогласием залегают известняки нижнекаменноугольной бомнахской толщи до 230 м мощностью (Дымович и др., 2012). Они несогласно перекрывается отложениями ытыгинской свиты позднего карбона и ранней перми, представленными чередованием алевролитов, песчаников и аргиллитов. К северу от р. Юдома отложения ытыгинской свиты имеют мощность 1045-1200 м, срезают отложения бомнахской толщи и залегают на породах среднего-верхнего кембрия (Старников, 1990). В пределах листа О-53-V отложения ытыгинской свиты мощностью 200 м несогласно залегают на ордовикских, а суммарная мощность пермских отложений составляет 845-1050 м (Старников, 1990).

Юра. Отложения юры с незначительным угловым несогласием залегают на ытыгинской свите на востоке Майско-Кыллахской зоны и на средне- и верхнекембрийских толщах на западе Майско-Кыллахской зоны и в соседних частях Сибирской платформы. На востоке Майско-Кыллахской зоны юрские отложения представлены только песчаниками укугутской свиты около 300-360 м мощности, в западном направлении разрез наращивается за счет появления песчано-глинистых отложений верхов нижней и средней юры с увеличением мощности до 1000 м (Старников, 1990; Дымович и др., 2012). В пределах листа О-53-V юрские отложения несогласно залегают на нижнепермских (Старников, 1990).

Четвертичные отложения на рассматриваемой территории аллювиальные и ледниковые (Старников, 1990).

2.2. Тектоника

Майско-Кыллахская зона имеет покровно-надвиговое строение (Прокопьев, 1989). Структура зоны определяется листрическими надвигами, крутыми вблизи земной поверхности и переходящими на глубине в полого погружающиеся к востоку срывы, приуроченные к глинистым горизонтам нижнего и среднего рифея (Parfenov, Prokoriev, Gaiduk, 1995). Основными разломами Кыллахской зоны являются: Окраинный, Эбейке-Хаятинский, Кыллахский, Нельканский, Гувиндинский, Чагдинский и Улахан-Бамский надвиги (рис. 2). Амплитуды горизонтального перемещения по надвигам могут достигать первых десятков километров (Прокопьев, Дейкуненко, 2001).

Центральная и южная части Майско-Кыллахской зоны представляют собой типичный передовой чешуйчатый веер (Boyer, Elliott, 1982; Morley, 1986), то есть систему надвигов, ответвляющихся от общего базального срыва, при этом наибольшее перемещение фиксируется по внешнему надвигу (рис. 6). Базальные надвиги – Окраинный, Эбейке-Хаятинский, Кыллахский и Нельканский располагаются внутри осадочного чехла на различных стратиграфических уровнях от нижнего рифея до венда, что предполагает наличие поперечных уступов в рельефе поверхности регионального срыва – рампов (ramp) и может быть связано со строением древнего бассейна осадконакопления (Худолей, 2003). Примерное расположение рампов отмечено на рисунке 2. На рисунке 6 приведены разрезы через Майско-Кыллахскую зону в интерпретации А.К. Худолея и Г.А. Гурьева (Khudoley, Guriev, 2003; Худолей, 2003). Ими предполагается, что увеличение с запада на восток мощностей отложений верхнего рифея при переходе через надвиги столь значительно, что фиксируется даже на реставрированных разрезах, указывая на то, что, по крайней мере, часть разломов сформировалась еще в рифее в виде синхронных осадконакоплению сбросов, реактивированных в меловое время как надвиги. Величина горизонтального сокращения для приведенных разрезов может достигать 35-40 км и оценивается как примерно 30% от первоначальной ширины Майско-Кыллахской зоны.

Для восточной части Южно-Верхоянского сектора также характерно наличие поперечных сдвигов – это наиболее молодые разломы, рассекающие все складки и разломы субмеридионального простирания, причем разломы северо-восточного простирания имеют правосдвиговые перемещения, а разломы северо-западного простирания – левосдвиговые. Выдержанность ориентировки сдвигов говорит об однородности породившего их поля

напряжений с приблизительно субширотной осью сжатия. Сдвиги, скорее всего, позднемелового возраста (Прокопьев, Дейкуненко, 2001; Худолей, 2003).

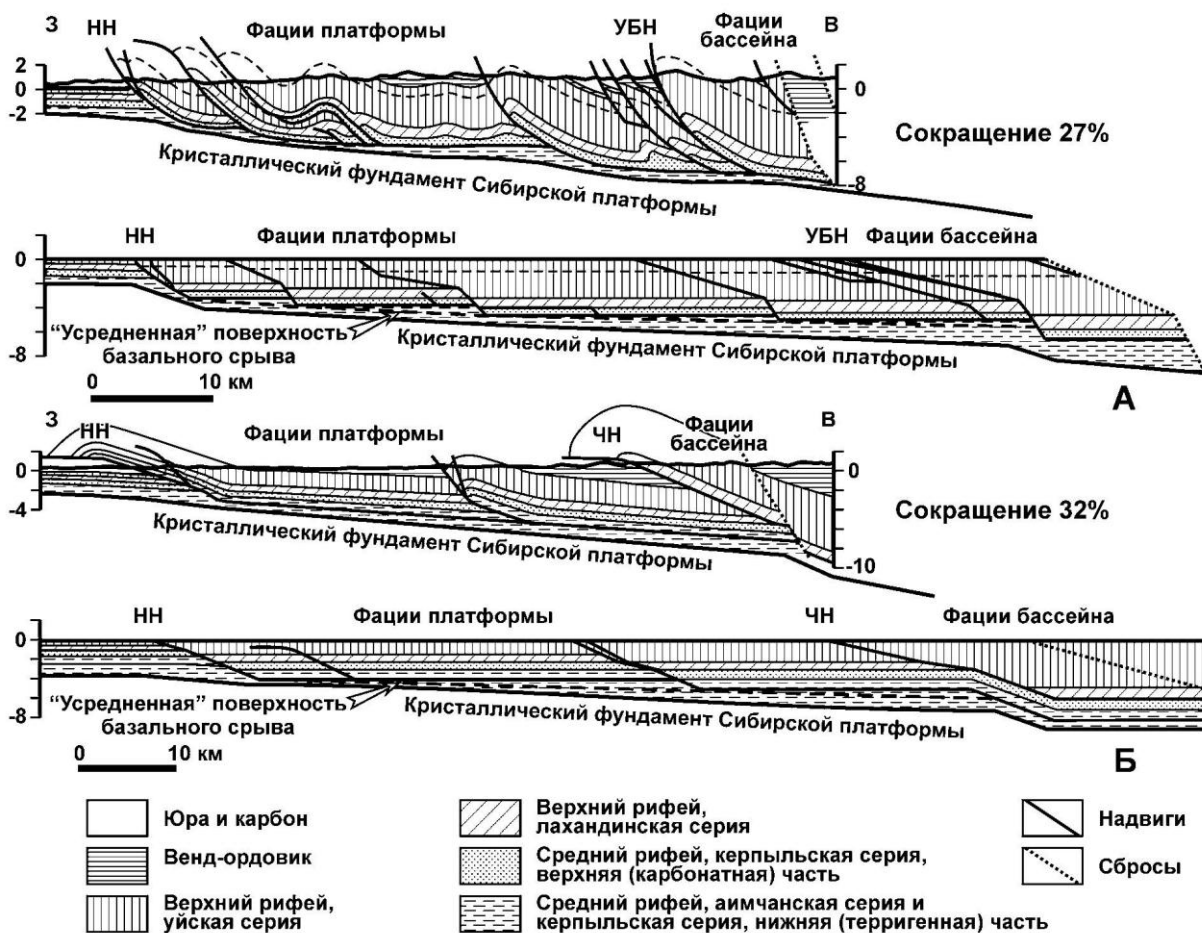


Рисунок 6. Линейно сбалансированные и реставрированные разрезы через Майский сегмент Майско–Кыллахской зоны. А – 25 км к северу от р. Юдомы, Б – 50 км к югу от р. Юдомы. Сокращения: НН – Нельканский надвиг, УБН – Улахан–Бамский надвиг, ЧН – Чагдинский надвиг (Khudoley, Guriev, 2003; Худолей, 2003).

Типичный пример строения зоны фронтальных надвигов рассмотрен А.В. Прокопьевым (Прокопьев, 1989) в северной части Кыллахского надвига, где выделяются две надвиговые структуры – Алданский дуплекс и Джие-Аппинский чешуйчатый веер. На рисунке 7 приведены сбалансированный и реставрированный разрезы через эти структуры. Величина сокращения (L_1/L_0), определяемая по отношению современной ширины надвиговой системы (L_1), измеряемой вкрест простирания, к первоначальной ширине (L_0), составляет 0,37 для дуплекса и 0,55 для чешуйчатого веера (Прокопьев, 1989).

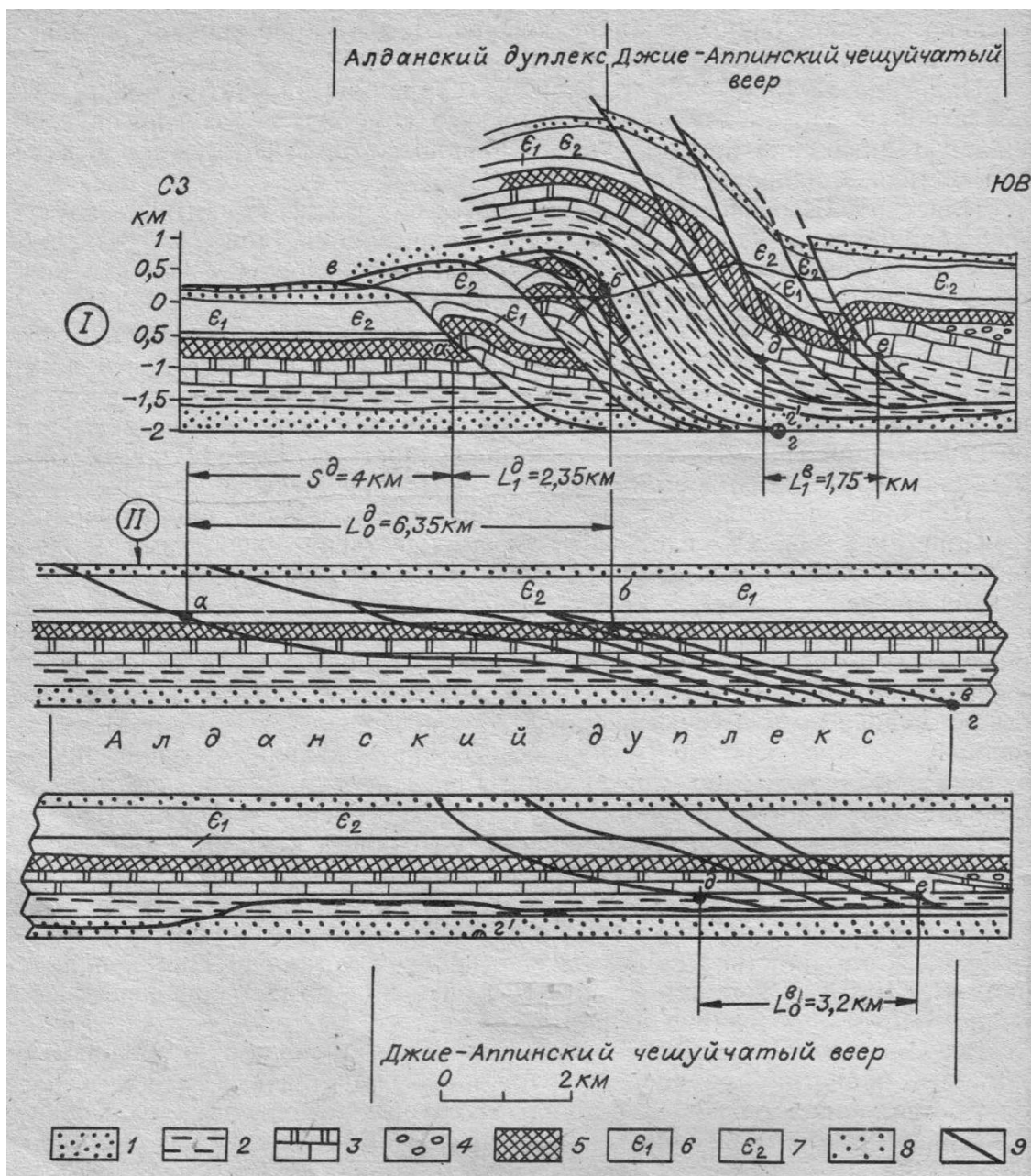


Рисунок 7. Сбалансированный (I) и реставрированный (II) разрезы Кыллахской гряды. Обозначения: 1-4 – рифей (1 – кыллахская, 2 – бикская и мускельская, 3 – малгинская и фирская свиты, 4 – лахандинская серия); 5 – венд, сарданинская свита; 6-7 – кембрий; 8 – юра; 9 - разломы (Прокопьев, 1989).

С.В. Малышевым и др. (Малышев и др., 2018) приводится разрез через Майско-Кыллахскую и Сетте-Дабанскую зоны с датировками, полученными по трекам осколков спонтанного деления урана по апатиту и циркону (рис. 8). Начало надвигообразования в

западной части Южно-Верхоянского сектора определяется образом вендских песчаников из западной части Сетте-Дабанской зоны около границы с Майско-Кыллахской зоной, который имеет наиболее древнюю ZFT (датирование по трекам осколков спонтанного деления урана по циркону) датировку 162 ± 14 млн лет (начало поздней юры). Вторая фаза надвигообразования происходила 115–130 млн лет (ранний мел), что показывают ZFT датировки образцов из Горностахской антиклинали. ZFT возрасты 90–92 млн лет (начало позднего мела) кембрийского и ордовикского образцов из Сетте-Дабанской зоны отражают последнюю и, видимо, основную фазу подъема и эрозии Южного Верхоянья, которая продолжалась приблизительно до 70 млн лет (конца позднего мела), что фиксируется AFT возрастными (датирование по трекам осколков спонтанного деления урана по апатиту) (Малышев и др., 2018).

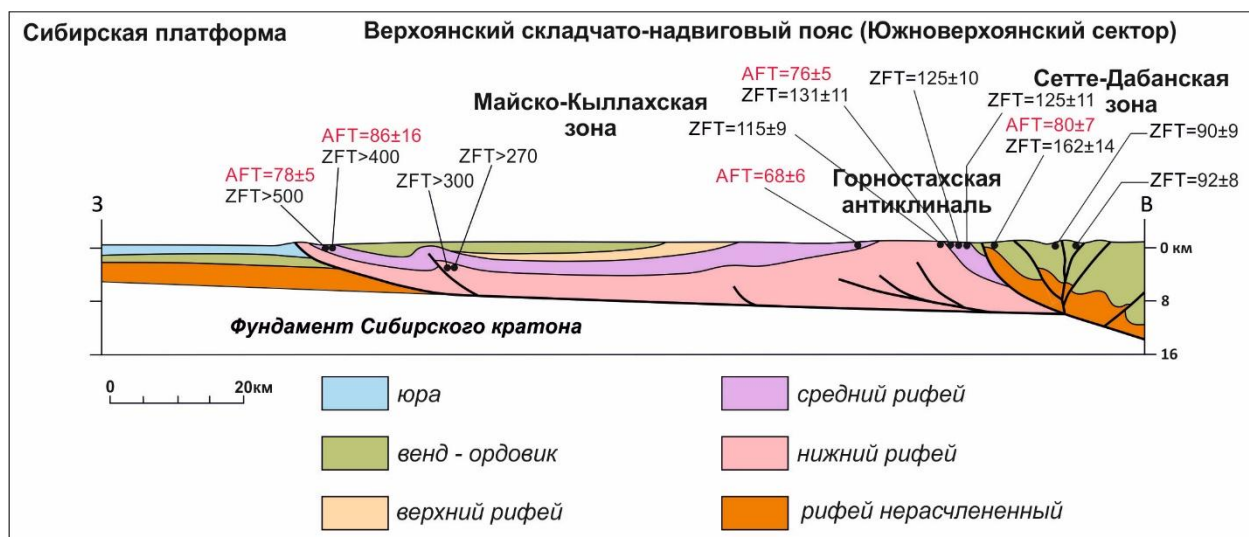


Рисунок 8. Схематический разрез через Кыллахскую и Сетте-Дабанскую зоны по широте р. Белая с результатами AFT и ZFT датировок, по (Малышев и др., 2018).

Термическое моделирование по апатиту позволило установить наиболее молодой этап эрозии около 20–30 млн лет, который косвенно указывает на возобновление тектонической активности в регионе на рубеже палеогена и неогена. В пределах Майско-Кыллахской зоны геологических свидетельств событий этого возраста нет, но в расположенной севернее Нижнеалданской впадине накопление толщи конгломератов мощностью в несколько сотен метров происходило в олигоцене, что примерно соответствует возрасту выделяемого этапа (Малышев и др., 2018).

Преобладающими складчатыми структурами Майско-Кыллахской зоны являются антиклинали приразломного изгиба (fault–bend fold), также отмечаются антиклинали окончания разлома (fault–propagation fold). Эти сравнительно узкие сжатые антиклинали разделяются широкими корытообразными синклиналями (Худолей, 2003). Складки на западном крыле Сетте-Дабана опрокинуты на запад, в сторону платформы, а на восточном крыле наклонены или опрокинуты на восток, в сторону Южно-Верхоянского синклинория (Прокопьев, 1989).

В пределах Кыллахско-Эбейке-Хаятинского сегмента (рис. 2) установлены складки двух генераций. Складки первой генерации изоклиналильные с наклоном осевых плоскостей к юго-востоку ($120-140^\circ$), шарниры пологие ($0-25^\circ$), погружаются в северо-восточном направлении. Наложённая деформация отмечается по искривлению осевых поверхностей и шарниров складок первой генерации. Складки второй генерации открытые, осевые поверхности наклонены к юго-западу ($220-240^\circ$), шарниры погружаются в юго-восточном направлении. Характерны многочисленные пологие послонные срывы с азимутом падения $150-170^\circ$ (Прокопьев, 1989).

В западной части Центрального сегмента (рис. 2) – Нельканской надвиговой системе – выделяется шесть перекрывающих друг друга тектонических пластин мощностью от 20 до 200 м. Широко развиты складки различной степени сжатости и морфологии; преобладают цилиндрические складки, но отмечаются и конические. Осевые плоскости складок преимущественно погружаются на запад и юго-запад под углами от 20° до 80° , но локально присутствуют складки с обратной вергентностью. Шарниры складок погружаются как на юго-восток ($110-150^\circ$), так и северо-восток ($10-40^\circ$) под углами до 30° . В тылу Нельканской надвиговой системы распространены концентрические складки цилиндрического типа, интенсивность складчатости уменьшается к востоку (Прокопьев, 1989). Во фронтальной зоне Чагдинской надвиговой системы в пределах Центрального сегмента породы рифея смяты в открытые и изоклиналильные цилиндрические, концентрические складки. Шарниры складок пологие, погружаются в северо-восточном направлении, осевые плоскости под углами $50-70^\circ$ наклонены в основном на юго-восток. Распространены складки шириной до 50 м, в замках которых развита мелкая складчатость с амплитудой 2-10 см, подчинённая общей структуре крупной складки (Прокопьев, 1989).

В пределах Майского сегмента в Нельканской надвиговой системе (рис. 2) устанавливаются складчатые деформации двух генераций. Складки первой генерации

изоклинальные, цилиндрические с наклоном осевых плоскостей к восток-юго-востоку ($100-110^\circ$), шарниры полого ($0-25^\circ$) погружаются в северо-северо-восточном и юго-юго-западном направлениях. Наложённые деформации отмечаются по искривлению осевых плоскостей и шарниров складок первой генерации. Складки второй генерации открытые, цилиндрические, осевые плоскости наклонены на юго-восток ($150-160^\circ$), шарниры погружаются на юго-запад (Прокопьев, 1989). В Гувиндинской надвиговой системе также отмечаются редкие наложенные складки третьей генерации по искривлению и крыльев и замков складок первой и второй генерации. Во фронте Чагдинской надвиговой системы породы далындинской свиты смяты в крупную Юдомо-Майскую антиклиналь шириной около 8 км. В хинтерланде Чагдинской надвиговой системы отложения кунгурской свиты нижней перми смяты в интенсивные складки (Прокопьев, 1989).

2.3. Магматизм

На территории Майско-Кыллахской зоны встречаются силлы и дайки основного состава позднерифейского, ордовикского и, вероятно, девонского возрастов. Значительно более интенсивный магматизм Сетте-Дабанской зоны в настоящей работе не рассматривается.

Позднерифейские интрузии наиболее распространены в хребте Улахан-Бам и имеют возраст 940-1005 млн лет. Интрузии представлены силлами, дайками и покровами основного состава, связанными с рифтовыми событиями (Худолей, 2003). Согласно В.И. Сухорукову, в состав рябиновской и малосахаринской свит входят базальтовые покровы (Сухоруков, 1986). Силлы залегают в породах уйской серии и размыты при формировании юдомской свиты. Принадлежность даек к позднерифейским определялась по сходству минерального состава, структурно-текстурных признаков, степени вторичных изменений, пространственной близости к силлам (Ян-жин-шин, 1977).

В северной части Майского сегмента мощность силлов колеблется в пределах 3-50 м, протяженность – от нескольких сотен метров до 30 км. Дайки имеют субширотное простирание, протяженность 1-3 км, мощность 3-15 м и падение 75-90° (Старников, 1990). В северной части Центрального сегмента силлы протягиваются на несколько десятков километров и имеют мощность до 170 м, но мощность большинства из них 15-60 м. Особенно многочисленны силлы в кандыкской свите. Дайки немногочисленны, вертикальные или крутопадающие, мощностью до 30 м, протяженностью до 12 км (Сухоруков, 1986; Ян-жин-шин, 1977).

Интрузии представляют собой темно-зеленые, темно-серые, серые преимущественно массивные мелко-, средне- и крупнозернистые долериты, маломощные дайки и силлы сложены тонкозернистым долеритом (Ян-жин-шин, 1977). По химическому составу близки к континентальным толеитам (Ян-жин-шин, 1983).

Ордовикские интрузии основного состава в хребте Сетте-Дабан объединяются в суордахский комплекс и характеризуются щелочными и субщелочными высокотитанистыми магмами (>3 вес. % TiO₂) (Khudoley и др., 2013).

Суордахские силлы и дайки сложены долеритами от тонко- до среднезернистых. В центральной части хребта Сетте-Дабан на обоих крыльях Горностахской антиклинали преобладают субвертикальные дайки меридионального простирания. Они пересекают отложения от нижнерифейских до кембрийских, имеют мощность от нескольких метров до

100 м и прослеживаются на расстояния от 5-10 до 100 км. Возраст интрузий суордахского комплекса определяется U-Pb датированием как примерно 450-460 млн лет (Khudoley et al., 2013).

Девонские интрузии представлены силлами, дайками и покровами основного состава, связанными с рифтовыми событиями среднего и позднего девона. Большинство силлов встречаются в отложениях кембрия-силура Сетте-Дабанской зоны, тогда как дайки секут все додевонские отложения, но не встречаются в девонских или более молодых отложениях (Ян-жин-шин, 1983; Прокопьев и др., 2001; Худолей, 2003).

В северной части Майского сегмента дайки, условно относимые к девонскому возрасту, имеют меридиональное и субмеридиональное простирание, аналогичное ордовикским дайкам. Мощность составляет 2-15 м, протяженность – от первых сотен метров до 20 км. Залегание обычно наклонное с падением на восток 60-85°, реже на запад 70-85° (Старников, 1990). В северной части Центрального сегмента дайки имеют мощность 2-35 м и прослеживаются на 50-60 км, большая часть меридиональна с наклоном 55-75° к востоку, но встречаются и субширотные (Ян-жин-шин, 1977).

По составу интрузии темно-зеленые, темно-серые мелко- и среднезернистые массивные долериты, часто сосюритизированные, от толеитовых до щелочных (Ян-жин-шин, 1983; Прокопьев и др., 2001; Худолей, 2003).

Глава III. Структурно-геологические методы

3.1. Метод сбалансированных разрезов

Важной частью структурной интерпретации является восстановление геологического разреза до исходного, недеформированного состояния, что возможно с помощью метода сбалансированных разрезов. Он широко применяется для построения геометрически непротиворечивых структурных разрезов через надвиговые пояса (Прокопьев, 1989; Гайдук, Прокопьев, 1999; Khudoley and Guriev, 2003; Lingrey and Vidal-royo, 2015; Cawood and Bond, 2019).

Различают три модификации метода: равной длины, равной площади и опорных слоев. В настоящей работе применена модификация равной длины. Основное ее допущение – сохранение длины и толщины слоев в процессе деформации (Гайдук, Прокопьев, 1999). Предполагается, что объем при деформации не меняется, а деформацией вдоль оси складок можно пренебречь (Кирмасов, 2011). Для проверки того, является ли разрез сбалансированным, его разворачивают в недеформированное состояние, то есть распрямляют складки горных пород и смещают слои по разломам в обратном направлении. Если разрез сбалансирован (balanced), то на реставрированном (restored), или восстановленном, разрезе все слои должны совместиться вдоль траектории надвигов без пробелов и перекрытий (Гайдук, Прокопьев, 1999). При этом длина слоев для различных горизонтов должна приблизительно совпадать, а траектории разломов на реставрированном разрезе должны иметь геометрически логичную форму. То есть сбалансированный разрез – это такой разрез, который может быть развернут в геометрически непротиворечивое недеформированное состояние, а реставрированный разрез – это разрез, развернутый в такое состояние.

Геологический разрез не является сбалансированным до тех пор, пока не будет представлена допустимая (admissible) восстановленная версия. Сбалансированный разрез не обязательно является правильным, но разрез, который нельзя сбалансировать, не может быть верным. Впервые балансировка была применена К. Дальстромом в 1950-60-х годах для разреза через Канадские Скалистые горы в Альберте (Fossen, 2016; Woodward, Boyer, Suppe, 1989).

Для построения сбалансированного разреза необходима геологическая карта и знание мощностей литостратиграфических подразделений. Линия профиля выбирается вкрест простирания структур. Нужно учитывать, как изменяются мощности литостратиграфических подразделений вдоль выбранного профиля. Далее требуется оценить глубину до автохтона

(depth to basement), что наиболее надежно можно сделать по сейсмическим и буровым данным. Стратиграфическое положение кровли автохтона (детачмента) может быть также определено по структурной ситуации на поверхности. Детачмент приурочен к отложениям, которые на поверхности залегают в основании чешуй первого порядка и субпараллельны плоскости подошвенного надвига (Гайдук, Прокопьев, 1999). Помимо сейсмических исследований, возможно также применение других геофизических методов: магниторазведки, гравиразведки и магнитотеллурического зондирования, но эти методы являются менее надежными (Woodward, Boyer, Suppe, 1989).

После этого нужно выбрать линию сколки или пин-линию (pin-line) – вертикальную или близкую к вертикальной линию отсчета, относительно которой далее измеряется длина слоев. Пин-линию предпочтительно помещать в недеформированной части разреза перед фронтом надвиговой системы. Для крупных складок выбираются локальные пин-линии, относительно которых распрямляются слои. Это предполагает чистый сдвиг (simple shear) для незакрепленных частей складки в процессе распрямления. Обычно пин-линии устанавливают в осевых плоскостях складок, и в таком случае чистый сдвиг происходит на крыльях складок (Woodward, Boyer, Suppe, 1989).

Далее поверхностные структуры проецируются на глубину, причем вначале проецируются пликативные формы (складки) до отложений, имеющих такой же возраст, как и отложения, с которыми связан детачмент, или до надвигов. Построенный разрез разворачивается в недеформированное состояние и производится проверка восстановленного разреза (Гайдук, Прокопьев, 1999). При необходимости, если длина линий различных горизонтов существенно различается, или надвиги на реставрированном разрезе изменяют свою траекторию, производится коррекция исходного разреза до тех пор, пока он не станет сбалансированным.

Метод построения сбалансированных разрезов реализован в программе Move (Midland Valley). Для развертки разреза использовался инструмент 2D Unfolding, алгоритм Line Length (рис. 9). Алгоритм разворачивает деформированные линии в прямые с сохранением их длины. Развертка для поверхностей, ограничивающих каждый слой, производится относительно точки пересечения соответствующей поверхности и линии сколки.

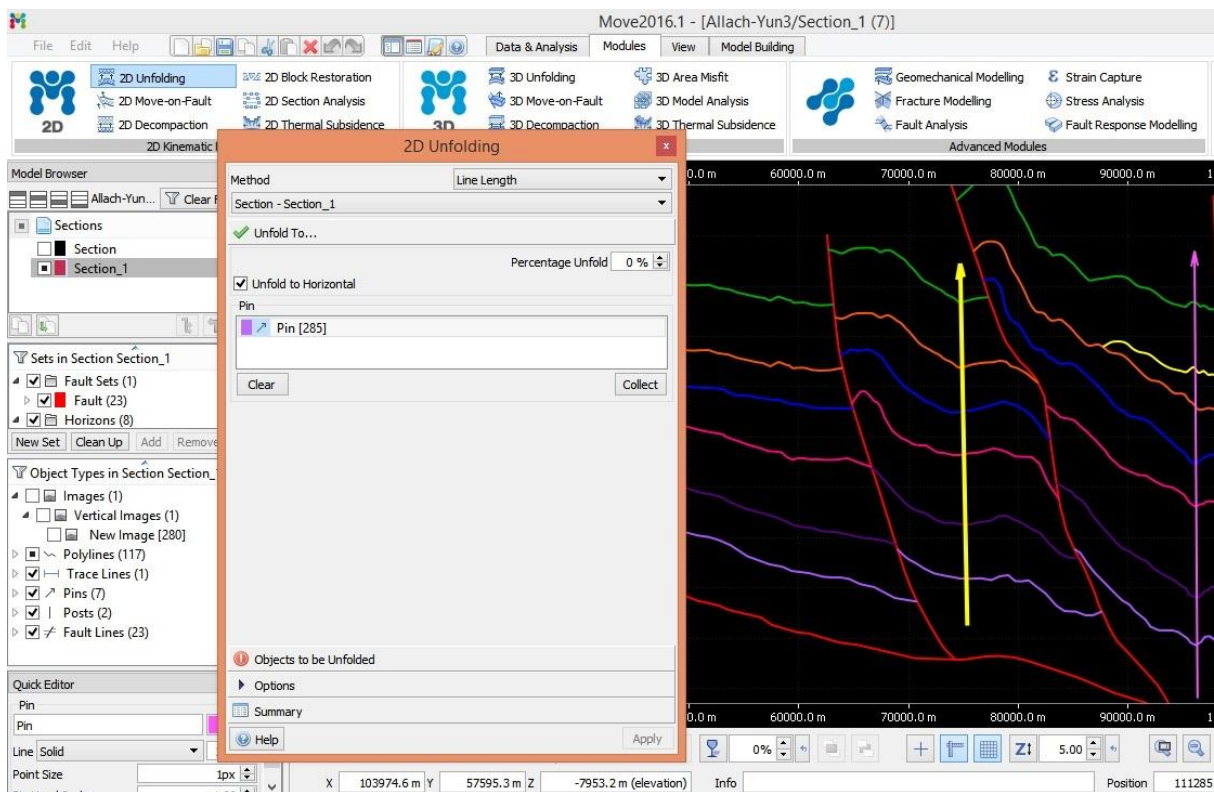


Рисунок 9. Окно программы Move, инструмент 2D Unfolding.

Для сбалансированного разреза можно рассчитать сокращение поверхности, произошедшее в результате образования складчато-надвиговой системы, по формуле:

$$A = \frac{(L - L_0)}{L} \cdot 100\%$$

где A – сокращение поверхности в процентах, L – длина линий между двумя точками в недеформированном состоянии (на реставрированном разрезе), L_0 – расстояние между этими точками на сбалансированном разрезе (Ramsay, Huber, 1987).

3.2. Азимутальные проекции

Азимутальные проекции в структурной геологии используются с 20-х годов XX века. Проекция сферических координатных линий на плоскости называется сеткой. При изображении сферической поверхности на плоскости неизбежны искажения, их характер зависит от особенностей проекции: различают равноугольную (сетка Вульфа) и равноплощадную (сетка Шмидта) проекции (рис. 10). Особенностью сетки Шмидта является равная площадь всех элементарных ячеек сетки (рис. 10) (Родыгин, 1992).

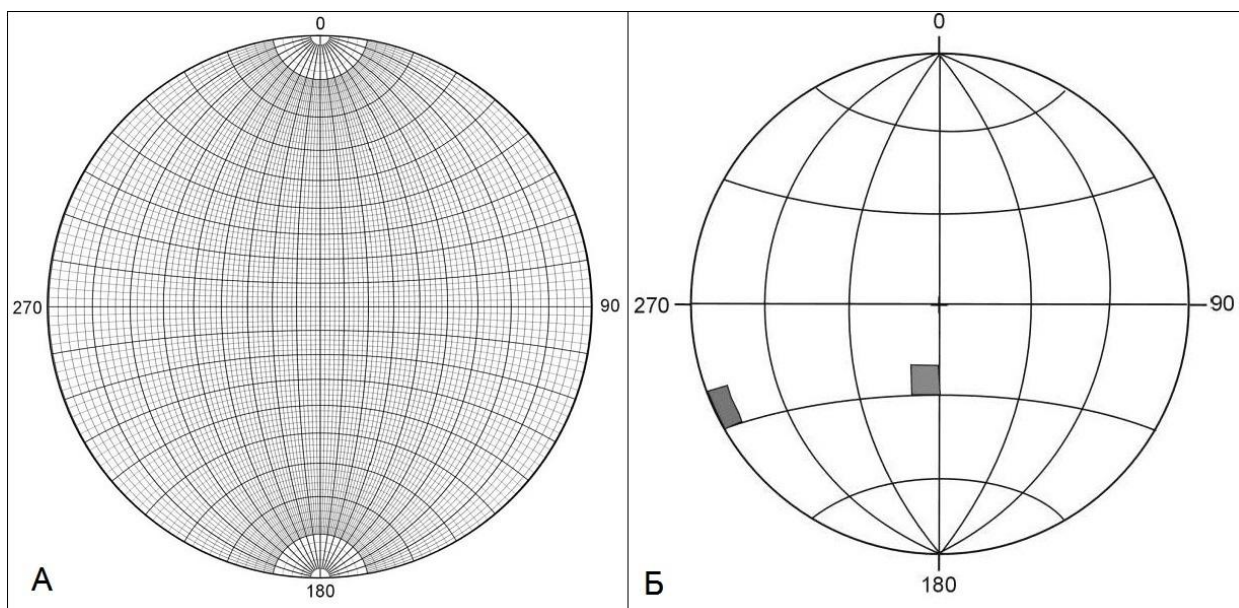


Рисунок 10. А – равноугольная экваториальная сетка (сетка Г.В. Вульфа), Б – равноплощадная экваториальная сетка (Сетка В. Шмидта). Серые прямоугольники имеют равную площадь (Ребецкий и др., 2017).

Проектирование на плоскость можно проводить с нижней или верхней полусферы. Проекцией плоскости, проходящей через центр сферы, является дуга большого круга. Нормаль к плоскости (полюс) проецируется как точка (Родыгин, 1992).

Обрабатывать на азимутальных проекциях данные по элементам залегания слоистости горных пород, кливажа, трещин и жил, а также рассчитывать ориентировку шарниров и осевых плоскостей складок позволяет программа Stereonet 10.0 (Allmendinger, 2018; Allmendinger, Cardozo, Fisher, 2012; Cardozo, Allmendinger, 2013). В ней используется сетка Шмидта, проекция нижней полусферы. Инструмент Contour позволяет строить контурные диаграммы концентраций элементов залегания на единицу поверхности (рис. 11). С помощью инструмента Mean Vector возможно осреднение элементов залегания для каждого из крыльев складки, и далее с помощью инструмента Axial Plane Finder находится осевая плоскость. Инструмент Cylindrical Best Fit позволяет рассчитать собственные вектора (eigenvectors) (точки 1-3 на рис. 11), где точка 3 отвечает шарниру складки, а точки 1 и 2 лежат на дуге большого круга наибольшего соответствия (best fit great circle) и, в частном случае, могут совпадать с полюсом к одному из крыльев складки (Allmendinger, 2018).

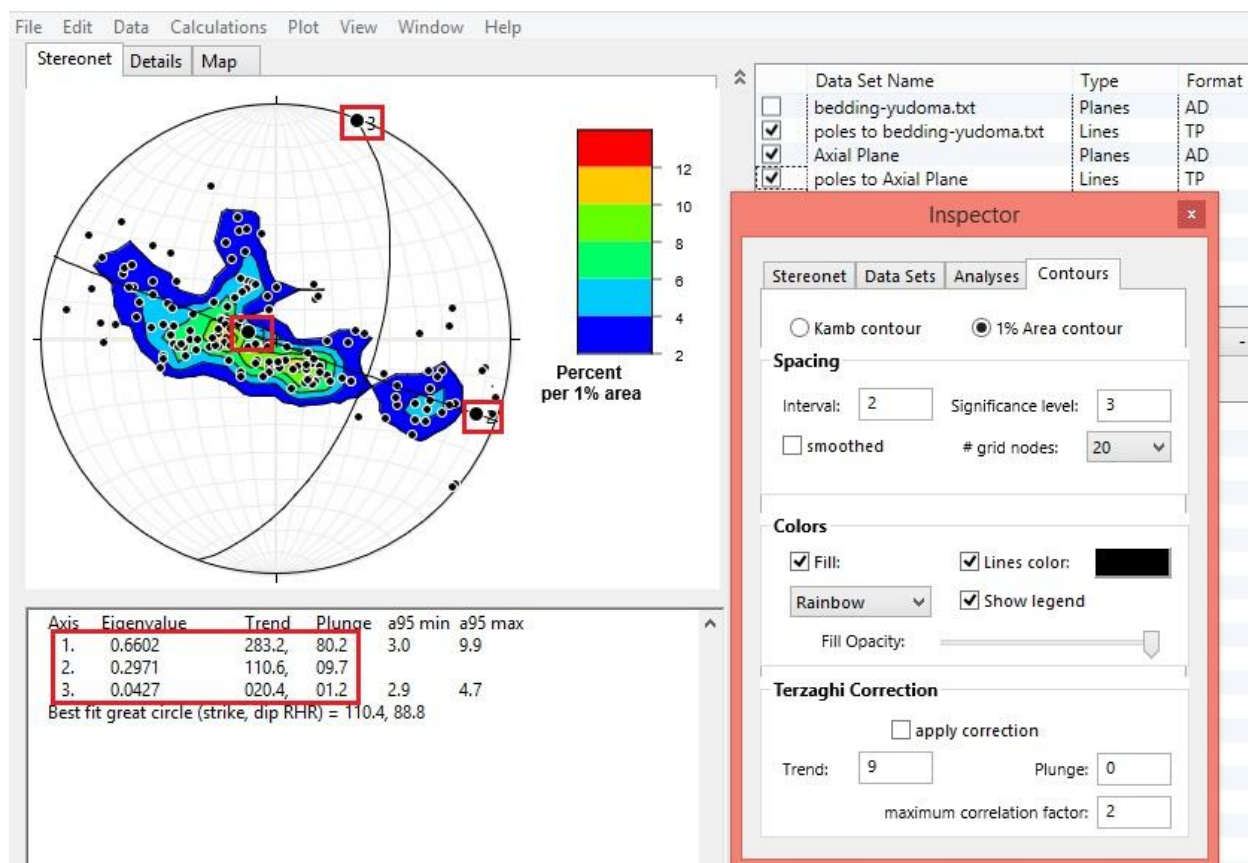


Рисунок 11. Окно программы Stereonet (Allmendinger, 2018). Цветом показана контурная диаграмма концентрации элементов залегания на единицу поверхности. Красными прямоугольниками выделены собственные вектора (eigenvectors).

3.3. Реконструкция полей напряжений

Зеркала скольжения (slickenside) являются геологическими индикаторами перемещения и представляют следы относительного перемещения крыльев разрывов. Зеркала скольжения широко развиты в складчатых областях, концентрируясь в зонах крупных разрывных нарушений. Также зеркала скольжения формируются часто по ослабленным поверхностям различного генезиса: трещинам отдельности, поверхностям напластования, прототектоническим трещинам (образованным при остывании интрузива) и т.д. Зеркала скольжения могут быть неминерализованными и с минерализацией, вызванной нарастанием минералов и/или флюидо-динамической переработкой крыльев разрывного нарушения (Ребецкий и др., 2017).

Основные элементы зеркала скольжения включают сместитель (плоскость зеркала скольжения – slickenside), скульптуру на поверхности зеркала скольжения и зону изменений,

связанных с его формированием. Скульптуры на поверхности зеркал скольжения могут быть представлены уступами (releasing steps), которые в большинстве случаев перпендикулярны направлению относительных смещений; штриховками, бороздами (fault grooves, groove lineations) или линиями скольжения (slickenlines); мелкими выемками, ложбинками и желобками на поверхности скольжения (Van der Pluijm and Marshak, 2004; Fossen, 2016; Ребецкий и др., 2017).

Относительное направление перемещения крыльев зеркала скольжения можно определять по уступам на зеркалах скольжения при скольжении с отрывом. Данный способ, известный как «правило Гофера», хорошо работает в умеренно дислоцированных осадочных толщах, где зеркала скольжения часто имеют кальцитовую или кварцевую минерализацию. Крутые стороны уступов представляют собой небольшие отрывчики, смотрящие в сторону отсутствующего сместившегося блока (Ребецкий и др., 2017).

Существуют различные способы полевой документации зеркал скольжения (Ребецкий и др., 2017). В настоящей работе документация производилась путем фиксации азимута простирания плоскости, угла падения плоскости и угла подвижки (rake), который измерялся по часовой стрелке от направления простирания, определенного по «правилу правой руки» (азимут простирания в лежащем крыле измеряется в направлении правой руки, если смотреть по восстанию пласта), до штриховки в плоскости сместителя (рис. 12). Если измеренный данным способом угол подвижки составляет больше 180° , то для дальнейшей обработки измерения из угла подвижки требуется вычесть 180° и отметить характер перемещения: взбросовый (надвиговый, thrust), сбросовый (normal fault) или сдвиговый (правый или левый) (strike-slip fault, right-lateral or left-lateral) (Pluijm Van der, Marshak, 2004).



Рисунок 12. Схема измерения угла подвижки в лежащем крыле (Ребецкий и др., 2017).

Метод, позволяющий реконструировать тектонические поля напряжений на основе замеров борозд и зеркал скольжения, реализован в программе FaultKin (рис. 13) (Allmendinger, 2016; Allmendinger, Cardozo, Fisher, 2012; Marrett, Allmendinger, 1990).

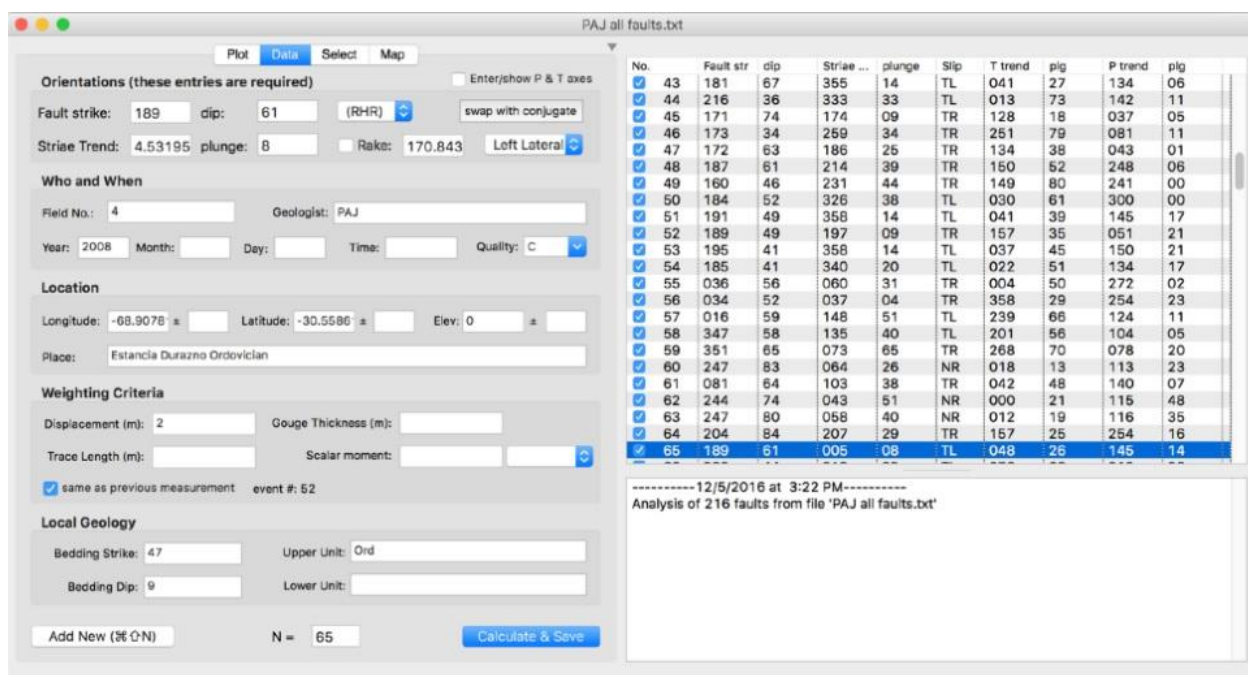


Рисунок 13. Окно ввода данных программы FaultKin (Allmendinger, 2016).

В основе программы лежит метод квазиглавных напряжений В.Д. Парфенова, разработанный им в 1980-х годах. Этот метод основан на гипотезе о том, что плоскости трещин совпадают с плоскостью действия наибольших касательных напряжений. Допускается небольшие отклонения от этого правила. Поэтому для определения ориентации осей главных напряжений используется совокупность сколовых трещин. Предполагается, что такая совокупность трещин, распределенная в небольшом геологическом объеме, характеризует квазиоднородное напряженное состояние (Ребецкий и др., 2017).

Согласно Р. Маррету и Р. Альмендингеру, оси растяжения и сжатия перпендикулярны друг другу и лежат в плоскости, проходящей через борозды скольжения и полюс к плоскости зеркала скольжения (рис. 14), при этом углы между каждой из осей и полюсом к плоскости зеркала составляют 45° (Marrett, Allmendinger, 1990).



Рисунок 14. Сетка Шмидта, проекция нижней полусферы, на основе (Marrett, Allmendinger, 1990)

Глава IV. Фактический материал и результаты

В основу настоящей работы, помимо литературных данных, легли результаты полевых работ в июле-августе 2018 г, которые проходили в районах рек Юдомы, находящейся в северной части Майского сегмента, и Белой, расположенной в пределах Кыллахско-Эбейке-Хаятинского сегмента (рис. 2, прил. 1, 2, 4).

Также были построены два линейно сбалансированных разреза к северу от рек Аллах-Юнь (Центральный сегмент) и Юдома (Майский сегмент) вдоль них. Местоположение разрезов показано на рисунке 2 и в приложениях 1-3. Балансировка разрезов проводилась в программе Move (Midland Valley).

4.1. Сбалансированные разрезы

4.1.1. Аллах-Юнь

Линейно сбалансированный разрез к северу от р. Аллах-Юнь в районе р. Сахары приведен на рисунке 15. Стратиграфическая колонка для разреза показана на рисунке 16. Для оценки мощностей в западной части разреза использовались мощности в хребте Эбейке-Хаята, а в восточной части – в Горностахской антиклинали. При построении разреза использовался сейсмический разрез из отчета Ф.А. Мигурского (Мигурский и др., 2016). В программе Move сейсмический профиль был привязан к геологической карте, и далее спроецирован на вертикальную плоскость через прямую линию от начала сейсмического профиля до его конца. Горизонты отстраивались от более молодых к более древним с учетом имеющихся стратиграфических данных и сеймики. При построении разреза учитывались расположение выходов стратиграфических подразделений на карте и изменения их мощностей с запада на восток в соответствии с колонкой на рис. 15 и данными из главы 2.1. Стратиграфия. Базальный надвиг хорошо прослеживается практически на всем протяжении сейсмического разреза, и только в самой восточной его части на глубине около 12 км он начинает теряться. Разрез представляет собой серию надвинутых друг на друга тектонических пластин, отмеченных цифрами 1-4 на рисунке 15. Разрез отстраивался таким образом, что увеличение мощностей с запада на восток происходило только постепенно между надвигами, а с обеих сторон от надвигов мощности совпадали, что отражено и на реставрированном разрезе.

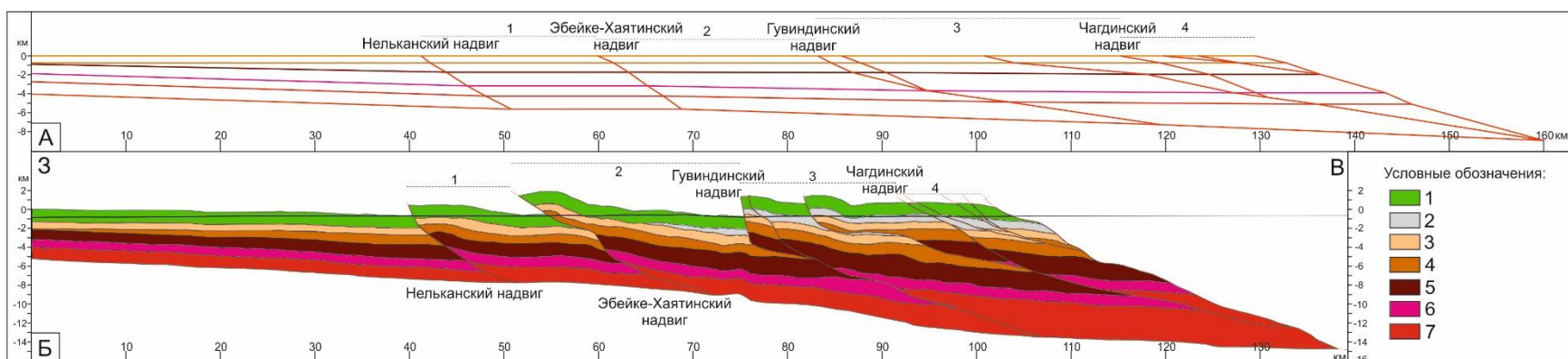


Рисунок 15. Реставрированный (А) и сбалансированный (Б) разрезы к северу от р. Аллах-Юнь, в районе р. Сахары. Отложения: 1 – кембрийские и вендские, 2-4 – верхнего рифея (2 – устькирбинская, 3 – кандыкская свиты уйской серии, 4 – лахандинская серия), 5, 6 – среднего рифея (5 – керпыльская, 6 – аимчанская серии), 7 – нижнего рифея (учурская серия). Цифрами 1-4 обозначены тектонические пластины.

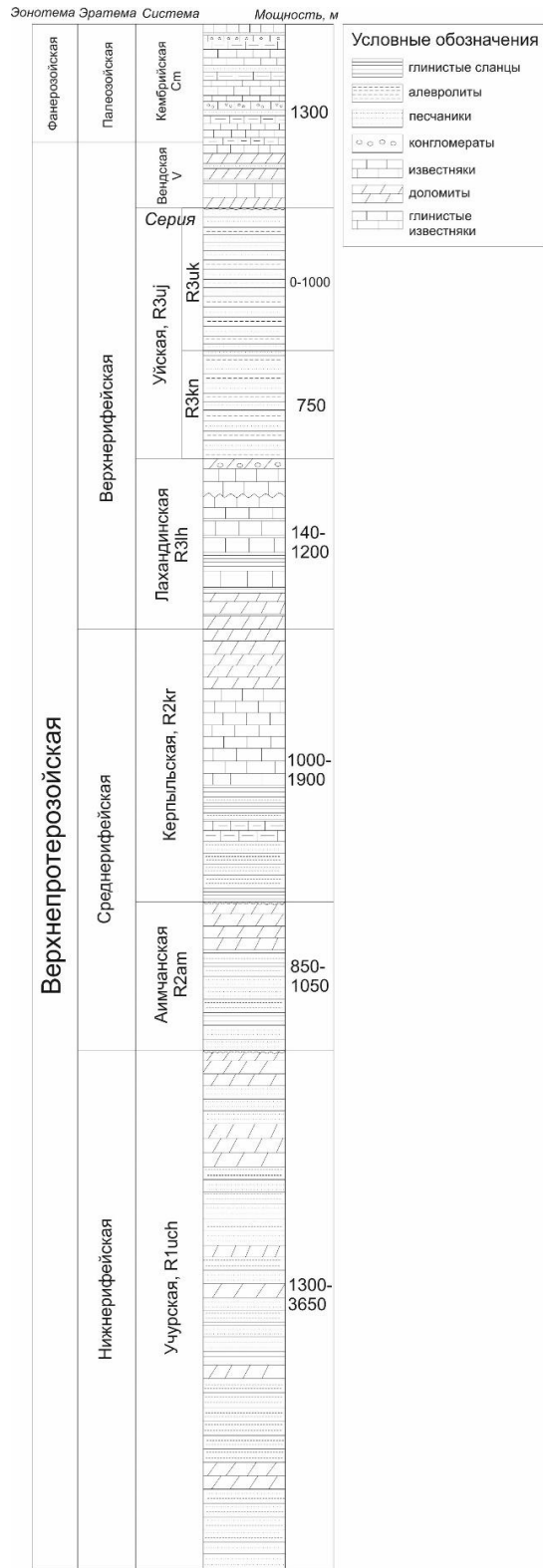


Рисунок 16. Стратиграфическая колонка для разреза к северу от р. Аллах-Юнь, в районе р. Сахары. Минимальные мощности в западной части разреза, максимальные в восточной.

Исходя из глубины залегания базального надвига и суммарной мощности разреза предполагается, что в основании надвиговых пластин находятся породы учурской серии нижнего рифея. Данные отложения выходят на поверхность в пределах листа Р-53-XXX (Старников, 1993), через который проходит разрез. В западной части разреза перед фронтом Нельканского надвига и в пластине 1 (рис. 15) мощность учурской серии была принята как 1300 м, что соответствует мощности серии в Эбейке-Хаятинской антиклинали (см. раздел 2.1. Стратиграфия). Мощность учурской серии возрастает до 2000 м в пределах пластины 2 и до 3650 м в пределах пластины 3 (рис. 15), что соответствует мощности в Горностахской антиклинали (см. раздел 2.1. Стратиграфия).

Выше учурской серии залегают отложения айчанской серии среднего рифея. На основе границ, прослеженных на сейсмическом разрезе, мощность серии была оценена от 850 м перед фронтом надвиговой системы до 1050 м в самой системе. Эти значения согласуются с указанными в разделе 2.1. Стратиграфия.

Выше по разрезу залегают отложения керпыльской серии среднего рифея, общая мощность которых изменяется в пределах 1030-1600 м согласно М.А. Семихатову и в пределах 1745-2500 м по В.А. Ян-жин-шину (см. раздел 2.1. Стратиграфия). На разрезе (рис. 15) мощность серии возрастает от 1000 м в западной части до 1350 в тектонической пластине 1, далее в пределах пластины 2 увеличивается до 1900 м и остается такой до восточного окончания разреза. Границы серии были прослежены по сейсмическим данным.

Мощность отложений лахандинской серии верхнего рифея, залегающих выше керпыльских, в пределах надвиговой системы увеличивается от 1000 м в первой тектонической пластине до 1100 во второй пластине и до 1200 м в третьей и четвертой пластинах, что соответствует мощностям для листа геологической карты Р-53-XXIX, в пределах которого проходит разрез (см. раздел 2.1. Стратиграфия). По сейсмическому разрезу было прослежено, что перед фронтом надвиговой системы мощность серии постепенно уменьшается в западном направлении до 140 м. Это сокращение предположительно имеет локальный характер и, во всяком случае, в литературе не описано.

Выше отложений лахандинской серии верхнего рифея залегают отложения уйской серии, которая разделяется на кандыкскую и устькирбинскую свиты. На основе

сейсмических данных мощность кандыкской свиты была принята как 750 м, что соответствует мощности в пределах листа Р-53-XXX (см. раздел 2.1. Стратиграфия), однако заметного увеличения мощности свиты с запада на восток здесь не прослеживается. Устькирбинские отложения в западной части разреза размыты и кембрийские отложения залегают на кандыкских. Согласно сейсмическим данным, устькирбинские отложения появляются во второй тектонической пластине, достигая мощности 600 м в ее восточной части. В пластинах 3 и 4 мощность свиты меняется в пределах 600-1000 м, что соответствует мощностям свиты на листе геологической карты масштаба 1 : 200 000 Р-53-XXIX.

Над отложениями уйской серии находятся вендские и кембрийские, показанные на разрезе (рис. 15) вместе. На большей части разреза эти отложения размыты и были отрисованы выше дневной поверхности. Мощность была принята как 1300 м, что находится в пределах, указанных в разделе 2.1. Стратиграфия.

Суммарные мощности нижнерифейских-кембрийских отложений для разреза по р. Аллах-Юнь составляют 6750 м для Нельканской антиклинали, 8700 м для Гувиндинской и 10850 м для Чагдинской.

Сокращения поверхности, рассчитанные для различных серий рифея, составляют от 20,5 до 23,5%, в среднем – 22% или приблизительно 21 км. Современная ширина надвиговой системы вкрест простирания составляет 72,5 км, а первоначальная ширина – 93,5 км.

4.1.2. Юдома

Второй линейно сбалансированный разрез располагается примерно в 20 км к северу от р. Юдомы в меридиональном направлении и приведен на рисунке 17. Стратиграфические колонки для Нельканской антиклинали (западная часть разреза) и Улахан-Бамской антиклинали (восточная часть разреза) показаны на рисунке 18. Разрез строился по тем же принципам, что и разрез вдоль р. Аллах-Юнь. Хотя сейсмический профиль, на основе которого составлялся разрез на рисунке 15, проходит примерно в 150 км севернее, учитывалось, что в ходе предыдущих исследований не предполагалось наличия значительных перепадов в глубине залегания кристаллического фундамента на участке между этими профилями (Прокопьев, Дейкуненко, 2001; Khudoley, Guriev, 2003).

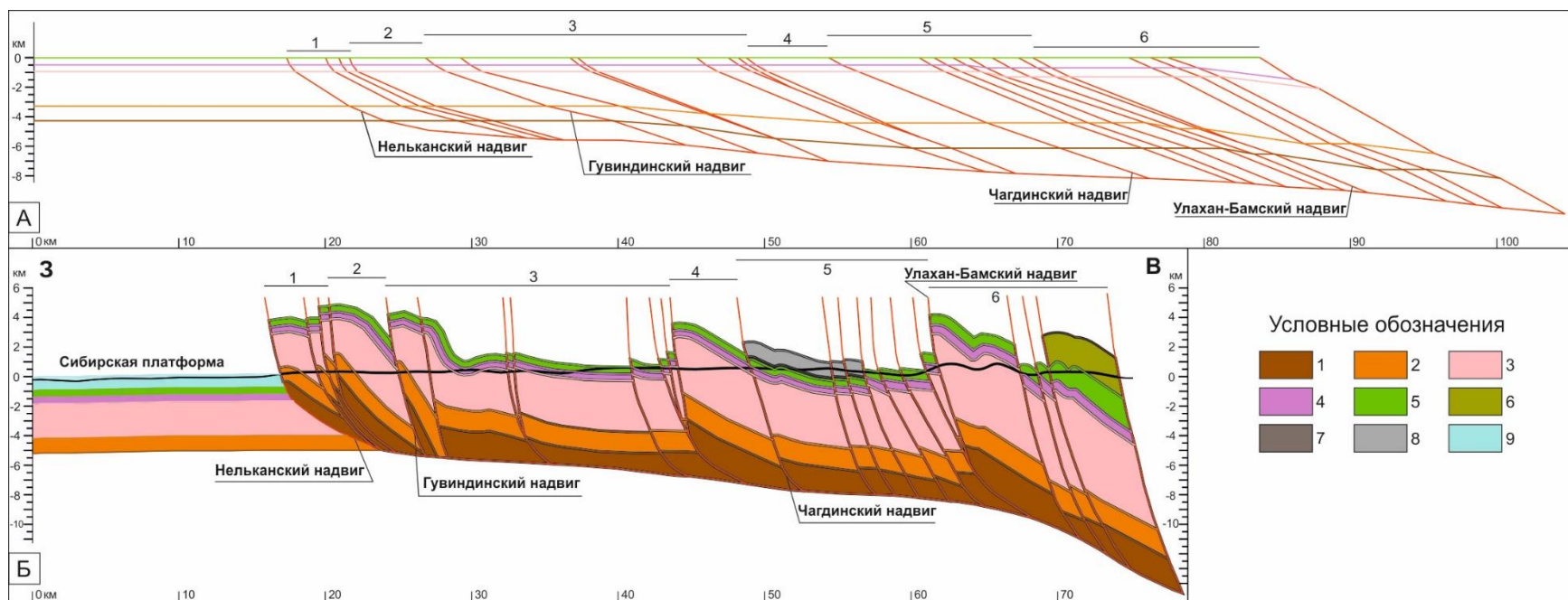


Рисунок 17. Реставрированный (А) и сбалансированный (Б) разрезы в 20 км к северу от р. Юдомы. Отложения: 1 – керпильской серии среднего рифея, 2 – лахандинской серии верхнего рифея, 3 – уйской серии верхнего рифея, 4 – вендские, 5 – кембрийские, 6 – ордовикские, 7 – каменноугольные, 8 – пермские, 9 – юрские. Цифрами 1-6 обозначены тектонические пластины.

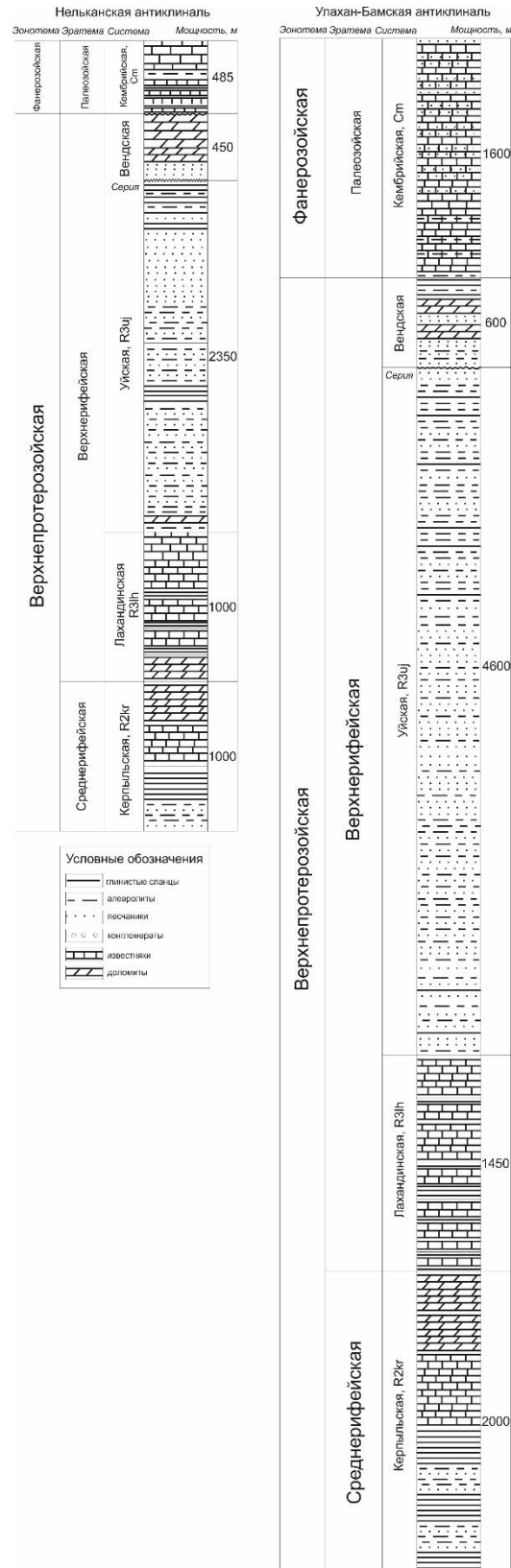


Рисунок 18. Стратиграфические колонки для Нельканской антиклинали (западная часть разреза) и Улахан-Бамской антиклинали (восточная часть разреза).

На основании этого и, судя по мощностям осадочных комплексов выше поверхности детачмента, предполагается, что поверхность срыва находится примерно на той же глубине, что и на разрезе вдоль р. Аллах-Юнь. Разрез отстраивался таким образом, что увеличение мощностей с запада на восток происходило только постепенно между надвигами, а с обеих сторон от надвигов мощности совпадали, что показано и на реставрированном разрезе (рис. 17А). При построении разреза также учитывались элементы залегания слоистости, замеренные на поверхности. Разрез представляет собой серию надвинутых друг на друга тектонических пластин, отмеченных цифрами 1-6 на рисунке 17. Висячем крыле базального Нельканского надвига в первой тектонической пластине на поверхности в пределах листа О-53-V обнажаются известняки малгинской свиты керпыльской серии. Предполагается, что базальный срыв регионального масштаба происходит по нижележащим глинистым сланцам тотгинской свиты керпыльской серии, так как глинистые сланцы являются ослабленным горизонтом. Мощность керпыльской серии составляет 1000 м в западной части разреза в тектонических пластинах 1 и 2, растет до 2000 м в пределах пластины 3 и остается такой до конца разреза на востоке. Эти значения сходны с мощностями на разрезе по р. Аллах-Юнь и согласуются с указанными в разделе 2.1. Стратиграфия. Мощность вышележащей лахандинской серии растет с запада на восток с 1000 м до 1450 м, что также лежит в пределах, приведенных в разделе 2.1. Стратиграфия.

Погружение базального надвига к востоку контролируется увеличением мощности рифейских отложений, в особенности уйской серии, залегающей выше лахандинской. Уйская серия здесь расчленяется на кандыкскую, джабатымскую и устькирбинскую свиты. В западной части разреза в пластинах 1 и 2 мощность серии принимается как 2350 м по листу геологической карты О-53-V, в пределах которого проходит разрез. В пределах пластины 3 в Гувиндинской антиклинали мощность серии растет до 2900 м, к Чагдинской антиклинали увеличивается до 3500 м, а в Улахан-Бамской – до 4600 м, что описано В.И. Сухоруковым (1986) и показано на рисунке 5.

Над отложениями уйской серии залегают вендские отложения, мощность которых была принята как 450 м в тектонических пластинах 1-4 на основании их мощности для листа геологической карты О-53-V (Старников, 1990). На соседнем листе О-53-VI

мощность вендских отложений увеличивается до 600 м (Лосев и др., 1984), что отражено на разрезе в пределах пластины 5 (рис. 17).

Согласно листам геологической карты О-53-V (Старников, 1990) и О-53-VI (Лосев и др., 1984), суммарная мощность кембрийских отложений составляет 485 м в пластинах 1-4, в пластине 5 мощность увеличивается до 700 м и в пластине 6 до 1600 м.

Для разреза по р. Юдоме мощности отложений от керпыльских до кембрийских составляют 5285 м для Нельканской антиклинали, 6685 м для Гувиндинской, 7885 м для Чагдинской и 9350 м для Улахан-Бамской антиклинали.

Мощности отложений ордовика, карбона, перми и юры в пределах разреза также были оценены по геологическим картам масштаба 1 : 200 000, в пределах которых проходит разрез. Ордовикские, каменноугольные и пермские отложения преимущественно размыты и были отстроены на разрезе выше дневной поверхности. Ордовикские отложения мощностью 2000 м распространены в восточной части разреза в пластине 6. Каменноугольные (200 м) и пермские (1000 м) отложения развиты в пределах пластины 5. Нижнеюрские отложения мощностью 500 м распространены в западной части разреза, в пределах Сибирской платформы.

Сокращение поверхности для всей Майско-Кыллахской зоны составило 21% или 15,7 км для керпыльской серии и 19% или 14 км для лахандинской серии. Современная ширина надвиговой системы вкрест простирания составляет приблизительно 60 км, а первоначальная ширина – около 75 км. Сокращение поверхности между Нельканским и Гувиндинским надвигами составляет 38%, между Гувиндинским и Чагдинским – 15%, между Чагдинским и Улахан-Бамским – 8%, а от Улахан-Бамского до конца разреза – 9% (рис. 17).

4.2. Структурная характеристика

4.2.1. Юдома

В ходе полевых работ производились измерения элементов залегания, кливажа, систем трещин и минерализованных жил, осевых плоскостей и шарниров складок, последние из которых также были рассчитаны в программе Stereonet (рис. 19) (Allmendinger, 2018). При обработке измерений азимутов учитывалось магнитное склонение, которое составляет 15° для данной местности. Зеркал скольжения на участке работ было найдено недостаточно для статистической обработки. Элементы залегания и осевые плоскости складок были вынесены на геологическую карту в программе ArcMap (прил. 2).

Распределение всех полюсов к слоистости (рис. 19А) можно аппроксимировать дугой большого круга наибольшего соответствия (best fit great circle), которая была рассчитана в программе Stereonet (Allmendinger, 2018). Контурная диаграмма, нанесенная цветом, имеет радужное распределение цветов от синего к красному, где область наибольшей концентрации полюсов имеет красный цвет (рис. 19А). Контурные диаграммы, приведенные далее в тексте, имеют такую же раскраску. Распределение полюсов к слоистости близко к таковому для цилиндрической складки. Инструмент Cylindrical Best Fit (Allmendinger, 2018) позволяет рассчитать положение шарнира такой складки: азимут погружения 20° , угол погружения 1° (точка 3 на рис. 19А). С помощью инструмента Axial Plane Finder была рассчитана осевая плоскость складки: азимут падения 110° , угол падения 56° .

Осредненный элемент залегания кливажа имеет азимут падения 92° и угол падения 49° , что близко к значениям для осевой плоскости, построенной для всех элементов залегания. Наиболее распространен кливаж с восток-юго-восточным падением, но отмечаются и запад-северо-западные падения с крутыми углами (рис. 19Б). Ориентировка осевых плоскостей складок, рассчитанных в программе Stereonet (рис. 19В), также приблизительно совпадает с ориентировками кливажа (рис. 19Б), следовательно, распространен кливаж осевой плоскости. Шарниры складок имеют пологие северные и южные азимуты погружения (рис. 19В), варьирующие от 351° до 45° и от 179° до 231° , углы погружения – от 0° до 28° .

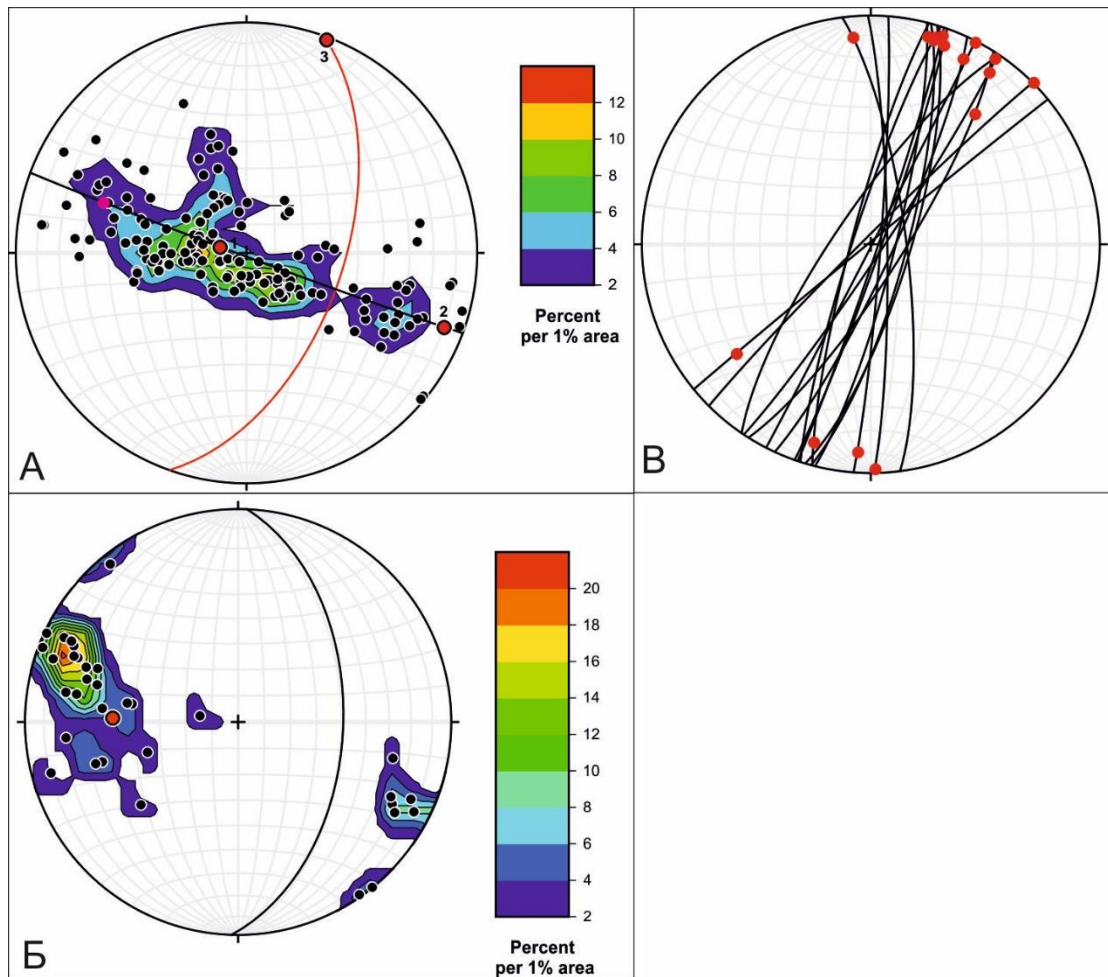


Рисунок 19. Стереограммы по р. Юдоме, выполненные в программе Stereonet, сетка Шмидта, проекция нижней полусферы (здесь и далее). А – полюса к слоистости (150 измерений) с контурной диаграммой (нанесена цветом). Черная линия – дуга большого круга наибольшего соответствия (best fit great circle), красные точки – собственные вектора (eigenvectors), первый из которых совпадает с крылом складки, а третий – с шарниром, красная линия – рассчитанная осевая плоскость, розовая точка – полюс к ней. Б – полюса к кливажу (34 измерения) с контурной диаграммой. Красная точка – осредненный полюс (mean vector), черная линия – осредненный кливаж. В – осевые плоскости и шарниры складок (красные точки) (измерения для 17 складок).

Преобладает север-северо-восточное простирание и восток-юго-восточное падение осевых плоскостей складок, что указывает на их формирование в поле напряжений с осью сжатия в запад-северо-западном – восток-юго-восточном направлении.

Чтобы проследить изменение структурных характеристик с запада на восток, ниже по отдельности рассмотрены тектонические пластины, обозначенные цифрами 1-6 на рисунке 17. Пластины 4 и 6 не были охарактеризованы.

Пластина 1

Для тектонической пластины 1 характерны падения от юго-юго-восточных до юго-юго-западных с азимутами от 151° до 225° и углами от 19° до 45° (рис. 20). Такие элементы залегания отражают ориентацию тектонической пластины и отклонение от субмеридианальной ориентации Нельканского надвига на данном участке (прил. 1).

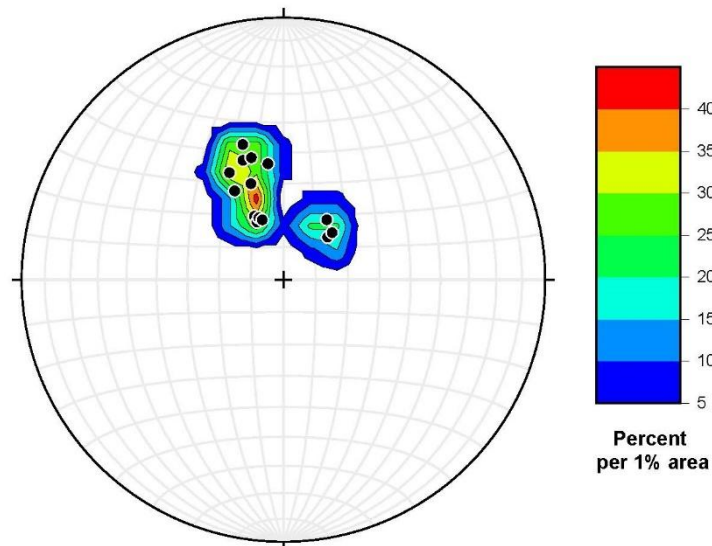


Рисунок 20. Стереограмма для тектонической пластины 1. Полюса к слоистости с контурной диаграммой.

Пластина 1 имеет сравнительно простое строение с крупными пологими складками, одна из которых фиксируется по смене юго-восточного падения в точке ю3 (613) на юго-западное в точке ю4 (614) (рис. 21). Мелкие структуры масштаба обнажения, такие как жилы, трещины, кливаж, мелкие складки и разломы не были отмечены.

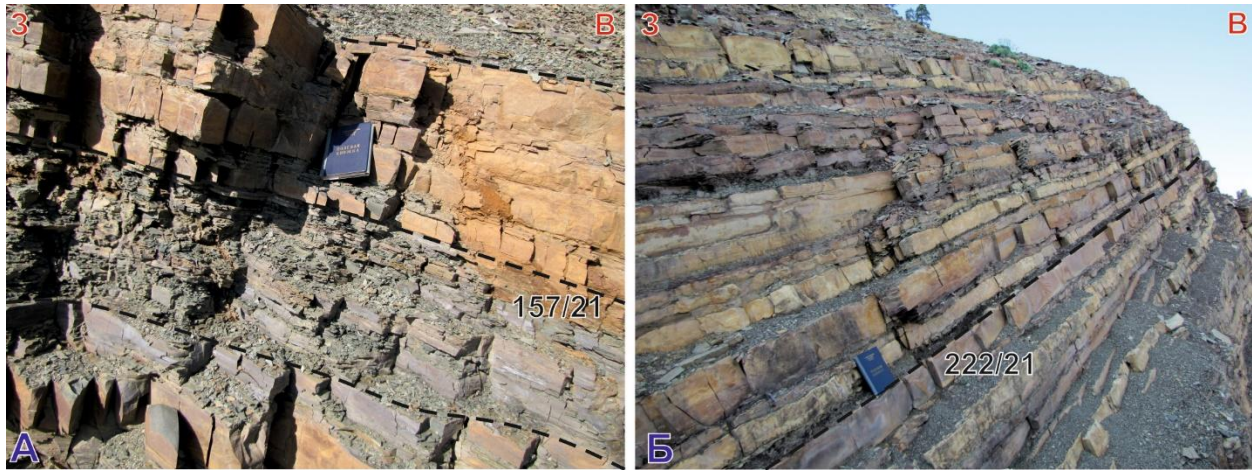


Рисунок 21. А – песчаники и алевролиты устькирбинской свиты верхнего рифея, точка наблюдения ю3 (613), Б – вендские доломиты, точка наблюдения ю4 (614).

Пластина 2

Распределение полюсов к слоистости для тектонической пластины 2 показано на рисунке 22. Характерно моноклинальное залегание пластов (рис. 23). Кливаж, трещины и минерализованные жилы в пределах пластины 2 не встречены. В точке наблюдения ю5 (615) в алевролитах кандыкской свиты верхнего рифея зафиксированы разломы неясной кинематики с восточным и западным падениями (рис. 24).

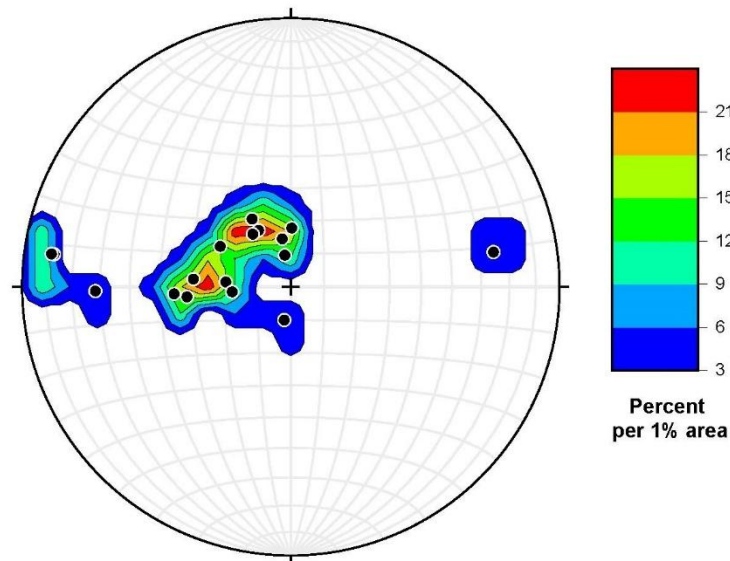


Рисунок 22. Стереограмма для тектонической пластины 2, полюса к слоистости с контурной диаграммой.

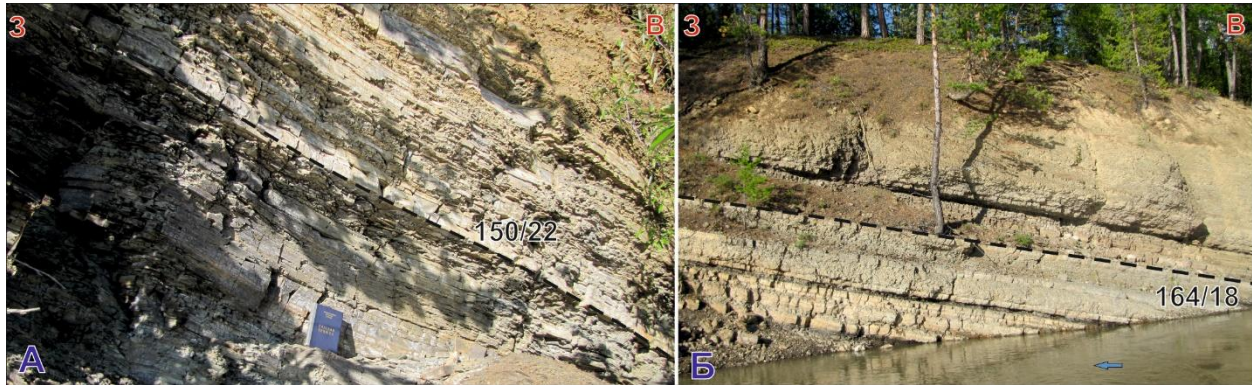


Рисунок 23. А – песчаники и алевролиты устькирбинской свиты верхнего рифея, точка наблюдения ю7 (617), Б – вендские доломиты, точка наблюдения ю8 (618).

На рисунке 25 показана флексура, которая была отмечена в песчаниках джабатымской свиты в точке наблюдения юб (616). Осевая плоскость падает на запад под углом 40° . Флексура является примером структуры послыного надвига, так как она прослеживается в верхних слоях и отсутствует в нижних. Таким образом, это может служить доказательством существования в данном районе срывов параллельно напластованию.

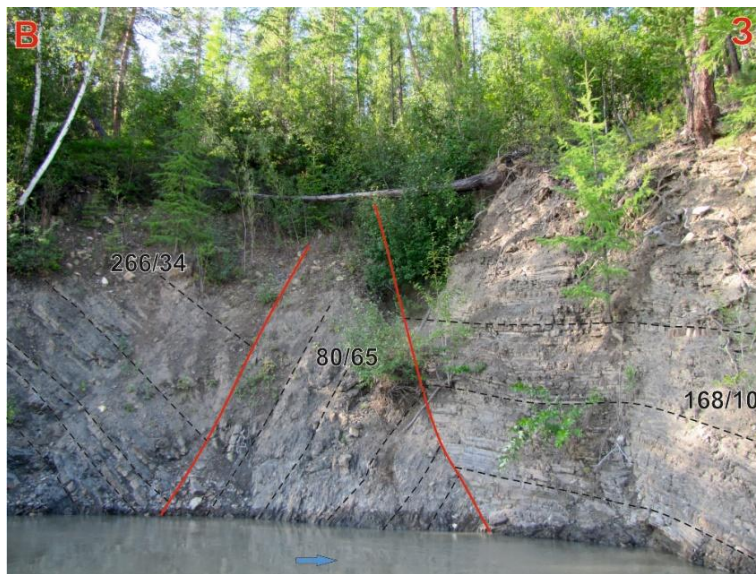


Рисунок 24. Разломы в алевролитах кандыкской свиты верхнего рифея, точка наблюдения ю5 (615). Черным нанесена слоистость, красным – разломы.



Рисунок 25. Флексура в песчаниках джабатымской свиты верхнего рифея, точка наблюдения юб (616). Черным пунктиром нанесена слоистость, синим – осевая плоскость, красным – надвиг.

Пластина 3

Для тектонической пластины 3 типичны пологие восток-юго-восточные и запад-северо-западные падения горных пород, с углами преимущественно 10-20°, фиксирующие широкое развитие пологих складок (рис. 26А, 27). В пределах пластины 3 распространен кливаж, мелкие складки, разломы, трещины и минерализованные жилы. Распределение кливажа и осевых плоскостей складок для пластины 3 сходно с их распределением для всего участка работ по р. Юдоме (рис. 26Б, В, рис. 19Б, В).

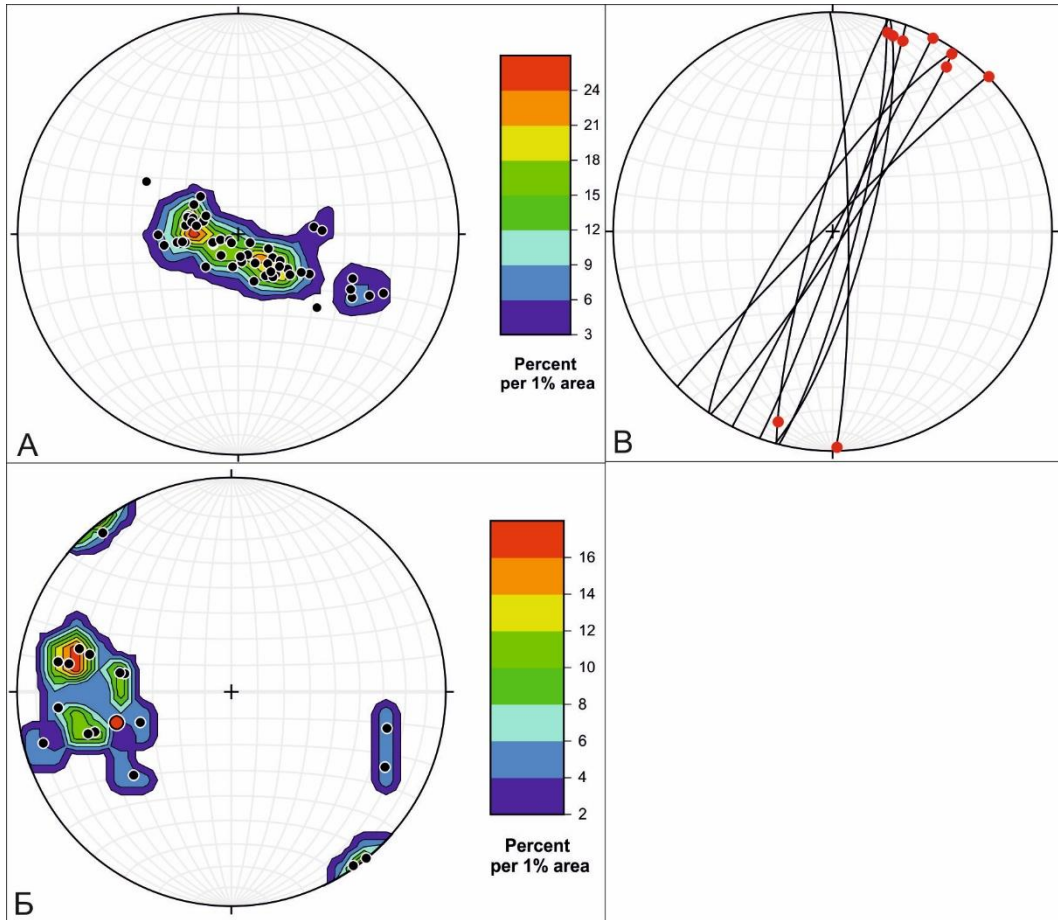


Рисунок 26. Стереограммы для тектонической пластины 3. А – полюса к слоистости с контурной диаграммой, Б – полюса к кливажу с контурной диаграммой, красная точка – осредненный полюс (mean vector), В – осевые плоскости и шарниры складок.

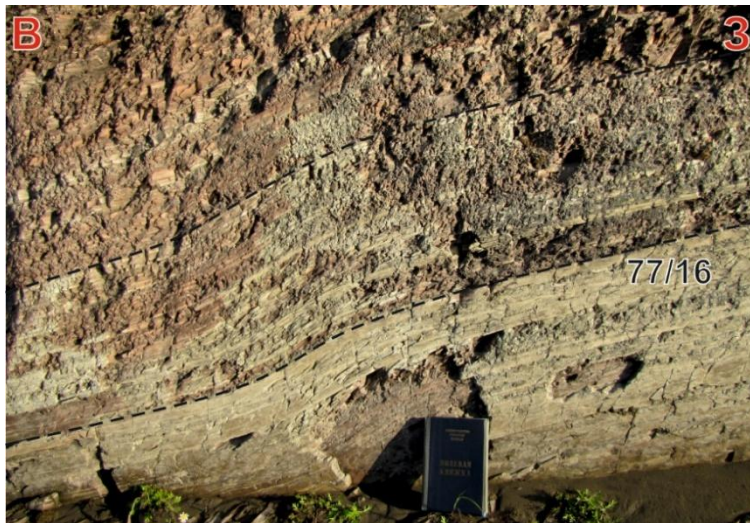


Рисунок 27. Кембрийские глинистые известняки, точка наблюдения ю9 (619).

Кливаж в пределах пластины развит в алевролитах устькирбинской свиты и преимущественно ориентирован субмеридионально с осредненным полюсом с азимутом погружения 255° и углом погружения 44° (рис. 28Б), но на одном обнажении, в точке наблюдения ю10 (626) (рис. 28А), кливаж ориентирован субширотно. Во всех случаях кливаж имеет крутые углы падения.

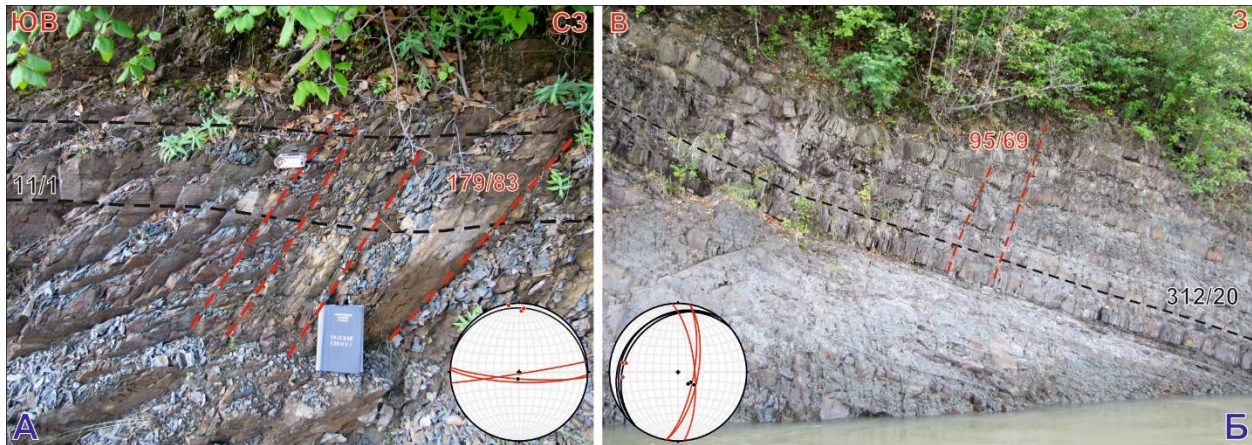


Рисунок 28. Кливажированные алевролиты устькирбинской свиты. А – точка наблюдения ю10 (626), Б – точка наблюдения ю15 (632). Слоистость обозначена черным, кливаж – красным.

Мелкие складки также встречаются в устькирбинских аргиллитах (рис. 29, 30). На рисунке 29 приведены две пологие антиклинальные складки, концентрические, параболические по форме замка, по положению осевой плоскости наклонные, но близки к симметричным, у которых крылья имеют одинаковые углы наклона, а осевая плоскость вертикальна.

В точке наблюдения ю13 (630) было описано обнажение с антиклинальной и синклиальной складками и надвигами (рис. 30). Осевые плоскости круто (68° и 77°) падают на восток. Складки концентрические, наклонные по положению осевой плоскости, открытые по углу между крыльями, параболические по форме замка. Задokumentирован разлом, поверхность которого параллельна слоистости висячего крыла, и секущий надвиг с перемещением пород в западном направлении.

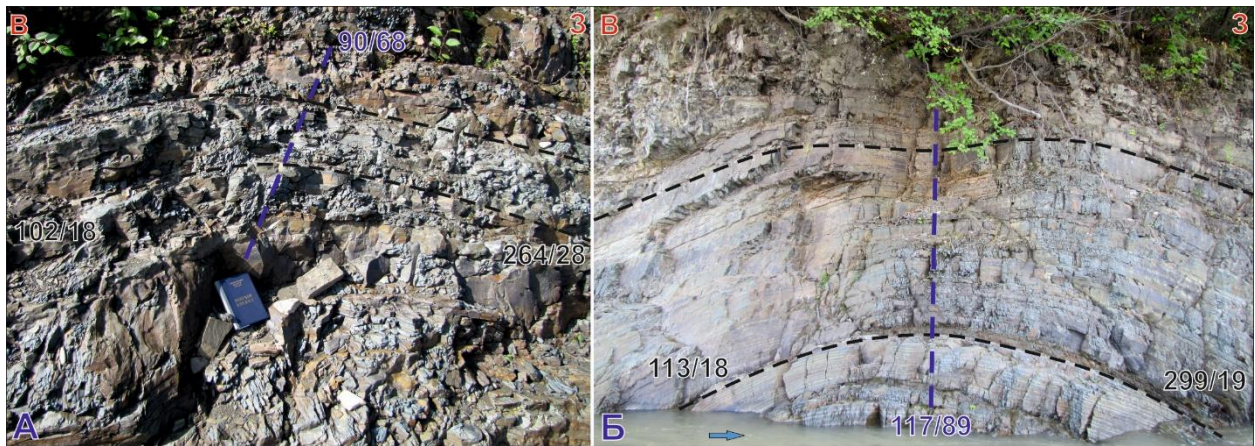


Рисунок 29. Антиклинальные складки в алевролитах устькирбинской свиты. А – точка наблюдения ю10 (626), Б – точка наблюдения ю14 (631). Черным нанесена слоистость, синим – осевые плоскости.



Рисунок 30. Деформированные породы устькирбинской свиты верхнего рифея, точка наблюдения ю13 (630). Черным нанесена слоистость, синим – осевые плоскости, красным – разломы.

Разломы отмечены как в породах устькирбинской свиты (рис. 30), так и в кембрийских (рис. 31А). Также в точке наблюдения ю9 (624) в глинистых известняках кембрия отмечен кливаж или система трещин с крутым восток-юго-восточным падением (рис. 31Б). Породы здесь полого падают на восток. По трещинам развита кальцитовая минерализация.

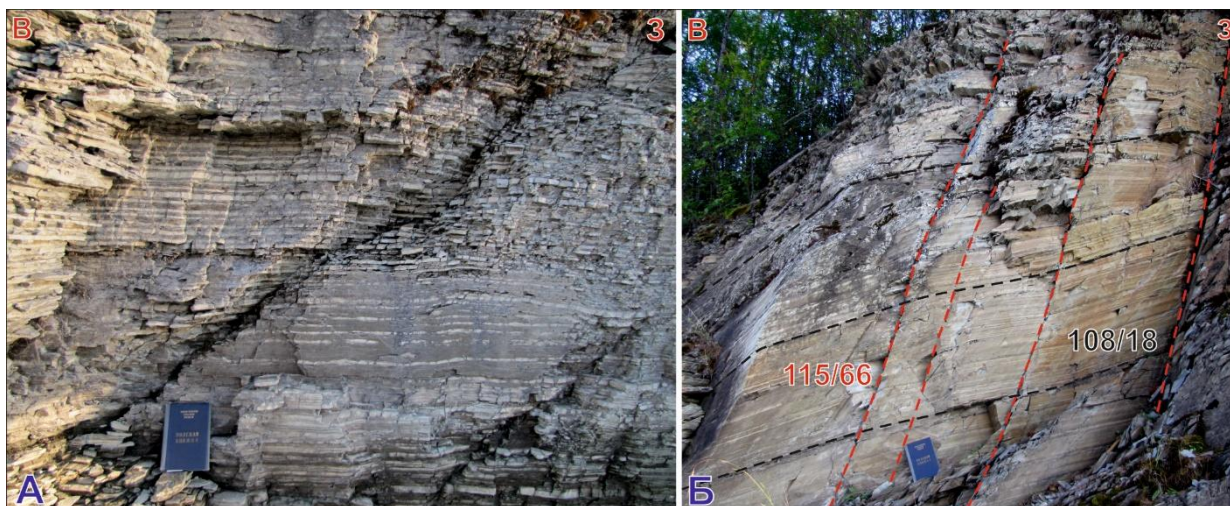


Рисунок 31. Кембрийские глинистые известняки, точка наблюдения ю9 (624). А – разломы, Б – кливаж или трещины (нанесены красным).

Пластина 5

Для тектонической пластины 5 характерно распределение полюсов к слоистости, аппроксимируемое дугой большого круга наибольшего соответствия (best fit great circle) и отвечающее цилиндрической складке. Шарнир складки имеет азимут погружения 20° и угол погружения 9° (точка 3 на рис. 32А). Рассчитанная осевая плоскость имеет азимут падения 290° и угол падения 86° .

В пределах пластины 5, как и в пластине 3, распространен кливаж, складки и трещины. Распределение кливажа и осевых плоскостей складок для пластины 5 также сходно с их распределением для всего участка работ по р. Юдоме (рис. 32Б, В, рис. 19Б, В). Кливаж в пластине 5 развит в породах карбона и перми и имеет осредненный полюс с азимутом погружения 289° и углом погружения 30° . В точках наблюдения ю29 (651) (рис. 33) и ю30 (652), расположенных в восточной части разреза, также были отмечены

породы карбона с аналогичным кливажом, поэтому они были включены в стереограмму на рисунке 32Б.

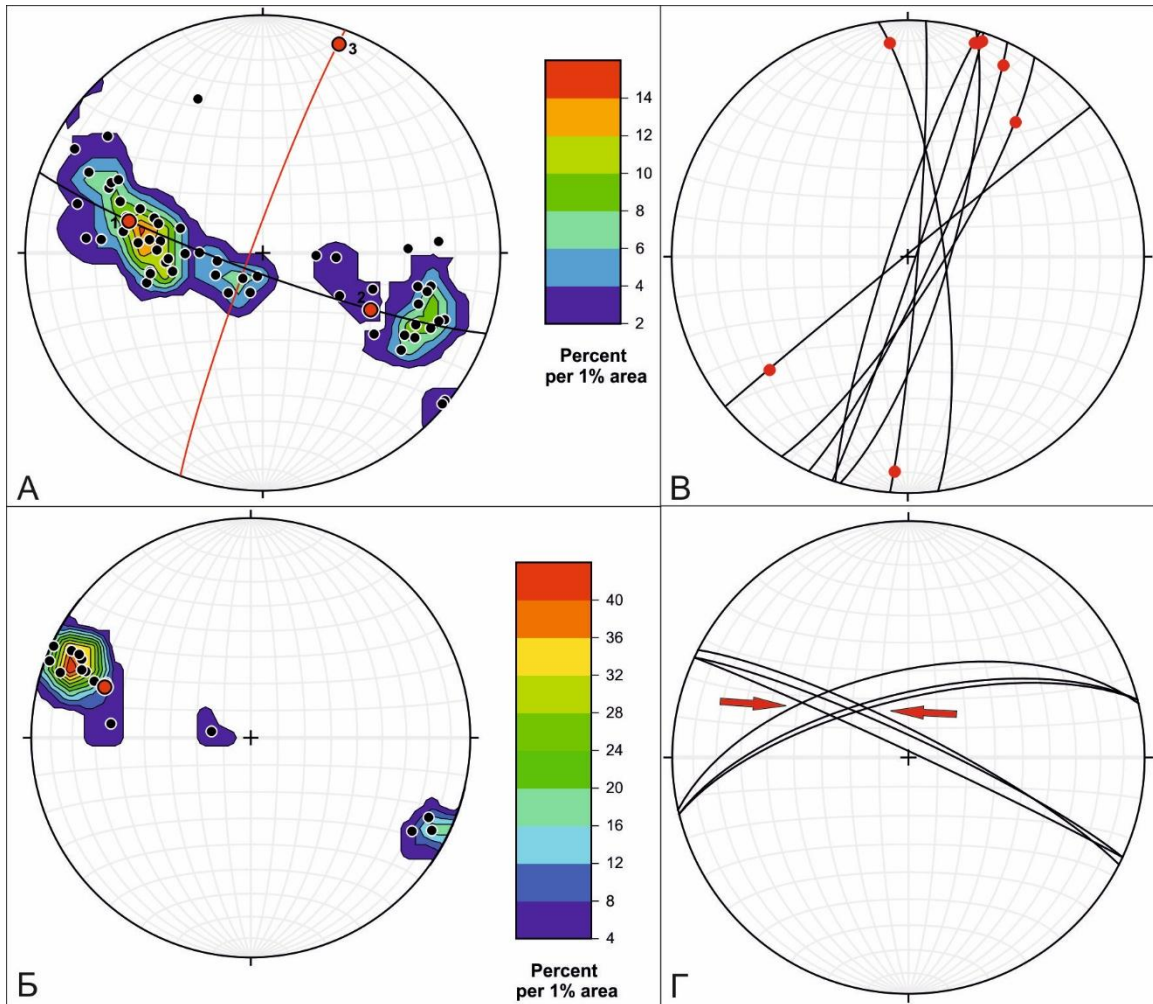


Рисунок 32. Стереогаммы для тектонической пластины 5. А – полюса к слоистости с контурной диаграммой. Черная линия – дуга большого круга наибольшего соответствия (*best fit great circle*), точки 1-3 – собственные вектора (*eigenvectors*), первый из которых совпадает с крылом складки, а третий – с шарниром, красная линия – рассчитанная осевая плоскость. Б – полюса к кливажу с контурной диаграммой, красная точка – осредненный полюс (*mean vector*). В – осевые плоскости и шарниры складок. Г – системы сопряженных трещин, красными стрелками показана ориентировка оси сжатия.



Рисунок 33. Кливаж в песчаниках карбона, точка наблюдения ю29 (651). Слоистость обозначена черным, кливаж – красным.

Пары одновозрастных сколовых трещин, сформировавшихся в условиях однородного поля напряжений, называются сопряженными, если они пересекаются и имеют противоположные направления смещений (Ребецкий и др., 2017). Стереодиаграмма для двух систем сопряженных трещин, измеренных в точке ю26 (648), приведена на рисунке 32Г. Угол между двумя системами трещин составляет около 40° , поэтому их можно считать сколами Риделя (Кирмасов, 2011). Биссектриса угла между ними совпадает с направлением оси сжатия, которое показано на рисунке красными стрелками (рис. 32Г). Ось сжатия имеет субширотную ориентировку (275°).

Точки наблюдения в пластине 5 расположены в пределах крупной синклинали, при этом на обоих крыльях развиты также мелкие складки (рис. 34, 35). Складки наклонные по положению осевой плоскости, открытые по углу между крыльями, параболические по форме замка. Все мелкие складки на обоих крыльях более крупной синклинали имеют сходную вергентность с осевыми плоскостями, круто падающими на восток, что указывает на их вероятное образование до формирования крупной синклинали.



Рисунок 34. Антиклинальная складка в пермских породах в точке наблюдения ю21 (639).

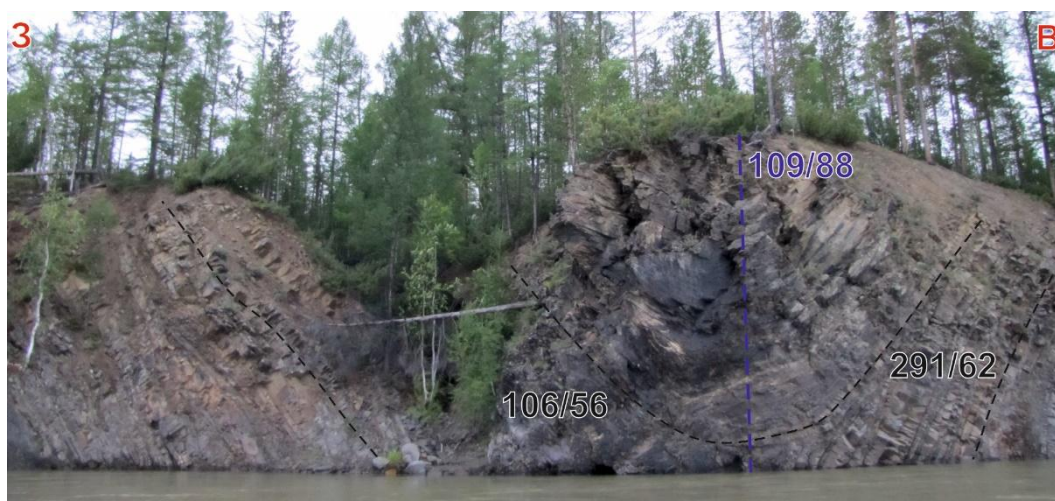


Рисунок 35. Синклиная складка в пермских породах в точке наблюдения ю27 (649). Черным нанесена слоистость, синим – осевая плоскость.

В пермских терригенных породах в точке наблюдения ю19 (637) была задокументирована эшелонированная система кальцитовых жил (трещин отрыва) (рис. 36), фиксирующая правый сдвиг и обстановку растяжения с широтной осью растяжения (Кирмасов, 2011; Родыгин, 1991).

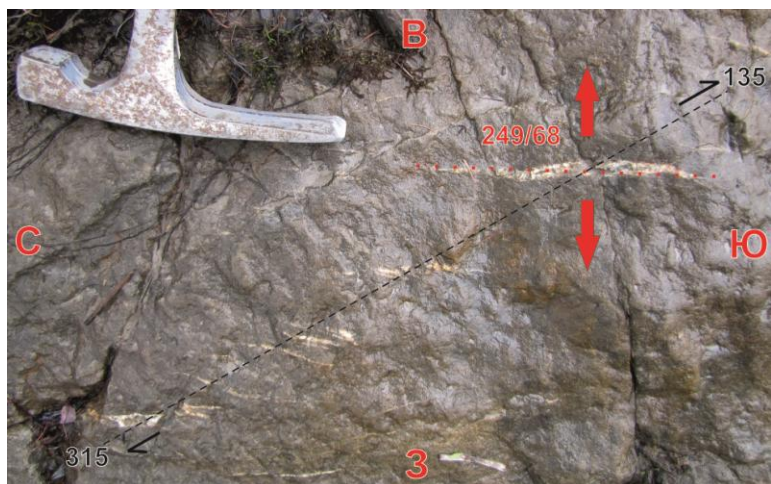


Рисунок 36. Трещины отрыва в пермских породах, точка наблюдения ю19 (637). Красными стрелками показана ось растяжения.

4.2.2. Белая

Второй участок полевых работ, рассматриваемый в настоящей работе, находится на р. Белой, к северу от разреза по р. Аллах-Юнь (рис. 2, прил. 4), в пределах Горностахской антиклинали (восточная часть Майско-Кыллахской зоны), Акринской надвиговой системы (АНС) и зоны Бурхалинского разлома (ЗБР), расположенных в западной части Сетте-Дабанской зоны. К северу от р. Аллах-Юнь Улахан-Бамская надвиговая система соединяется с Акринской надвиговой системой (Прокопьев, 1989), таким образом, участок работ на р. Белой расположен структурно восточнее разрезов по рекам Юдома и Аллах-Юнь. Разрез через Горностахскую антиклиналь по широте р. Белая приведен на рисунке 8. В этом районе происходило наиболее резкое увеличение мощности осадочного чехла (в восточном направлении), что можно интерпретировать как расположение здесь переходной зоны от шельфа Сибирского палеоконтинента к его склону (Худолей и др., 1991; Прокопьев, Дейкуненко, 2001; Малышев и др., 2018).

Здесь измерялись элементы залегания горных пород, осевые плоскости складок, кливаж, минерализованные жилы, системы трещин и зеркала скольжения. Далее последовательно рассмотрены перечисленные структурные формы с запада на восток для каждой из них.

Все складки на р. Белой отмечены в кембрийских и вендских породах. Распространены складки от пологих (рис. 37) до сжатых (рис. 38), масштабом от первых

сантиметров (рис. 39, 40) до десятков метров (рис. 37). В устье р. Суордах в точке наблюдения белб (604) складки пологие, concentric, наклонные по положению осевой плоскости складки, параболические по форме замка. Осевые плоскости круто падают на восток и запад (рис. 37).

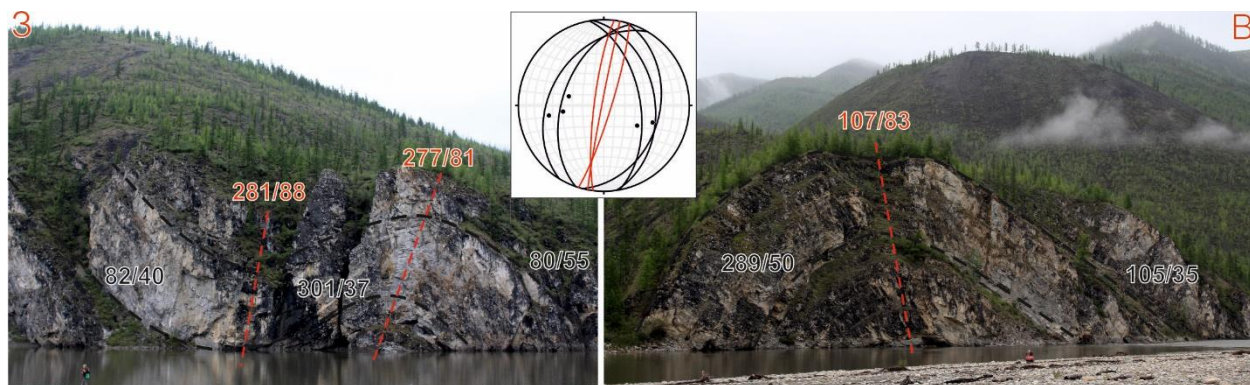


Рисунок 37. Пологие складки в вендских карбонатных породах и стереограмма для крыльев складок и осевых плоскостей, точка наблюдения белб (604), устье р. Суордах. Черным обозначена слоистость, красным – осевые плоскости.



Рисунок 38. Сжатые складки в кембрийских глинистых карбонатах, точка наблюдения бел10 (608). Черным обозначена слоистость, синим – осевые плоскости, красным – жила.

К востоку интенсивность складчатости увеличивается. В точке наблюдения бел10 (608) были отмечены многочисленные сжатые складки с восточным падением осевых плоскостей под крутыми углами. Складки параболические, наклонные (рис. 38).

Восточнее, в точке наблюдения бел3 (601) были зафиксированы крупные и мелкие складки (рис. 39), похожие по своим характеристикам на складки в точке белб (604) (рис. 37). Складки, аналогичные отмеченным в точке бел10 (608) (рис. 38), но меньшего масштаба, были зафиксированы в точке наблюдения бел12 (610) (рис. 40). Здесь осевые плоскости круто падают на запад. Таким образом, отмечается подобие структурных форм различного масштаба.

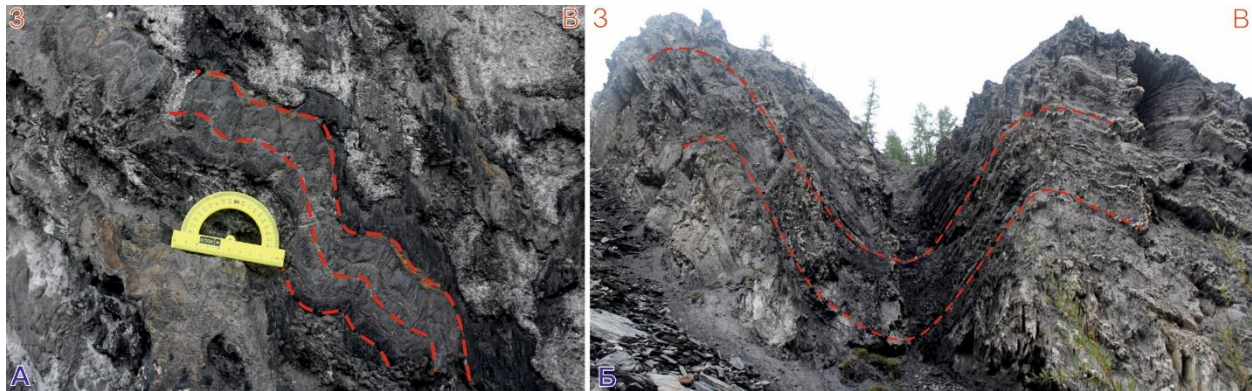


Рисунок 39. Складки в кембрийских глинистых известняках, точка наблюдения бел3 (601).

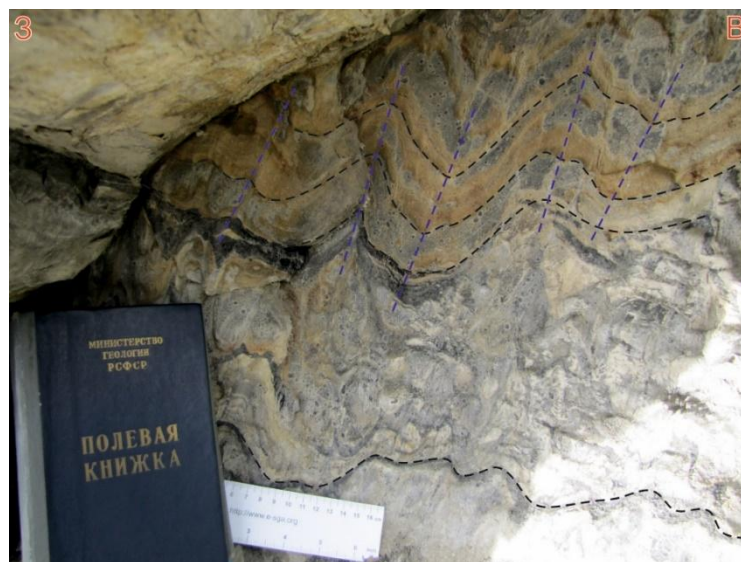


Рисунок 40. Мелкие складки в кембрийских глинистых карбонатах, точка наблюдения бел12 (610).

Кливаж на р. Белой развит в кембрийских глинистых известняках в точках бел3 (601) и бел2 (600) (с запада на восток). Был отмечен кливаж с крутым восточным и западным падением (рис. 41), что может указывать на минимум две фазы деформаций.

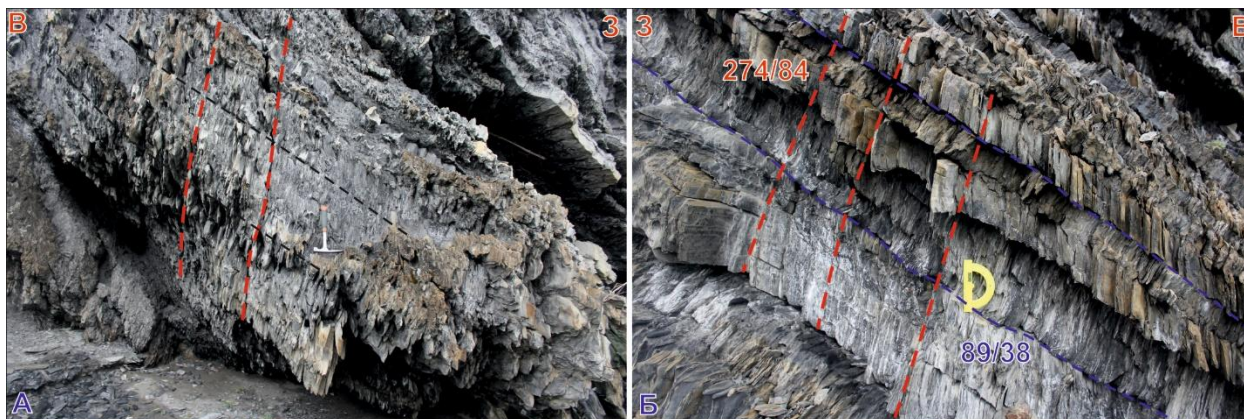


Рисунок 41. Кливаж в кембрийских глинистых известняках, А – точка наблюдения бел2 (600), Б – точка наблюдения бел3 (601).

Кальцитовые и кварцевые жилы широко развиты в пределах участка работ и были отмечены с запада на восток в следующих точках наблюдения: в алевролитах тоттинской свиты в точке бел8 (606), в кембрийских карбонатах в точках бел10 (608) (рис. 38), бел3 (601) (рис. 43), бел11 (609) (рис. 44), бел12 (610) (рис. 45), бел2 (600) (рис. 46) и в ордовикских известняках в точке бел1 (599). Ориентировки жил для всех точек распределены хаотично (рис. 42).

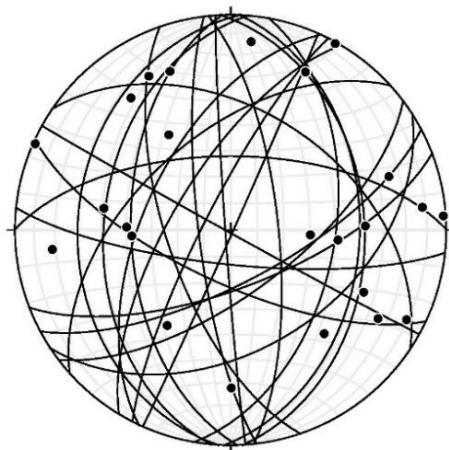


Рисунок 42. Стереограмма для минерализованных жил по р. Белой, плоскости и полюса к ним, 24 измерения.

В точках бел8 (606), бел10 (608) и бел11 (609) жилы круто падают на восток (рис. 38, 44). В точке бел3 (601) были отмечены субвертикальные жилы (рис. 43Б) и жилы, смятые в мелкие сжатые складки (рис. 43А).

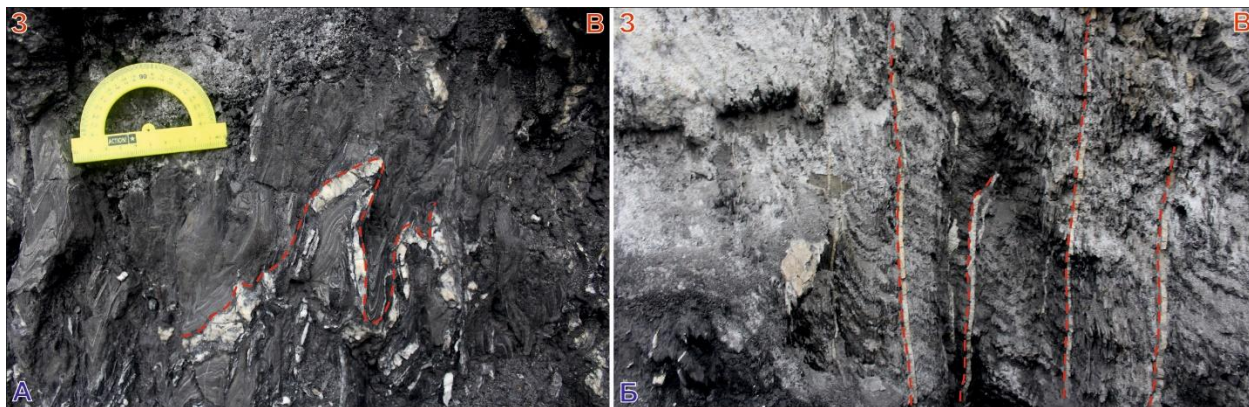


Рисунок 43. Жилы в кембрийских глинистых известняках в точке белЗ (601).



Рисунок 44. Жилы в кембрийских глинистых известняках в точке бел11 (609).

В точках бел12 (610) (рис. 45), бел2 (600) (рис. 46) и бел1 (599), расположенных восточнее, жилы имеют западные падения. Таким образом, с запада на восток в пределах участка работ мы наблюдаем смену азимутов падения жил с преимущественно восточных на преимущественно западные.



Рисунок 45. Жилы в кембрийских глинистых известняках в точке бел12 (610).



Рисунок 46. Жилы в кембрийских глинистых известняках в точке бел2 (600).

Поле напряжений, в котором могли быть сформированы жилы с ориентировкой как на рисунках 44-46, должно иметь крутопадающие оси сжатия и растяжения, что не характерно для данного региона. Это дает основания предполагать, что жилы были сформированы на более раннем этапе деформаций и после развернуты в их настоящее положение.

На руч. Светлом в ядре Горностахской антиклинали в глинистых сланцах пионерской свиты были измерены две ортогональные системы трещин (рис. 47). Первая система трещин имеет северо-восточное простирание (обозначены красным), вторая – северо-западное (обозначены зеленым). Углы падения варьируют от 72 до 89°. Возможно, это сопряженные трещины, и тогда они были образованы в поле напряжения с субширотной осью сжатия.

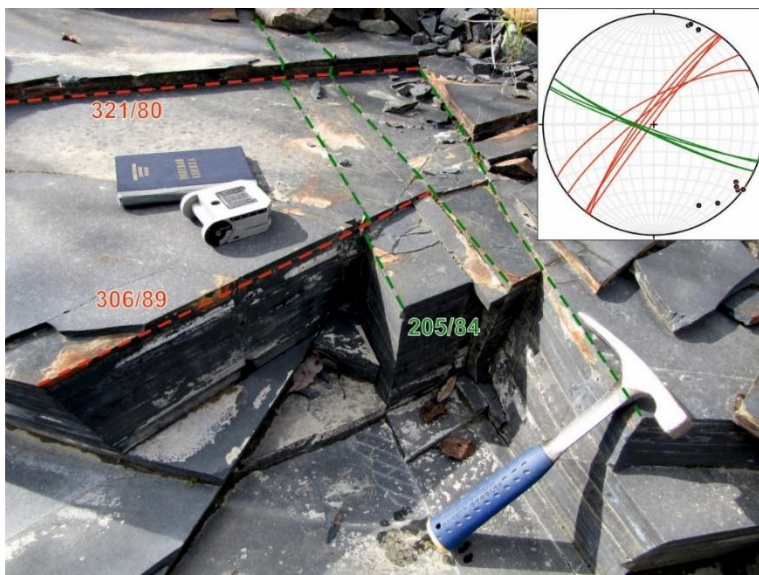


Рисунок 47. Две системы трещин в глинистых сланцах пионерской свиты в ядре Горностахской антиклинали, точка бел9 (607). На стереограмме показаны плоскости и полюса к ним.

Зеркала и борозды скольжения были измерены в двух точках – бел7 (605) и бел8 (606) (рис. 48, 49). Зеркала скольжения, измеренные в силле в вендских карбонатах (рис. 48), отвечают сбросовому полю напряжения с субгоризонтальной осью растяжения с азимутом погружения 90° при угле погружения 5°, субвертикальной осью сжатия с азимутом погружения 325° под углом 81°, и субгоризонтальной промежуточной осью с азимутом погружения 181° и углом погружения 8°.

Зеркала скольжения в алевролитах тоттинской свиты (рис. 49) характеризуют надвиговое поле напряжений с пологой осью сжатия, погружающейся с азимутом 288° под углом 14° , крутопадающей осью растяжения (азимут погружения 137° , угол погружения 74°) и пологой промежуточной осью (азимут погружения 20° , угол погружения 7°).

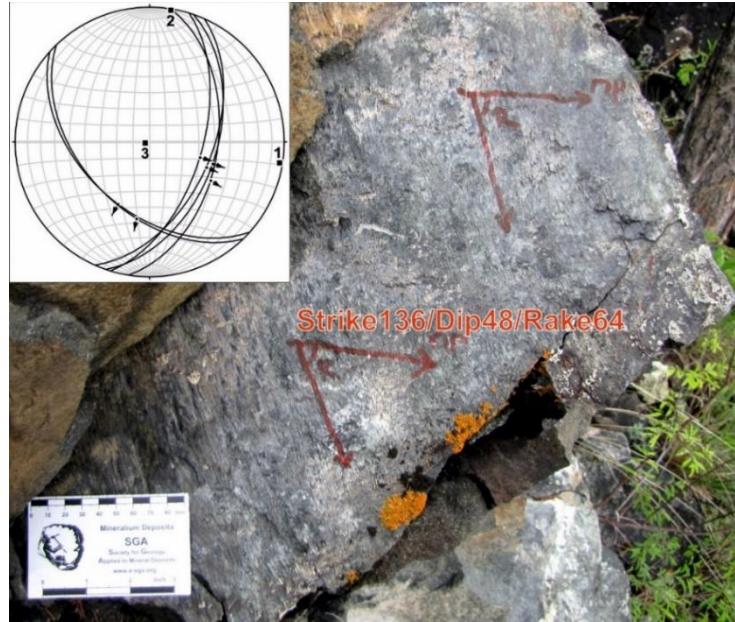


Рисунок 48. Зеркала скольжения в силле в вендских карбонатах, точка бел7 (605). Поле напряжения построено в программе *FaultKin* (Allmendinger, 2016). 1 - ось растяжения, 2 - промежуточная ось, 3 - ось сжатия.

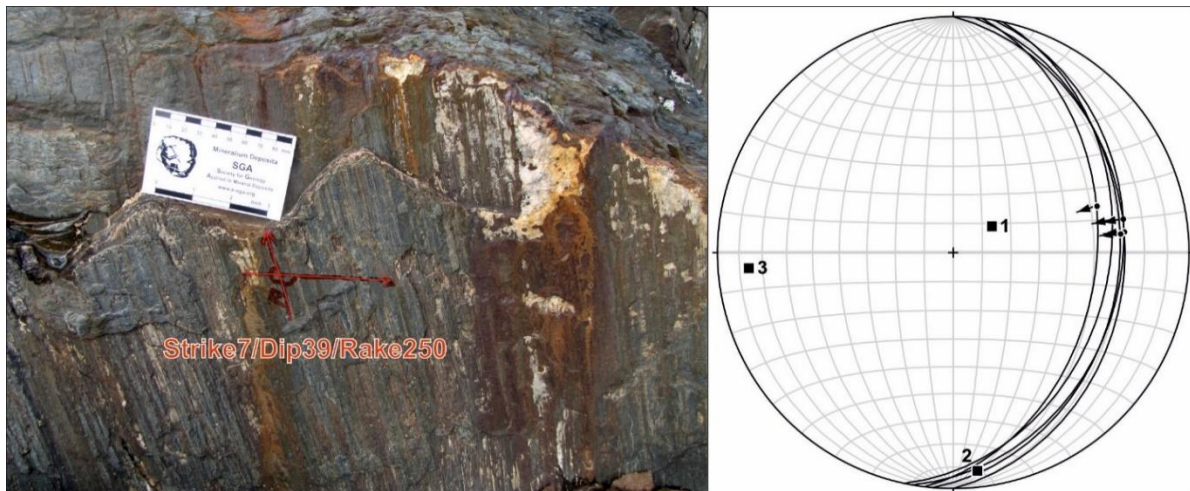


Рисунок 49. Зеркала скольжения в алевролитах тоттинской свиты, точка бел8 (606). Для обработки измерения в программе *FaultKin* (Allmendinger, 2016) из *rake* вычитается 180° . 1 - ось растяжения, 2 - промежуточная ось, 3 - ось сжатия.

Глава V. Обсуждение

5.1. Сбалансированные разрезы

Сбалансированные разрезы по рекам Аллах-Юнь (рис. 15) и Юдома (рис. 17) имеют ряд сходств и различий, которые обсуждаются в настоящем разделе. Оба разреза представляют собой серию надвинутых друг на друга тектонических пластин, образующих передовой чешуйчатый веер, а по фронтальному надвику они надвинуты на чехол Сибирской платформы. В обоих разрезах отмечается погружение базального надвига и увеличение мощностей с запада на восток. На основе сейсмических данных базальный надвиг на разрезе по р. Аллах-Юнь был прослежен до глубины около 15 км, и на разрезе по р. Юдоме он был отрисован также до этой глубины на основании мощностей осадочных комплексов и поскольку предполагается, что между этими профилями нет значительных перепадов в глубине залегания фундамента. Для обоих разрезов характерно выполаживание надвигов с глубиной, но на разрезе по р. Аллах-Юнь надвиги более пологие, чем на р. Юдоме. Близкими по величине (около 20%) оказываются и оценки сокращения поверхности, несколько меньшие, чем сделанные ранее для Майско-Кыллахской зоны А.К. Худолеем и Г.А. Гурьевым – около 30% (Khudoley, Guriev, 2003; Худoley, 2003).

Согласно А.К. Худолею и Г.А. Гурьеву, листрические сбросы Верхоянского складчато-надвигового пояса были заложены в начале позднего рифея (рис. 4), и на реставрированных разрезах (рис. 6) наблюдается ступенчатое увеличение мощностей верхнерифейских отложений с запада на восток, то есть предполагается, что, по крайней мере, часть разломов сформировались еще в рифее синхронно осадконакоплению, и поэтому в лежащем и висячем крыльях разломов мощности могли не совпадать. В ходе мезозойского тектоногенеза произошла реактивация листрических сбросов как надвигов (Khudoley, Guriev, 2003; Худoley, 2003). Построенные в настоящей работе сбалансированные разрезы (рис. 15, 17) показывают возможность того, что мощности растут с запада на восток не скачками на разломах, а увеличиваются постепенно в пределах надвиговых пластин, а в лежащем и висячем крыльях надвигов совпадают. В таком случае, все разломы могут быть не реактивированными рифейскими сбросами, а образованными уже во время мезозойского тектоногенеза.

Разрез по р. Белой (рис. 8), проходит севернее и по расположению базального срыва в нижнерифейских породах сходен с разрезом по р. Аллах-Юнь. В то же время, необходимо отметить, что в северном направлении строение надвиговой системы упрощается – в разрезе по р. Юдома выделяется 6 пластин, по р. Аллах-Юнь – 4 пластины, в разрезе по р. Белая отчетливо видна только одна, хотя и более сложно построенная, пластина. На рисунке 2 заметно, что с юга на север от разреза по р. Юдоме к разрезу по р. Аллах-Юнь и далее к Горностахской антиклинали (р. Белой) ширина надвиговой системы и наиболее крупных складок увеличивается.

В разрезе рифея – нижнего палеозоя наблюдается чередование толщ массивных пород (напр., светлинская или ципандинская свита) и толщ гораздо более пластичных глинистых пород или тонкого чередования карбонатных и глинистых пород (напр., тоттинская, малгинская или далындинская/устькирбинская свита). Такое чередование мощных пачек с резко различными физическими свойствами создает благоприятные условия для формирования крупных срывов по пластичным горизонтам и известно в литературе под термином «механическая стратиграфия» (Pluijm Van der, Marshak, 2004). Механическая стратиграфия проявилась и в формировании рассматриваемых надвиговых структур, но важным отличием двух разрезов является то, какие породы находятся в основании надвиговых пластин. На разрезе по р. Аллах-Юнь базальный срыв происходит по породам учурской серии нижнего рифея, а на р. Юдоме – по отложениям тоттинской свиты керпыльской серии среднего рифея. Имеющиеся данные пока недостаточно, чтобы объяснить, каким образом происходит перескок поверхности базального срыва с одного уровня на другой вдоль простирания надвиговой структуры.

5.2. Поля напряжений и этапы деформаций

Юдома. Рассмотрим, как изменяется структурный стиль Майского сегмента Майско-Кыллахской зоны с запада на восток, и какие этапы деформаций могут быть выделены в различных надвиговых системах. Наиболее западная тектоническая пластина 1 на р. Юдоме имеет простое строение с преимущественно южными падениями с углами до 45° (рис. 20) и крупной пологой синклинальной складкой, заметной на карте масштаба 1 : 200 000 (прил. 1), осевая плоскость которой ориентирована в северо-восточном – юго-западном направлении. Следовательно, ось сжатия имела северо-западную – юго-восточную ориентировку. В данной пластине не были зафиксированы жилы, трещины, кливаж, мелкие складки и разломы. В следующей к востоку пластине 2 преобладают пологие восточные падения горных пород (рис. 22). В ней также не описаны жилы, трещины и кливаж, но появляются разломы с восточным и западным падениями и задокументирована флексура в песчаниках джабатымской свиты верхнего рифея, которая является примером структуры послыного надвига (рис. 25) и могла быть образована в поле напряжений с субширотной осью сжатия.

Пластины 1 и 2 соответствуют Нельканской надвиговой системе (ННС). Несмотря на некоторое различие ориентировок осей сжатия, предполагается, что описанные структуры могли быть сформированы в один этап деформаций, соответствующий основному этапу надвигообразования и формирования складок в условиях субширотного сжатия. Отклонение от субдолготного простирания надвигового пояса и поворот ННС к юго-западу в районе р. Юдомы могут быть связаны с более поздним этапом деформаций и движениями в субдолготном направлении, хотя в локальных структурах такие деформации не наблюдаются.

Тектоническая пластина 3 отвечает Гувиндинской надвиговой системе (ГНС). Для нее характерны пологие восток-юго-восточные и запад-северо-западные падения, фиксирующие широкое развитие пологих складок (рис. 26А, 29) и в целом сходные с распределением всех элементов залегания по р. Юдоме. В этой пластине, помимо складок и разломов (рис. 29, 30, 31А), распространен кливаж, трещины и жилы (рис. 28, 31Б), развитые в отложениях устькирбинской свиты и в кембрийских глинистых известняках, при этом кливаж и осевые плоскости складок имеют сходные между собой ориентировки, аналогичные с распределением по всему участку, и указывающие на их образование в

поле напряжений с осью сжатия в запад-северо-западном – восток-юго-восточном направлении. В верхнерифейских породах описано обнажение со складками, послойным срывом и секущим надвигом в верхней части обнажения (рис. 30). Предполагается, что формирование складок и послойного срыва происходило в основной этап складчатости одновременно с крупными складками, которые прослеживаются на карте масштаба 1 : 200 000 (прил. 1), с близкой к субширотной осью сжатия, а секущий надвиг относится ко второму этапу деформаций с аналогичным полем напряжений. Третий этап деформаций с движениями в субдолготном направлении выделяется на основании изгиба оси Гувиндинской антиклинали к востоку в районе р. Юдомы. Подобные изгибы надвиговых систем могут также быть связаны с внедрением индентора (жесткого блока), в данном случае с востока, но в таком случае надвиги изгибались бы в одном направлении, а Нельканский и Гувиндинский надвиги изгибаются в противоположных, что говорит в пользу гипотезы поздних субдолготных движений.

Во фронте Чагдинской надвиговой системы (ЧНС) породы устькирбинской свиты смяты в крупную Юдомо-Майскую антиклиналь шириной около 8 км, вытянутую в долготном направлении. На разрезе (рис. 17) антиклиналь проявлена в пластине 4. Внутренняя часть ЧНС соответствует пластине 5 (рис. 17). Распределение элементов залегания, кливажа и осевых плоскостей складок в пластине 5 (рис. 32) аналогично таковому для всей р. Юдомы и соответствует полю напряжений с осью сжатия в запад-северо-западном – восток-юго-восточном направлении. По сравнению с пластиной 3, падения горных пород более крутые. Кливаж здесь развит в каменноугольных и пермских породах. Также в пластине 5 описаны сопряженные трещины (рис. 32Г), по которым была определена ось сжатия с субширотной ориентировкой.

На обоих крыльях крупной синклинали, которая отмечается на карте масштаба 1 : 200 000 (прил. 1) и имеет осевую плоскость с долготной ориентировкой, терригенные отложения кунгурской свиты нижней перми смяты в мелкие складки с одинаковой ориентировкой осевых плоскостей (рис. 17, 32, 34, 35), что указывает на их образование до формирования крупной синклинали складки, а значит, минимум на два этапа деформаций. Предполагается, что второй из этих этапов был основным, когда в условиях субширотного сжатия сформировались основные надвиги и крупные складки, в том числе Юдомо-Майская антиклиналь, а образование мелких складок в пермских породах

происходило на более раннем этапе с осью сжатия в запад-северо-западном – восток-юго-восточном направлении. Трещины отрыва (рис. 36) фиксируют обстановку растяжения в широтном направлении, которая выделяется как третий этап деформаций.

Белая. Участок работ на р. Белой относится к Кыллахско-Эбейке-Хаятинскому сегменту (КЭС) (рис. 2, прил. 4) и находится в пределах Горностахской антиклинали (ГА), Акринской надвиговой системы (АНС) и зоны Бурхалинского разлома (ЗБР) (рис. 50), севернее и структурно восточнее разрезов по рекам Юдоме и Аллах-Юнь (Прокопьев, 1989).

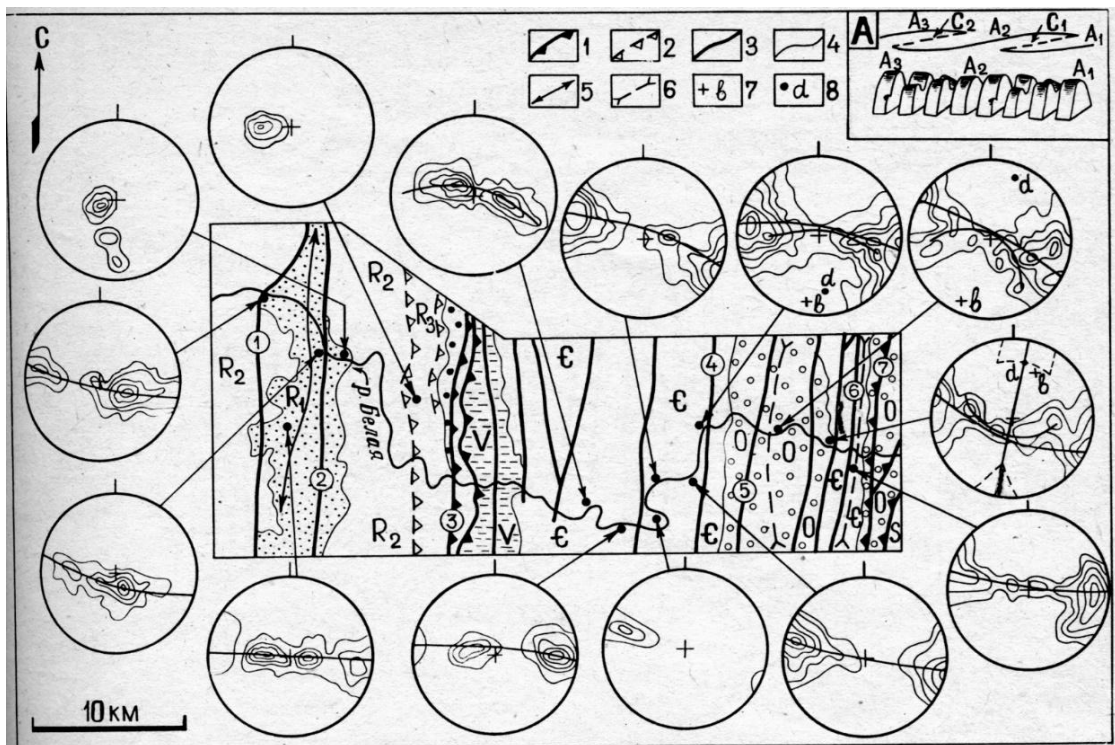


Рис. 31. Тектоническая схема ядра Горностахской антиклинали, Акринской надвиговой системы и ЗБР. Стереограммы полюсов к слоистости иллюстрируют поведение слоистости и складчатости на площади.

В кружках — разломы: 1— Димский, 2— Светлинский, 3— Акринский, 4— Бурхалинский, 5— Хотунский, 6— Сетаньинский, 7— Восточно-Сетте-Дабанский.

Надвиги: 1— достоверные; 2— предполагаемые; 3— разломы; 4— стратиграфические границы; 5— оси антиклиналей; 6— оси синклиналей; на стереограммах: 7— шарниры складок F_3^2 и F_4^2 , 8— вершинные оси складок F_3^2 .

А — рассеченная блок-диаграмма (внизу) кулисообразных складок (по Campbell, 1958) с проекцией на плоскость (вверху); A_1, A_2, A_3 — оси антиклиналей; C_1, C_2 — оси синклиналей

Рисунок 50. Тектоническая схема ядра Горностахской антиклинали, Акринской надвиговой системы и зоны Бурхалинского разлома (Прокопьев, 1989).

К ядру Горностахской антиклинали относятся две точки наблюдения: 606 и 607 (прил. 4). В т. 607 были отмечены две системы трещин (рис. 47), которые могли быть образованы в поле напряжений с субширотной осью сжатия. Замеры зеркал скольжения в т. 606 также фиксируют надвиговое поле напряжений с пологой осью сжатия, погружающейся на запад, и крутопадающей осью растяжения (рис. 49).

В АНС и в районе руч. Суордах (прил. 4) были отмечены складки двух генераций, образовавшиеся в условиях субширотного сжатия. Складки первой генерации – интенсивные сжатые (рис. 38, 43А), второй генерации – крупные пологие и открытые складки (рис. 37, 39Б). Замеры зеркал скольжения в точке 605 указывают на сбросовое поле напряжений с субгоризонтальной осью растяжения, погружающейся на восток, и субвертикальной осью сжатия (рис. 48). Обстановка растяжения может быть связана с более поздним этапом деформаций.

Восточнее выделяется зона Бурхалинского разлома шириной более 25 км (рис. 50), в которую попадают точки 600, 609 и 610 (прил. 4). Во всех этих точках в кембрийских породах описаны многочисленные крутопадающие жилы (рис. 44-46), а в т. 610 также отмечаются мелкие складки (рис. 40). Жилы широко развиты по всему участку работ на р. Белой (рис. 38, 43-46), но их ориентировки распределены хаотично (рис. 42). Встречаются как субвертикальные (рис. 43Б), так и наклонные жилы (рис. 38, 44-46), а также смятые в мелкие сжатые складки (рис. 43А). При этом в западных точках характерно восточное падение жил (рис. 38, 44), а восточнее в пределах ЗБР – западное падение (рис. 45, 46). Предполагается, что наклонные крутопадающие жилы были сформированы на более раннем этапе деформаций, а после этого развернуты в их настоящее положение. Таким образом, в ЗБР предполагается минимум два этапа деформаций, но имеющих наблюдений недостаточно для их характеристики.

В таблице 1 приводится схема корреляции этапов деформаций, выделенных в различных надвиговых системах в Майско-Кыллахской и Сетте-Данской зонах на р. Юдоме и Белой, и соответствующие им поля напряжений, при этом этапы имеют нумерацию от I до IV, а II этап является основным. Аналогичные структурные ассоциации и поля напряжения в различных надвиговых системах позволяют выделять в них синхронные этапы деформаций. Предполагается, что основной этап деформаций происходил относительно одновременно в пределах всей Майско-Кыллахской и Сетте-

Дабанской зонах. Основные надвиги на р. Юдоме не пересекают крупные складки (прил. 1), что указывает на образование этих надвигов в основной этап деформаций.

Таблица 1. Этапы деформаций в Майско-Кыллахской и Сетте-Дабанской зонах.

	I этап	II этап	III этап	IV этап
Майско-Кыллахская зона				
ННС		Формирование надвигов, крупных складок, флексуры и послонных надвигов в обстановке сжатия с осью сжатия в запад-северо-западном – восток-юго-восточном направлении		Изгиб Нельканского надвига к юго-западу, связанный с движениями в субдолготном направлении
ГНС		Формирование надвигов, крупных и мелких складок, послонных срывов в обстановке сжатия с осью сжатия в запад-северо-западном – восток-юго-восточном направлении	Образование секущего надвига в условиях субширотного сжатия	Изгиб Гувиндинского надвига к востоку, связанный с движениями в субдолготном направлении
ЧНС	Формирование мелких складок в обстановке сжатия с осью сжатия в запад-северо-западном – восток-юго-восточном направлении	Формирование надвигов и крупных складок в условиях субширотного сжатия		Образование трещин отрыва в условиях субширотного растяжения
ГА		Образование взбросовых зеркал скольжения и систем трещин в условиях субширотного сжатия		
Сетте-Дабанская зона				
АНС и ЗБР	Формирование интенсивных сжатых складок в условиях субширотного сжатия	Формирование крупных пологих и открытых складок в условиях субширотного сжатия		Образование сбросовых зеркал скольжения в условиях субширотного растяжения

Структурные характеристики Майско-Кыллахской и Сетте-Дабанской зон рассмотрены А.В. Прокопьевым (1989). В ННС Майского сегмента (р. Юдома) им были установлены две генерации складок, складки первого этапа образовались в результате субширотных движений по надвигам, во второй этап деформаций движения происходили в субдолготном направлении и формировались наложенные складки второй генерации. Первый этап совпадает с выделенным в настоящей работе. Складки второй генерации не были отмечены, но изгиб Нельканского надвига также связывается с субдолготными движениями.

В ГНС А.В. Прокопьевым предполагается три этапа надвигообразования. В первый этап движения по надвигам происходили в субширотном направлении, была сформирована общая покровно-надвиговая структура, развивались межслоевые срывы и пологие надвиги и складки первой генерации, которые во второй этап были коаксиально деформированы, а также развивались надвиги и взбросы. В третий этап движения происходили по поверхностям тех же надвигов в субдолготном направлении и формировались складки третьей генерации. Ось Гувиндинской антиклинали имеет форму дуги, выпуклой на восток, что может быть связано с ее изгибом в третий этап деформаций (Прокопьев, 1989). В настоящей работе выделяются аналогичные этапы деформаций, но были отмечены только складки основного этапа.

В ЧНС в первый этап деформаций произошло образование пологих срывов, которые сопровождалась мелкими складками. Во второй этап заложился фронтальный надвиг и мелкие надвиги и взбросы, сформировалась Юдомо-Майская антиклиналь и крупные складки, коаксиальные складкам первого этапа. Резкое искривление оси Юдомо-Майской антиклинали к юго-востоку позволяет предполагать присутствие наложенных деформаций субширотного простираения третьего этапа (Прокопьев, 1989). А.В. Прокопьевым описаны деформации пермских отложений в ЧНС с аналогичными приведенным в настоящей работе распределением полюсов к слоистости (рис. 32А и 51А) и ориентировками осевых плоскостей и шарниров складок (рис. 32В и 51Б). Таким образом, как и в настоящей работе, в ЧНС А.В. Прокопьевым выделяется три этапа деформаций и предполагается, что основным был второй. Третий этап, выделенный на основании искривления оси Юдомо-Майской антиклинали, подтверждается трещинами отрыва, образовавшимися в условиях субширотного растяжения.

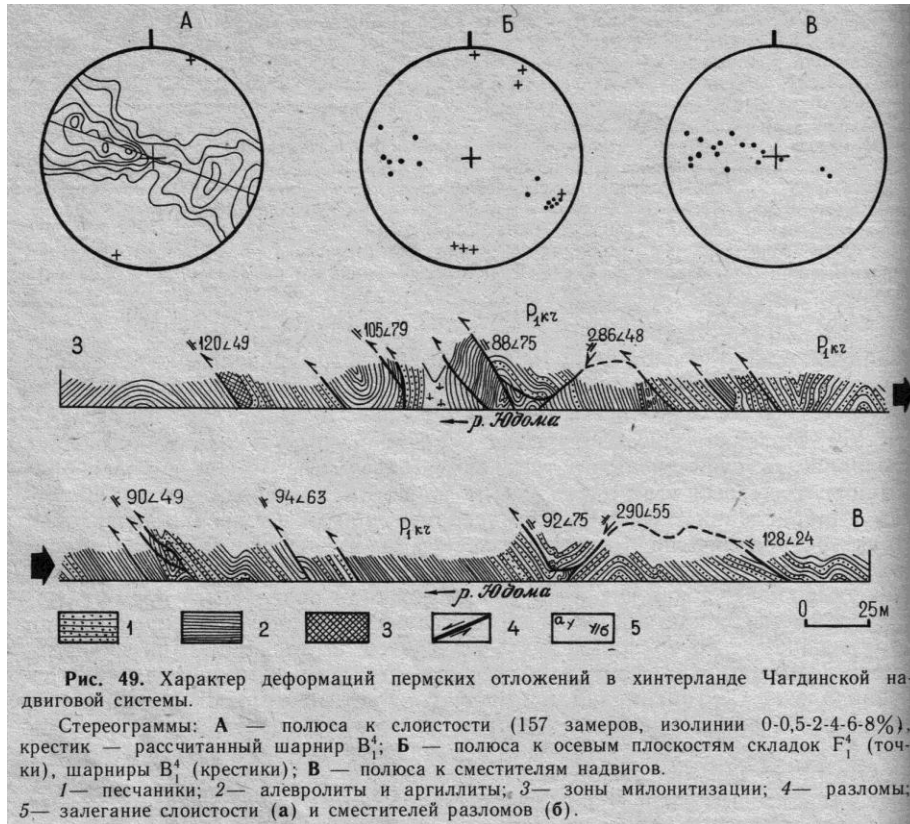


Рисунок 51. Характер деформаций пермских отложений во внутренней части Чагдинской надвиговой системы (Прокопьев, 1989).

В Улахан-Бамской надвиговой системе (УБНС) выделяются две генерации складок. Складки первой генерации открытые, сжатые, изоклиальные, цилиндрические и конические, распространен кливаж осевой плоскости. Наложенные коаксиальные складки второй генерации отмечаются по искривлению кливажных плоскостей в зонах мелких разломов (Прокопьев, 1989).

Разрез по р. Аллах-Юнь (рис. 2, 15) проходит в пределах Центрального сегмента, структурные характеристики которого также приведены у А.В. Прокопьева (1989). В западной части ННС им описаны открытые, концентрические складки шириной от первых дециметров до первых метров, шарниры которых погружаются на юго-восток, а осевые плоскости наклонены на юго-запад. Отмечается тектоническая брекчия, зоны дробления, межслоевые срывы. В восточной части ННС складки изоклиальные, концентрические, шарниры полого погружаются в северо-восточном направлении, осевые плоскости круто падают на северо-восток. В тылу ННС известняки усть-майской свиты смяты в

концентрические складки, фиксируются пологие срывы, наклоненные на юго-восток и параллельные слоистости висячих крыльев (Прокопьев, 1989).

Надвиги ГНС сформировались в два этапа, в первый при движениях в широтном направлении образовались Сарданинская синклиналь и Кунгурская антиклиналь, дальнейшее сжатие привело к разрыву сплошности пород на общем крыле этих складок и образованию пологого надвига, во второй этап произошло смятие в складку надвига и образование дополнительных взбросов (Прокопьев, 1989).

В ЧНС описаны открытые и изоклинные цилиндрические, концентрические складки, зоны дробления, серии пологих надвигов с падением на юго-восток. В замках крупных складок развита мелкая складчатость. Шарниры складок первой генерации пологие, погружающиеся на северо-восток, осевые плоскости под углами 50-70° наклонены на юго-восток. В кембрийских толщах развит трещинный кливаж осевой плоскости. Разломы и кливаж смяты в пологие складки, коаксиальные ранним складкам. Редкие наложенные складки третьей генерации отмечены в висячем крыле, в породах саларской свиты (Прокопьев, 1989).

В пределах сегмента устанавливается два надвиговых поля напряжений с преимущественно субширотными ориентировками осей сжатия, от северо-восточной – юго-западной до северо-западной – юго-восточной (Прокопьев, 1989). Построенный сбалансированный разрез вдоль р. Аллах-Юнь (рис. 15) не обладает достаточной детальностью для того, чтобы сравнивать мелкомасштабные структуры с описанными в литературных источниках, но общая структура могла быть образована в два этапа в условиях субширотного сжатия.

На р. **Белой** в ядре ГА первое поле напряжений сдвигового типа характеризуется северо-восточным простиранием оси сжатия, а ось сжатия второго, взбросового поля напряжений ориентирована в субширотном направлении (Прокопьев, 1989). Таким образом, полевые наблюдения в настоящей работе фиксируют только второй этап деформаций в ГА – субширотного сжатия, который является, по-видимому, основным.

В зоне Акринского разлома А.В. Прокопьевым установлено два поля напряжений: первое поле сдвиговое с горизонтальной широтной осью сжатия, второе поле надвиговое с пологой субширотной осью сжатия. Субширотное сжатие в АНС происходило в два этапа. В первый этап в пластичных горизонтах развивались межпластовые срывы и пологие

надвиги, которые позже были деформированы в открытые складки. Складки первой генерации интенсивные, концентрические, малоамплитудные, складки второй генерации крупные (до первых километров), открытые, коаксиальные ранним складкам (Прокопьев, 1989). Эти складки двух генераций аналогичны описанным в АНС в настоящей работе.

Согласно А.В. Прокопьеву, в интервале от руч. Суордах до р. Бурхалы ось сжатия первого поля напряжений ориентирована в северо-восточном – юго-западном направлении, а второго поля – в субширотном направлении. В ЗБР ось сжатия первого поля напряжений ориентирована в северо-западном – юго-восточном направлении, а второго поля – в северо-восточном – юго-западном направлении. В ЗБР установлено пять генераций складок. Линейности первой и второй генераций выражены желобчатостью и бугорчатостью, наблюдаются на крыльях и в замках складок третьей генерации. Складки третьей генерации открытые и сжатые до изоклинальных, являются основными складками зоны. В них широко развит кливаж, осевые плоскости и кливаж крутые ($75-85^\circ$), азимуты падения в основном северо-западные. Крупные складки сопровождаются дополнительными мелкими (первые сантиметры и дециметры). Складки четвертой генерации малоамплитудные, проявлены редко и не оказали существенного влияния на общий структурный план. Складки пятой генерации преимущественно открытые, от 5-10 см до первых десятков метров, приурочены к зонам крупных разломов (Прокопьев, 1989). Складки, описанные в настоящей работе, можно сопоставить со складками третьей генерации.

Можно отметить, что участок работ по р. Белой отличается относительной однородностью структурных характеристик и в целом большей степенью деформированности, чем по р. Юдоме. Согласно А.В. Прокопьеву, Майско-Кыллахская зона отличается от Сетте-Дабанской бедным структурным парагенезисом, что связано с преимущественно покровно-надвиговыми движениями по разломам Майско-Кыллахской зоны и с меньшей величиной постмезозойского эрозионного среза отложений Майско-Кыллахской зоны по сравнению с Сетте-Дабанской (Прокопьев, 1989). Более вероятной представляется связь степени деформированности и литологией: так, на р. Белой в кембрийских глинистых известняках (рис. 38-41, 43) значительно выше содержание глинистого материала, чем на р. Юдоме (рис. 27, 31), а следовательно, более развиты пластичные деформации, такие как интенсивные складки (рис. 38).

5.3. Эволюция складчато-надвиговой системы

В результате корреляции деформаций в различных надвиговых системах и сопоставления полей напряжений в эволюции Верхоянской складчато-надвиговой системы в Майско-Кыллахской и Сетте-Дабанской зонах было выделено IV этапа деформаций (табл. 1). Этапы I, II и III происходили в обстановке сжатия с осью сжатия в запад-северо-западном – восток-юго-восточном или субширотном направлении. Единство полей напряжений позволяет предполагать близость этих этапов во времени. IV этап, связанный с субширотным растяжением и субдолготными перемещениями, может быть значительно более поздним.

А.В. Прокопьевым были выделены три этапа деформаций для Майско-Кыллахской зоны и пять для Сетте-Дабанской. В Майско-Кыллахской зоне в первый этап образовались покровы субдолготного простиранья, сопровождаемые концентрическими, цилиндрическими складками, тектоническим меланжем и встречными надвигами. Во второй этап происходило коаксиальное дожимание ранее сформированных структур с образованием концентрических складок. Третий этап деформаций связан с движением масс в северо-западном и долготном направлении, иногда по уже существовавшим поверхностям надвигов. В это время формируются наложенные складки и некоторые поперечные сдвиги трансформируются в надвиги. Первые два этапа в Сетте-Дабанской зоне (формирование линейностей) сопоставляются по времени с первым этапом деформаций в Майско-Кыллахской зоне (формирование покровно-надвиговых структур), третий этап Сетте-Дабанской зоны (взбросо-сдвиговые перемещения по Бурхалинскому разлому, формирование основных складок зоны, образование структуры «пальмового дерева») в Майско-Кыллахской не проявлен. Четвертый этап Сетте-Дабанской зоны соответствует второму этапу Майско-Кыллахской зоны (дожимание ранее сформированных структур), а пятый этап Сетте-Дабанской зоны – третьему Майско-Кыллахской (сдвиги по субдолготным разломам и формирование наложенных складок) (Прокопьев, 1989).

Этапы, выделенные для Майско-Кыллахской зоны А.В. Прокопьевым и в настоящей работе, в целом совпадают за исключением ЧНС, где предполагается этап сжатия, предшествовавший основному этапу деформаций. Для Сетте-Дабанской зоны сходным является выделение двух этапов субширотного сжатия. Сдвиговые перемещения

в настоящей работе не были зафиксированы, но был выделен поздний этап субширотного растяжения, предположительно соответствующий таковому в Майско-Кыллахской зоне.

Начало деформаций в Южном Верхоянье определено методом датирования по трекам осколков спонтанного деления урана по циркону (zircon fission track – ZFT). Наиболее древняя ZFT датировка – 162 ± 14 млн. лет (начало поздней юры) – получена для образца вендских песчаников из западной части Сетте-Дабанской зоны (Малышев и др., 2018). Интерпретация этого возраста как тектонического события подтверждается $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом 151 ± 1 млн. лет (конец поздней юры) для метаморфизованных сланцев из Сетте-Дабанской зоны (Того и др., 2004). В Майско-Кыллахской зоне подобные датировки отсутствуют, и предполагается, что деформации в ней начались позже.

По ZFT датировкам образцов из Горностахской антиклинали следующая фаза надвигообразования была определена как 115-130 млн. лет (вторая половина нижнего мела) (Малышев и др., 2018). В этот же интервал попадает $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст 119-123 млн. лет (аптский ярус нижнего мела) по биотиту из гранодиоритового интрузива, прорывающего верхнепалеозойские толщи в Аллах-Юньской зоне (Того и др., 2004). Для Гувиндинской надвиговой системы Центрального сегмента Майско-Кыллахской зоны имеется датировка по трекам осколков спонтанного деления урана по апатиту (apatite fission track – AFT) 110 млн. лет, возможно, из зоны частичного отжига (http://pages.geo.wvu.edu/~jtoro/download/ToroAGU04_captioned2.pdf). Данная фаза надвигообразования была проявлена во всех зонах складчато-надвиговой системы и в Майско-Кыллахской зоне соответствует началу деформаций.

ZFT возрасты кембрийского и ордовикского образцов из Сетте-Дабанской зоны 90-92 млн. лет (начало верхнего мела) (рис. 8) отражают следующую фазу подъема и эрозии горной системы, которая продолжалась примерно до 70 млн. лет (конец верхнего мела), что фиксируется AFT возрастными. Трековые датировки по апатиту по всему разрезу (рис. 8) имеют близкие значения от 86 до 67 млн. лет, что указывает на то, что эта фаза подъема и эрозии происходила практически одновременно по всему региону (Малышев и др., 2018). Датировки данного возрастного интервала являются наиболее распространенными во всех зонах Южного Верхоянья (Того et al., 2004; Малышев et al., 2018; http://pages.geo.wvu.edu/~jtoro/download/ToroAGU04_captioned2.pdf), и он считается

основным этапом деформаций. Скорее всего, все деформации I, II и III этапов, выделенные в настоящей работе, относятся именно к интервалу 70-92 млн. лет.

Термическое моделирование по апатиту указывает на наиболее молодой этап эрозии около 20-30 млн лет, который косвенно указывает на возобновление тектонической активности в регионе на рубеже палеогена и неогена (Малышев и др., 2018). Можно предположить, что данному этапу соответствует IV этап – субширотного растяжения, природа которого пока неочевидна.

Заключение

В результате проведенных исследований были выполнены поставленные задачи и цель работы и получены следующие результаты:

1. Для построенных сбалансированных разрезов через Майско-Кыллахскую зону Южного Верхоянья рассчитаны сокращения поверхности: для разреза вдоль р. Аллах-Юнь (Центральный сегмент) сокращение составило 22%, а для р. Юдомы (Майский сегмент) – 21%, что несколько меньше, но близко к оценке сокращения в 30%, сделанной ранее (Khudoley, Guriev, 2003; Худолей, 2003). Для обоих разрезов характерно значительное увеличение мощностей с запада на восток, выполаживание надвигов с глубиной и погружение базального надвига, который на основе сейсмических данных был прослежен до глубины 15 км. Базальный срыв происходит по ослабленным глинистым горизонтам: по породам учурской серии нижнего рифея на р. Аллах-Юнь и по отложениям тоттинской свиты керпыльской серии среднего рифея на р. Юдоме.
2. Построенные сбалансированные разрезы показывают возможность того, что мощности рифейских отложений увеличиваются постепенно в пределах надвиговых пластин, и в таком случае, все разломы могут быть образованы уже во время мезозойского тектоногенеза. А.К. Худолеем и Г.А. Гурьевым предполагалось, что мощности растут с запада на восток скачками на разломах, которые являются реактивированными в ходе мезозойского тектоногенеза рифейскими сбросами, заложенными синхронно осадконакоплению (Khudoley, Guriev, 2003; Худолей, 2003). Эта интерпретация является важным выводом о тектонической эволюции региона.
3. На основе структурных характеристик участков полевых работ по р. Юдоме (Майский сегмент) и Белой (Кыллахско-Эбейке-Хаятинский сегмент) выделено четыре этапа деформаций: этапы I-III соответствуют надвиговым полям напряжений с осью сжатия в запад-северо-западном – восток-юго-восточном или субширотном направлении, этап IV связан с движениями в субдолготном направлении и субширотным растяжением. Для Майско-

Кыллахской зоны прослежено увеличение степени деформированности пород с запада на восток. Сетте-Дабанская зона отличается относительной однородностью структурных характеристик и в целом большей степенью деформированности, чем Майско-Кыллахская, что может быть связано с литологическим контролем.

4. Выделенные этапы деформаций соотнесены с изотопными датировками (Toro et al., 2004; Малышев и др., 2018). Начало деформаций в Сетте-Дабанской зоне определено ZFT датированием как 162 ± 14 млн. лет (начало поздней юры). Следующий этап, определенный на основании ZFT датировок как 115-130 млн. лет (вторая половина нижнего мела), был проявлен по всему Южному Верхоянью и в Майско-Кыллахской зоне соответствует началу деформаций. Основной этап деформаций начался 90-92 млн. лет (начало верхнего мела) и продолжался примерно до 70 млн. лет (конца верхнего мела), что фиксируется AFT возрастaми. Деформации I, II и III этапов, выделенные в настоящей работе, отнесены к данному интервалу. Наиболее молодой этап деформаций 20-30 млн. лет, выделенный на основании термического моделирования по апатиту, может соответствовать IV этапу – субширотного растяжения.

Литература

1. Гайдук В.В., Прокопьев А.В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов. Новосибирск: «Наука» Сибирское предприятие РАН, 1999. 159 с.
2. Гогин И., Кропачев А.П., Иогансон А.К. Стратиграфия ниже- и среднекембрийских отложений Сетте-Дабана // Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя средней Сибири / под ред. Л. Репина, Ю.И. Тесаков. Новосибирск, 1978а. Вып. Институт г. С. 75–88.
3. Гогин И.Я., Кропачев А.П., Иогансон А.К. Вендско-нижнекембрийские отложения Сетте-Дабана // Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя Средней Сибири / под ред. Л.Н. Репина, Ю. Тесаков. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978b. С. 62–75.
4. Горбунов А.И. Стратиграфия докембрия северной части Юдомо-Майского прогиба (Якутия) // Геология и геофизика. 1979. Т. 232. № 4. С. 44–50.
5. Гурьянов В.А., Песков А.Ю. Улканская палеорифтовая структура: особенности развития, геодинамическая обстановка (юго-восточное обрамление Сибирской платформы) // Региональная геология и металлогения. 2015. Т. 62. С. 57–63.
6. Дымович В.А., Васькин А.Ф., Опалихина Е.С., Кисляков С.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-53 - Нелькан. Объяснительная записка. Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 364 с.
7. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. Москва: Научный мир, 2011. 368 с.
8. Лебедева О.Ю. Рифейские, вендские и палеозойские долеритовые комплексы Южного Верхоянья. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, 2012.
9. Лосев А.Г., Лосева С.Е., Стельмахова Н.В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист О-53-VI. Объяснительная записка / под ред. Ю.К. Дзевановский. Москва: Аэрогеология, 1984. 99 с.
10. Малышев С.В., Худoley А.К., Гласмахер У.А., Казакова Г.Г., Калинин М.А. Определение этапов формирования юго-западной части Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным трекового датирования апатита и циркона // Геотектоника. 2018. № 6. С. 55–68.
11. Неволин Б.С., Потапов С.В., Ставцев А.Л. Верхний протерозой (рифей) и нижний кембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы, Юдомо-Майского прогиба и Охотского срединного массива // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1978. С. 21–63.
12. 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. Т. 4. С. 26–41.
13. Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 128 с.
14. Прокопьев А.В., Парфенов Л.М., Томшин М.Д., Колодезников И.И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / под ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. Москва: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 113–155.

15. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / под ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. Москва: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. С. 156–198.
16. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. Москва: Издательство ГЕОС, 2017. 234 с.
17. Родыгин А.И. Признаки направления смещения при деформации сдвига. Томск: Издательство Томского университета, 1991. 99 с.
18. Родыгин А.И. Азимутальные проекции в структурной геологии. Томск: Издательство Томского университета, 1992. 136 с.
19. Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb-геохронология карбонатных пород лахандинской серии, восточная Сибирь // Доклады РАН. 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.
20. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. Москва: Наука, 1983. 221 с.
21. Соболев П.Н., Шиганова О.В., Дыхан С.В., Ахмедова А.Р. Новые данные о перспективах нефтегазоносности Алдано-Майской впадины // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 3–4. С. 643–656.
22. Старников А.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист Р-53-XXX // 1993.
23. Старников А.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист О-53-V. Объяснительная записка / под ред. В.А. Ян-жин-шин. Москва: Якутское производственное геологическое объединение, 1990. 113 с.
24. Сухоруков В.И. Опорные разрезы верхнего рифея хребта Улахан-Бам // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области / под ред. В.В. Хоментовский. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 23–64.
25. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. Москва: КДУ, 2005. 560 с.
26. Худoley А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (На примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ). Дис. д-ра геол.-минерал. наук: 25.00.03. Москва, 2003.
27. Худoley А.К., Гурьев Г.А., Зубарева Е.А. Отложения плотностных потоков в карбонатном комплексе Сетге-Дабана (Южное Верхоянье) // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 5. С. 106–116.
28. Шапошников Г.Н., Егоров С.В., Ильин К.Б., Соловьев В.В., Стрельникова С.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р-52, 53 - Якутск. Объяснительная записка. / под ред. Л.М. Натапов. Санкт-Петербург: Издательство ВСЕГЕИ, 1999. 185 с.
29. Шишкин Б.Б., Берилко Г.А., Соболев П.Н., Старосельцев В.С., Страхов А.Н. Строение и перспективы нефтегазоносности Алдано-Майской впадины // Нефтегазовая геология. 2010. № 4. С. 26–40.
30. Ян-жин-шин В.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист Р-53-XXIX (Акра). Объяснительная записка. Москва, 1977. 60 с.

31. Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1983. 155 с.
32. Allmendinger R.W. FaultKin 7.5 Manual // 2016. p. 31.
33. Allmendinger R.W. Stereonet 10.0 // 2018. p. 32.
34. Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors // Cambridge Cambridge Univ. Press. 2012. p. 304.
35. Boyer S.E., Elliott D. Thrust Systems // Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull. 1982. v. 66. № 9. p. 1196–1230.
36. Cardozo N., Allmendinger R.W. Spherical projections with OSX Stereonet // Comput. Geosci. 2013. v. 51. p. 193–205.
37. Cawood A.J., Bond C.E. Broadhaven revisited: a new look at models of fault–fold interaction // Fold. Fract. Rocks 50 years Res. since Semin. text B. J. G. Ramsay. 2019.
38. Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Peskov A.Yu., Guryanov V.A., Kosynkin A.V. Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in late Paleoproterozoic – early Mesoproterozoic times // Precambrian Res. 2015. v. 259. p. 58–77.
39. Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. Integrated Paleomagnetism and U-Pb Geochronology of Mafic Dikes of the Eastern Anabar Shield Region, Siberia: Implications for Mesoproterozoic Paleolatitude of Siberia and Comparison with Laurentia // J. Geol. 2000. v. 108. p. 381–401.
40. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., Lecheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nat. Geosci. 2016. v. 9. № June. p. 464–470.
41. Fossen H. Structural geology. : Cambridge University Press, 2016.
42. Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., Maclean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // Precambrian Research. 2015. v. 259. p. 78–94.
43. Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A., Kropachev A.P., Heaman L.M., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I. Sedimentary evolution of the Riphean – Vendian basin of southeastern Siberia // Precambrian Res. 2001. v. 111. p. 129–163.
44. Khudoley A.K., Kropachev A.P., Tkachenko V.I., Rublev A.G., Sergeev S.A., Matukov D.I., Lyahnikskaya O.Yu. Mesoproterozoic to Neoproterozoic evolution of the Siberian craton and adjacent microcontinents: an overview with constraints for a Laurentian connection // Proterozoic Geol. West. North Am. Sib. 2007. v. 86. p. 207–226.
45. 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. 44–56.
46. Khudoley A.K., Guriev G.A. Influence of syn-sedimentary faults on orogenic structure: examples from the Neoproterozoic – Mesozoic east Siberian passive margin // Tectonophysics. 2003. № 365. p. 23–43.
47. 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 // 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, 2007. p. 391–410.

48. Lingrey S., Vidal-royo O. Evaluating the quality of bed length and area balance in 2D structural restorations // Interpretation. 2015. v. 3. № 4.

49. Marrett R.A., Allmendinger R.W. Kinematic Analysis of Fault-Slip Data // J. Struct. Geol. 1990. v. 12. № 8. p. 973–986.

50. Morley C.K. A Classification of Thrust Fronts // Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull. 1986. v. 70. № 1. p. 12–25.

51. Parfenov L.M., Prokopiev A. V, Gaiduk V. V. Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, eastern Siberia // Tectonics. 1995. v. 14. № 2. p. 342–358.

52. Pluijm B.A. Van der, Marshak S. Earth structure. An introduction to structural geology and tectonics, 2004.

53. Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures.: Academic Press, 1987. 700 p.

54. Toro J., Prokopiev A., Colgan J., Dumitru T., Miller E.L. Apatite Fission-Track Thermochronology of the Southern Verkhoyansk Fold-and-Thrust Belt, Russia // AGU Fall Meeting Abstracts, 2004. GP44A-01.

55. Woodward N.B., Boyer S.E., Suppe J. Short Course in Geology: Volume 6. Balanced Geological Cross-Sections: An Essential Technique in Geological Research and Exploration. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1989. 132 p.

Фондовые материалы

Мигурский Ф.А., Смирнов М.Ю., Попов Д.Д. и др. Выполнить оценку перспектив нефтегазоносности районов перикратонного обрамления восточной части Сибирской платформы (Отчет по государственному контракту № 7Ф-14 от 20 февраля 2014 г.). Москва, ФГБУ «ВНИГНИ», 2016.

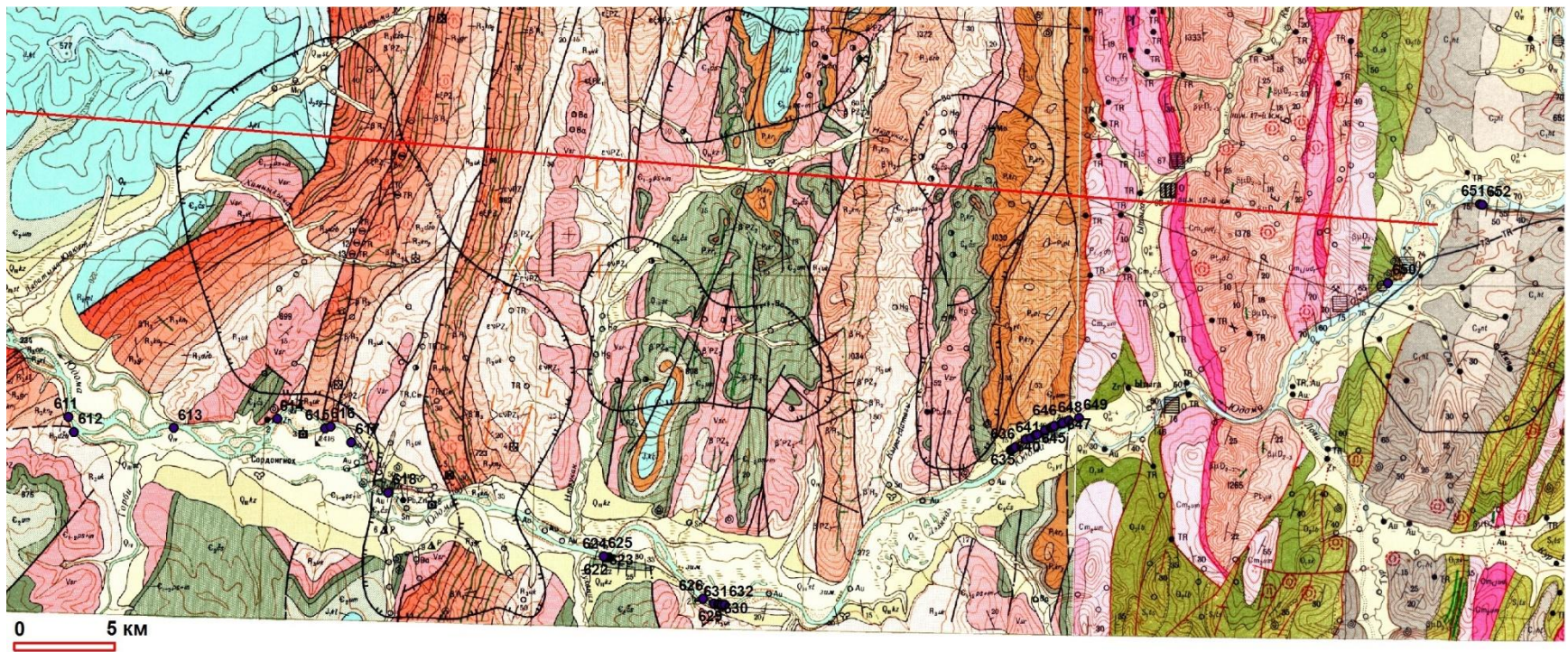
Интернет-источники

http://pages.geo.wvu.edu/~jtoro/download/ToroAGU04_captioned2.pdf

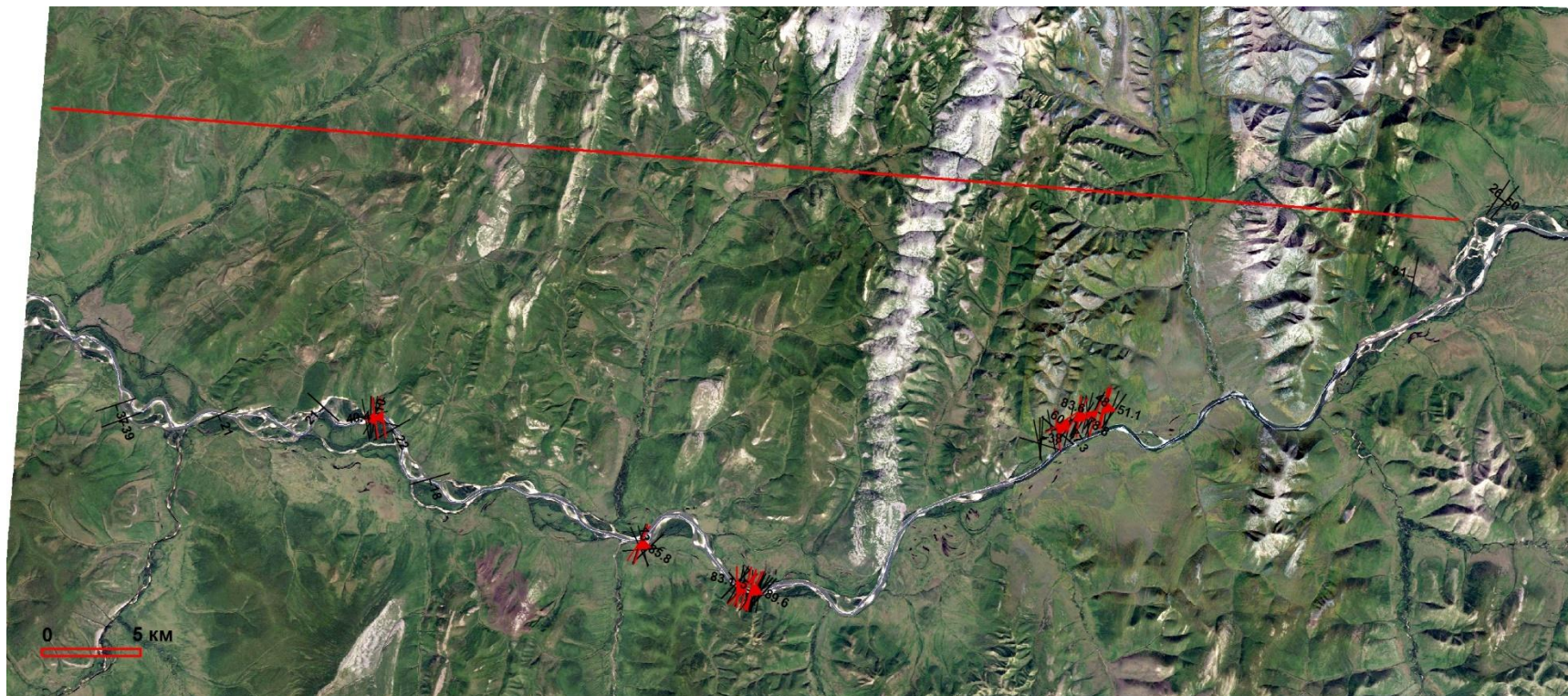
J. Toro (WVU), A. Prokopiev (RAS), J. Colgan (Stanford), T. Dumitru (Stanford), E. L. Miller (Stanford), J. Hourigan (Yale). Apatite Fission-Track Thermochronology of the Southern Verkhoyansk Fold and Thrust Belt, Russia.

Приложения

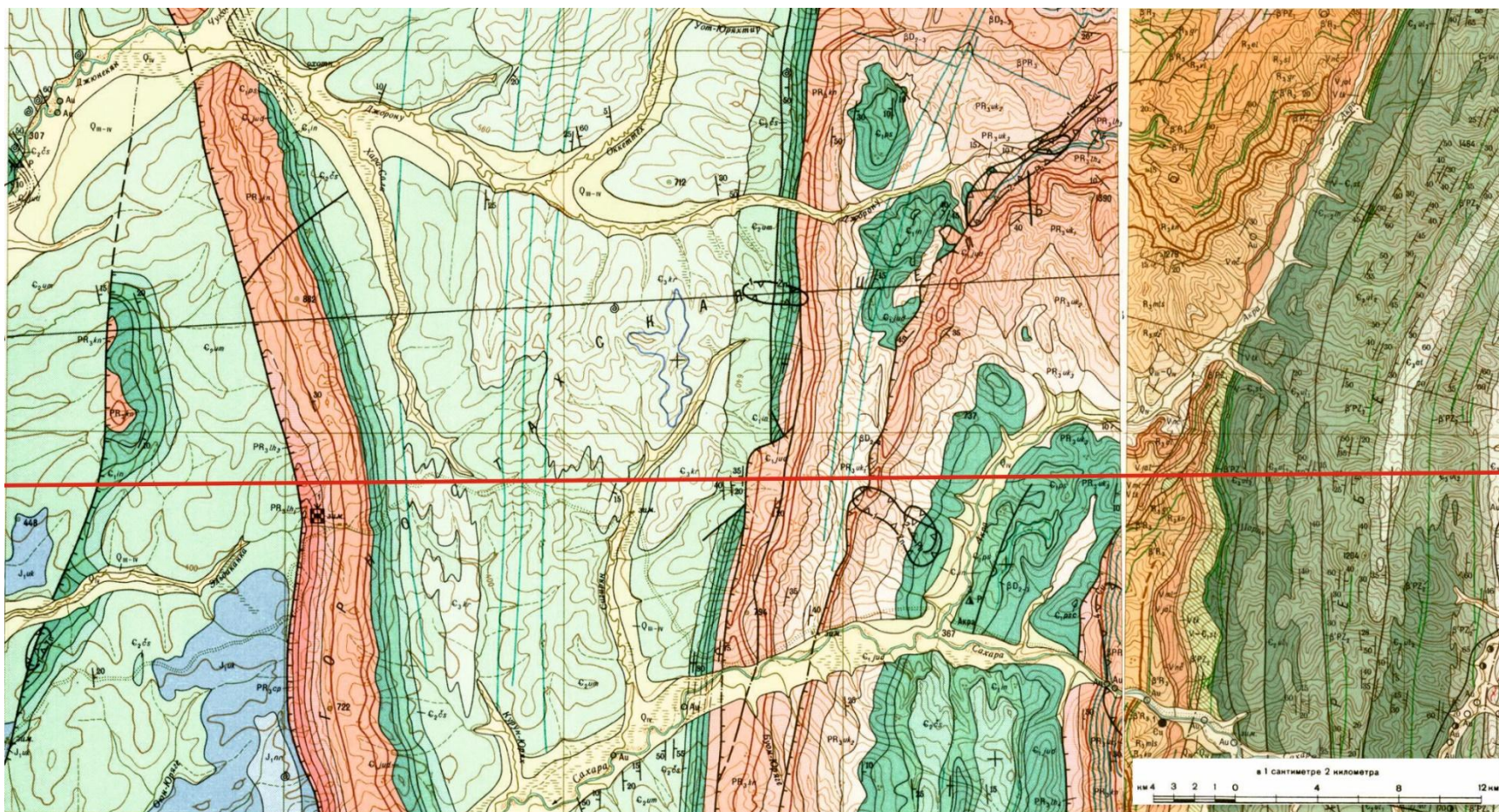
Приложение 1. Фрагмент геологической карты масштаба 1 : 200 000 по р. Юдоме, листы О-53-V и О-53-VI, с gps-точками полевых работ 2018 г по р. Юдоме. Красным нанесена линия сбалансированного разреза.



Приложение 2. Фрагмент космоснимка с элементами залегания (черными), измеренными в поле, и осевыми плоскостями складок (красными). Красным нанесена линия сбалансированного разреза.



Приложение 3. Фрагмент геологической карты масштаба 1 : 200 000, листы Р-53-XXIX и Р-53-XXX, к северу от р. Аллах-Юнь. Красным нанесена линия сбалансированного разреза.



Приложение 4. Фрагмент геологической карты масштаба 1 : 200 000, лист Р-53-XXIV, наложенный на космоснимок, с grс-точками полевых работ 2018 г по р. Белая.

