

Рубашкин Павел Андреевич

Выпускная квалификационная работа

**Состав и тектонические обстановки формирования
отложений верхнего рифея в Сетте-Дабане
(юго-восток Сибирской платформы, Якутия)**

Уровень образования:

Направление 05.03.01 «Геология»

Профиль «Региональная геология»

Научный руководитель:

д.г.-м.н., проф. Худолей А.К.

Заведующий кафедрой:

к.г.-м.н., доцент Ершова В.Б.

Санкт-Петербург

2019

Оглавление

Глава 1. ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	7
2.1 История изучения.....	7
2.2 Структурная характеристика региона	8
2.2.1 Южное Верхоянье	9
2.2.2 Майско-Кыллахская зона	10
2.2.3 Сетте-Дабанская зона.....	12
2.2.4 Южно-Верхоянский синклиорий.....	13
2.3 Стратиграфия рифея	13
2.3.1 Кандыкская свита.....	16
2.3.2 Усть-Кирбинская свита и коррелируемые с ней стратиграфические подразделения	18
Глава 3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД	27
3.1 Петрографическое описание.....	27
3.2 Метод «Гацци-Диккинсона».....	31
3.3 Результаты петрографического исследования.....	33
Глава 4. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД	36
Глава 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ	40
Список литературы:	42
Приложение А. Геохимический состав пород.	44
Приложение Б. Фотографии	45

Аннотация

Целью данной работы является выявление изменчивости уйской серии, определение источников сноса и тектоническая интерпретация событий позднего рифея. Для этого получены и проинтерпретированы результаты петрографических и геохимических анализов. Исследование проводилось для терригенных отложений верхнего рифея, собранных в Сетте-Дабане автором в летний полевой сезон 2018 года. Для получения интерпретации использованы материалы прошлых лет различных авторов. Основными результатами работы являются: (1) установление перехода от платформенной тектонической обстановки к рифтогенезу, (2) определен источник сноса материала в двух различных обстановках, (3) выявлена внутренняя изменчивость малосахаринской свиты, (4) песчаники кандыкской свиты образовались при многократном перемыве материала.

Ключевые слова: Сетте-Дабан, верхний рифей, источники сноса, песчаники, петрография, геохимия.

Глава 1. ВВЕДЕНИЕ

Регион Южного Верхоянья занимает огромную площадь в пределах востока Усть-Майского и юга Томпонского улусов республики Якутия. Географически этот регион является частью Верхоянского хребта, простирающегося в меридиональных и широтных направлениях от берегов Северного-Ледовитого океана до вышеупомянутой области и даже чуть южнее. Южноверхоянская горная система в своей западной части состоит из череды хребтов и долин, которые обобщенно называются «Сетте-Дабан» (название местное). Этот горный хребет вытянулся в меридиональном направлении на 650 км, располагаясь на территории республики Якутии и Хабаровского края. Разделяются они рекой Юдомой, бассейну которой и будет посвящено основное исследование в рамках этой работы. Сетте-Дабан является самой поднятой частью южной части Верхоянского хребта, его максимальная высота достигает 2102 м.

В 60-80-е годы прошлого столетия Сетте-Дабан активно изучался советскими геологами. Проводилась геологическая съемка, от мелко до крупномасштабной. Были открыты промышленные стратиформные месторождения полиметаллических руд (м-е Сардана), а также золота. Золоторудные прииски стали эпицентрами притока рабочих кадров и роста поселений, образованных еще перед войной. Многие золоторудные месторождения эксплуатируются и в настоящее время, но после развала СССР объем внимания к этой уникальной, в геологическом плане, области существенно снизился. Повсеместный кризис 90-х годов привел к ликвидации геологоразведки и «свертыванию» геологического картирования. Начался отток населения из старательских поселков, вплоть до их фактической ликвидации в последние годы, хотя формально они перестали существовать еще раньше. Перестали существовать поселки Ыныкчан, Бриндакит, Аллах-Юнь (все были ориентированы на золотодобычу). Некоторые были реструктурированы еще в советское время по причине переноса золотодобычи в другое место, например, Огонек в Югоренок (1968-1969). Сейчас дееспособными остаются поселки Югоренок, Солнечный, Звездочка. Магистраль Эльдикан – Солнечный – Югоренок является главным путем сообщения поселков с «большой землей». Также возможно передвижение по крупным рекам на лодках в летний период, и на снегоходах в зимний по «зимникам».

Климат в пределах Сетте-Дабана суровый, резко-континентальный. Самый теплый месяц июль, температура колеблется от +5 до +40⁰С. Самый холодный – январь, температура опускается до -60⁰С. Годовая норма осадков всего 400 мм, их основная часть приходится на лето - раннюю осень. Возможность посещения геологов в научных целях приходится лишь на два-три месяца в году, с конца июня по начало сентября, когда геологические объекты не

находятся под водой или снегом. Местная природа почти нетронута человеком, за исключением районов современных приисков полезных ископаемых, где культивируется «лунный ландшафт», как следствие работы крупногабаритной техники. Изменение русел рек, создание терриконов и прочая деятельность золотодобытчиков сильно нарушает естественный вид тайги. На склонах гор обычно произрастают лиственничные леса, сменяющиеся на высоте 1 км зарослями кедрового стланика. Водятся дикие звери, такие как лось, медведь, горный козел и др. Некоторые из них опасны для человека. Но основной сложностью для геологов является ограниченная мобильность в пределах малонаселенных территорий региона. Хорошим способом перемещения является сплав, но лишь в период высокой воды. Иной способ – по речным косам и вброд с помощью вездехода, но в период низкой воды. Несмотря на все сложности, советскими и российскими геологами была проведена обширная работа по изучению геологической истории Сетте-Дабана. Этот регион представляет не только промышленный, но и научный интерес. В его пределах устанавливаются разрезы (общей мощностью 30 км), документирующие почти половину истории Земли. Забегая немного вперед, это типичный пример развития пассивной окраины континента. Многолетние исследования данного региона позволили уточнить, дополнить, подтвердить, а где-то и сформировать основные положения современных теорий геодинамики, геотектоники и других областей геологии.

- Переходя непосредственно к целям исследования, внимание автора было акцентировано на уйской серии, завершающей рифейский разрез. Все объекты исследования находились в бассейне р. Юдома или к северу от нее в пределах хребта Улахан-Бам. Необходимо отметить, что хотя географически этот регион принадлежит к Сетте-Дабану, тектонически он относится к Майско-Кыллахской зоне, описание которой приведено ниже. По литературным данным, в том числе на основании курсовой работы годом ранее, было обращено внимание на изменчивость пород внутри серии. Исчезновение кварцевых песчаников и появление вулканитов и граувакк фиксирует заложение прогибов, на фоне зарождающегося рифтогенеза, первого для этого участка окраины Сибирского кратона. Определение состава и тектонических обстановок формирования этого интервала разреза и является основной целью работы. Такого рода исследования проводились и ранее (напр. Худoley, 2003), однако они охватывали уйскую серию в самом широком ее понимании. Расчленение на нижнюю, среднюю и верхнюю части без привязки к названиям локально выделяемых свит очень удобно при изучении большого региона. Конкретные задачи, решение которых было необходимо для достижения цели работы, были следующие: (1) проанализировать имеющиеся материалы по составу и строению

уйской серии, (2) изучить шлифы методом Гацци-Дикинсона, (3) интерпретировать геохимические данные силикатного анализа и ICP-MS.

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

2.1 История изучения

Южное Верхоянье - очень отдаленный от крупных центров район. Как и для большинства территорий нашей страны и бывшего СССР геологическое картирование было развернуто в 1955 году, согласно инструкциям, утвержденным Министерством геологии. Первым наиболее полным обобщающим научным трудом стала работа Ю.М. Пушаровского (1960) «Приверхоянский краевой прогиб и мезозоида Северо-Восточной Азии». В ней были впервые выделены основные структуры региона и этапы его эволюции на базе накопившейся информации мелкомасштабной съемки. Но с революционным развитием мобилизма в конце 70-х, строение и тектоническая эволюция Верхоянья были пересмотрены. Наиболее удачно новые взгляды сформулировал Л.М. Парфенов (1984), обосновав аналогию развития восточной окраины Сибири и современных пассивных окраин континентов. В ходе мелко и среднемасштабных съемок было обращено внимание на несравнимую стратиграфическую полноту верхних систем докембрия, четкость некоторых проявленных соотношений между крупными толщами, а также на обилие палеонтологических остатков в палеозойских толщах. Отмеченные обстоятельства определили выбор Верхоянья в качестве полигона для более детальных полевых исследований. Так с 1965 по 1976 гг. М.А. Семихатовым и С.Н. Серебряковым (при участии некоторых других ученых) проводились полевые исследования средних и верхних горизонтов докембрия на Южном Верхоянье. Были сделаны выводы, что Верхоянский разрез существенно дополняет уральский стратотип в отношении обоснования границ рифея. Результаты изучения опубликованы в труде «Сибирский гипостратотип рифея» (1983).

По мере проведения средне и крупномасштабного картирования, а также направленных тематических изучений Сетте-Дабана объем информации резко увеличивался. В терминах «старой школы» был составлен 10-томник Геологии СССР (Красный, Путинцев 1984; Малич и др. 1987). В период с 1974 по 1983 гг. в центральной части Южного Верхоянья (междуречье Сахара – Юдома) геологами Аллах-Юньской геологоразведочной экспедиции проводилась групповая крупномасштабная геологическая съемка масштаба 1:50000. Некоторые ее результаты запечатлены в работах В.А. Ян-жин-шина, И.Г. Волкодава, В.И. Сухорукова и других исследователей, принимавших участие в многолетних работах на Сетте-Дабане. В работе Сухорукова (1986) представлены наиболее полные и детальные описания стратиграфии верхнего рифея. Ян-жин-Шин (1983), на надежной основе материалов съемки, делает попытку использовать свои тектонические построения для металлогенического районирования. Эта работа будет продолжена гораздо позднее

Кузьминым (2001). Но финального обобщения по многим вопросам нет до сих пор. Автор считает, что острое внимание к Верхоянью в целом еще появится, так как на сегодняшний день просто нет крупных рентабельных промышленных проектов. Это обуславливается удаленностью региона.

Тем не менее, отличающиеся друг от друга тектонические схемы и взгляды на эволюцию всего Верхоянья не позволяют до сих пор вынести Южное Верхоянье из числа дискуссионных регионов. Однако на сейчас уже большинством ученых признается интерпретация Верхоянья, и Южного в частности, как восточной пассивной окраины палеосибирского континента. Несмотря на все успехи, остается открытым главный вопрос: соотношения Сибирской платформы с восточными древними комплексами (террейнами). Точно неизвестна роль и степень влияния на развитие региона позднерифейского рифтогенеза, которому долгое время не отводилось должного внимания. В этой работе будут рассмотрены породы именно верхнего рифея, относящиеся к рифтогенному комплексу и отобранные непосредственно автором в рамках летнего полевого сезона на Сетте-Дабане (2018).

2.2 Структурная характеристика региона

В современном понимании Верхоянье является типичным примером складчато-надвигового пояса. Его передовую часть (форланд) делят на сегменты, отличающиеся по своим структурным характеристикам. Выделяются три сектора – Оленекский, Западно-Верхоянский и Южно-Верхоянский [Парфенов, Кузьмин, 2001]. По всей протяженности,



Рис. 2.1 Схема расположения главных секторов Верхоянского складчато-надвигового пояса. Сокращения: «Хр» - Хараулахский, «Ор» - Орулганский, «Кр» - Куранахский, «Бр» - Бараинский

пояс отделен от платформы крупным надвигом. В состав Западно-Верхоянского сектора относят Хараулахский, Орулганский, Куранахский и Бараинский сегменты, имеющие антиклинорное строение. Они, сложенные терригенными породами позднего палеозоя, но во фронтальных надвигах появляются и более древние терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя и рифея. Эти комплексы надвинуты на более молодые мезозойские отложения Приверхоянского краевого прогиба, складчатость мезозойская. Бараинский (смежный с Южным Верхояньем) сегмент имеет субширотное простирание (Рис 2.1). Однако связь с платформой установлена по разлому, как и в субмеридиональных структурах.

2.2.1 Южное Верхоянье

Южное Верхоянье, которому посвящена данная работа, простирается субмеридионально. Его структурная характеристика рассматривалась неоднократно [Прокопьев, 1989; Парфенов, Кузьмин, 2001; Худолей, 2003]. Здесь специфично то, что практически повсеместно форланд надвинут на маломощные отложения платформы, за

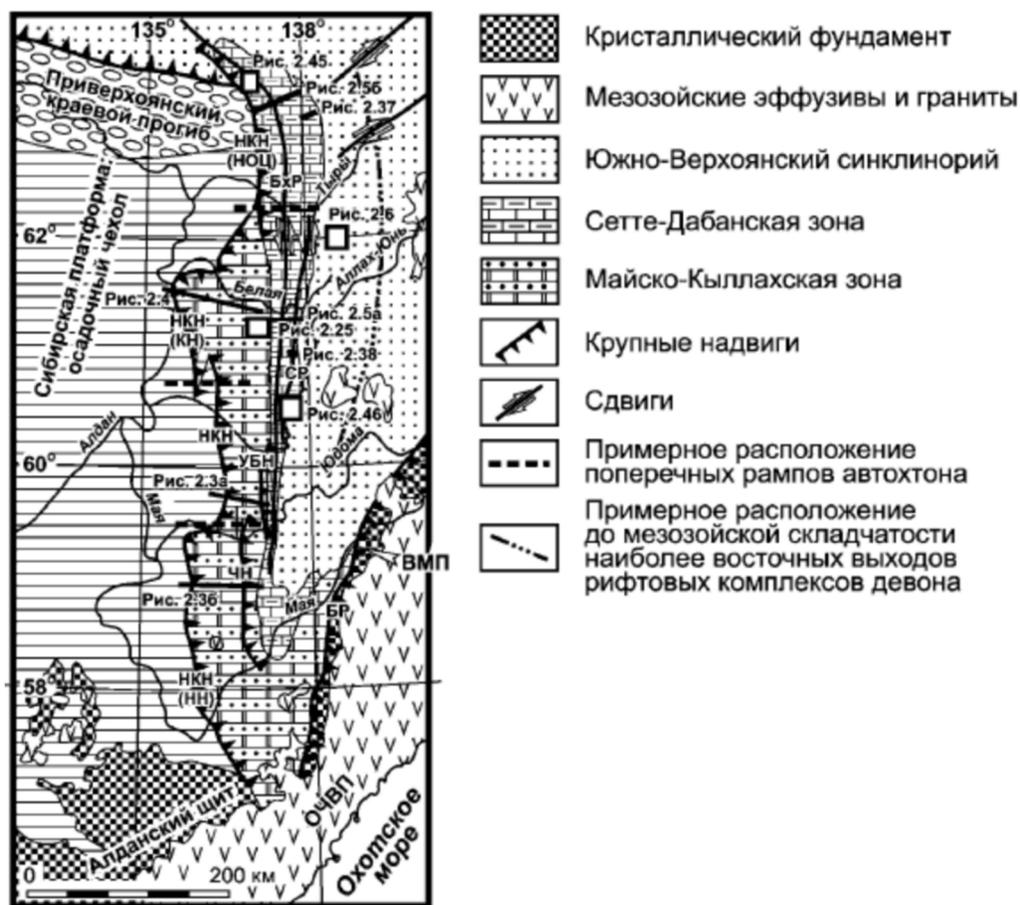


Рис. 2.2 Тектоническая схема Южно-Верхоянского сектора [Худолей, 2003]. Сокращения: НКН – Нелькано–Кыллахский надвиг (НОЦ – надвиг Окраинной Цепи), КН – Кыллахский надвиг, НН – Нельканский надвиг, УБН – Улахан–Бамский надвиг, ЧН – Челатский надвиг, БР – Билякчанский разлом, БхР – Бурхалинский разлом.

исключением северной части, где меловые отложения выполняют передовой прогиб. Отсутствие передового прогиба и, сравнительно, хорошая обнаженность являются хорошими условиями для установления точной локализации надвигов в этом секторе. Южно-Верхоянский сектор делится на три зоны (с запада на восток) – Майско-Кыллахская, Сетте-Дабанская и Южно-Верхоянский синклинорий (Рис. 2.2).

2.2.2 Майско-Кыллахская зона

Центральная и южная части Майско-Кыллахской зоны представляют собой структуру типичного чешуйчатого веера [Прокопьев, 1989; Худолей, 2003]. Это комплекс схоже устроенных геологических тел, ограниченных параллельными надвигами. С учетом того, что подошва каждой пластины сложена толщами верхнего и самых верхов среднего рифея, базальный срыв устанавливается непосредственно в осадочном чехле (Рис. 2.3) [Худолей, 2003]. В результате крупные покровы оказались сдвинуты на запад. Такие движения происходят по некомпетентным слоям, обладающим пониженной вязкостью. В случае Южного Верхоянья, движение тектонического транспорта было с востока - северо-

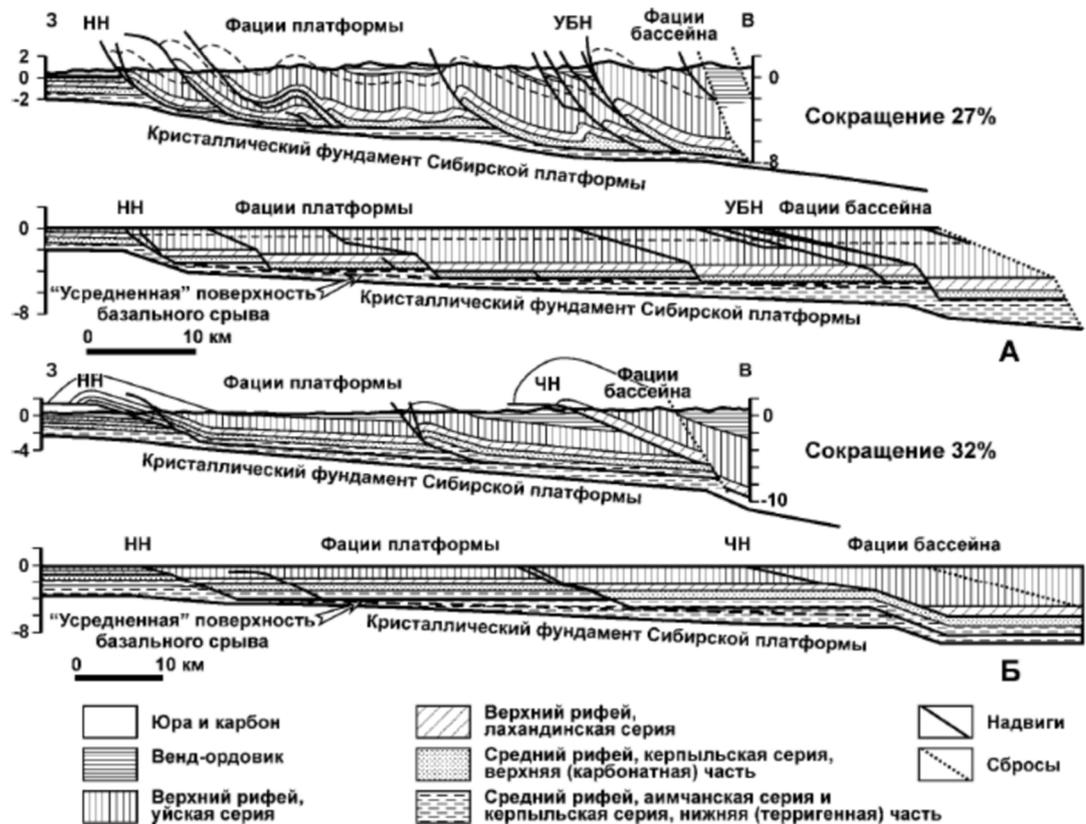


Рис. 2.3 Сбалансированный и реставрированный разрезы через Майско-Кыллахскую зону [Худолей, 2003]. А - 25 км к северу от р. Юдомы; Б – 50 км к югу от р. Юдомы.

Сокращения: НН – Нельканский надвиг, УБН – Улахан-Бамский надвиг, ЧН – Челатский надвиг.

Линии разрезов показаны на рис.2.2.

востока на запад – юго-запад, что доказано неоднократными структурными исследованиями [Прокопьев, 1989; Парфенов, Кузьмин, 2001; Худолей, 2003], и заметно по простиранию сдвигов (Рис. 2.2).

Структурный стиль региона представлен узкими антиклиналями и разделяющими их корытообразными синклиналями. В рамках настоящей работы эти разрезы (Рис. 2.3) являются основополагающими. Они относятся к центральной и южной части Майско-Кыллахской зоны. Главные морфологические возвышенности рельефа напрямую связаны с антиклиналями. Исследуемые образцы собраны именно с некоторых из них. Самой ярко выраженной в рельефном плане структурой является Улахан-Бамский хребет, разрез которого частично был изучен в рамках этой работы. Упрощенный план расположения антиклиналей приведен ниже (Рис. 2.4). До складчатости в мезозое, толщи являлись едиными и ненарушенными геологическими телами, сформированными в одном бассейне осадконакопления. Восстановление тектонических обстановок формирования отложений уйской серии является главной целью данного исследования. Исследуемый материал был собран с Нельканской, Чагдинской и Улахан-Бамской антиклиналей.



Рис. 2.4 Упрощенная структурная схема Майско-Кыллахской зоны (по Сухорукову, 1986).

Надвиги: 1 – Нелькано-Кыллахский, 2 – Гувиндинский, 3 – Челатский, 4 – Акринский, 5 – Улахан-Бамский, 6 – Бурхалинский, 7 – восточно-Сетте-Дабанский.

Антиклинали: 8 – Эбейке-Хаятинская, 9 – Кыллахская, 10 – Нельканская, 11 – Горностахская, 12 – Гувиндинская, 13 – Тимирбитская, 14 и 15 – Чагдинская, 16 – Улахан-Бамская.

● - места отбора образцов

Также стоит обратить внимание на невыдержанность ширины зоны по ее простиранию. Это достаточно дискуссионный вопрос. До сих пор нет общепринятых представлений об амплитудах перемещения покровов. По различным мнениям она колеблется от 17-25 км [Худолей 2003], до 90 км [Прокопьев 1989; Парфенов, Кузьмин 2001]. Но наличие самих покровов не отрицается. Ко всему прочему, расположение базального срыва тоже диахронно. Как говорилось выше, он располагается как внутри осадочного чехла. Но в основании Кыллахского надвига обнажаются нижние горизонты нижнего рифея, что не исключает перемещение покрова по самой кровле кристаллического фундамента. К консенсусу относительно этого района исследователи еще не пришли. В основании южного продолжения Кыллахского надвига – Нельканском надвиге, обнажаются более молодые толщи среднего рифея, что говорит о возможном изменении стратиграфического положения детачмента. Сейсмические профили подтверждают листрическую природу надвигов, но наличие горизонтов нижнего рифея на юге Майско-Кыллахской зоны не доказано. Это лишний раз указывает на сложное строение бассейна осадконакопления в домезозойское, и в докембрийское, в частности, время. Самым близким аналогом описываемого региона является фронтальная часть Хараулахского сегмента [Худолей 2003].

2.2.3 *Сетте-Дабанская зона*

Восточнее Улахан-Бамской структуры расположена Сетте-Дабанская зона. На севере Южного Верхоянья она напрямую соприкасается Сибирской платформой по надвигу окраинной цепи. Сетте-Дабанскую зону слагают породы возраста от венда до нижнего карбона, относящиеся к морским фациям. Из этого следует, что происходит переход от шельфа к более глубоководным морским обстановкам. Существенно терригенно-карбонатные толщи Майско-Кыллахской зоны сменяются более глинистыми горизонтами. Примесь глинистого материала растет с запада на восток, что говорит о переходе к все более глубоководным обстановкам осадконакопления. Такая фациальная перестройка определила разнообразную морфологию толщ в результате мезозойского тектогенеза. Более пластичные глинистые толщи Сетте-Дабанской зоны оказались смяты в складки сложной морфологии. В отличие от Майско-Кыллахских более вязких платформенных отложений, где разрывные нарушения (надвиги) играют определяющую роль в структуре региона. В Сетте-Дабане же главной чертой является разнонаправленная вергентность складок и разломов. Также распространены крутопадающие крылья складок, вплоть до опрокинутых. Все это абсолютно нехарактерно для наиболее западных районов Южного Верхоянья, и лишь приблизительно проявлено в приразломных частях чешуй (Рис. 2.3). Сетте-Дабан уникален тем, что на

протяжении всего Верхоянского пояса ему нет стратиграфических и структурных аналогов [Худолей, 2003].

2.2.4 Южно-Верхоянский синклиорий

Наиболее восточной зоной является Южно-Верхоянский синклиорий, сложенный породами от нижнего карбона до средней юры. Наиболее глинистые западные части синклиория являются пограничными с Сетте-Дабанским сектором и отвечают наиболее глубоководной центральной части бассейна осадконакопления. К востоку породы больше выполнены массивными песчаниками, фациально скорее напоминая Майско-Кыллахскую зону. Это объясняется приближением областей сноса материала, вероятно с Охотского массива. Структурно-фациальным аналогом Южно-Верхоянского синклиория является весь Западно-Верхоянский мегаантиклиорий, где позднепалеозойские толщи оказались надвинутыми на более молодые мезозойские комплексы [Парфенов, Кузьмин, 2001; Худолей 2003]. На востоке присутствие мощных массивных терригенных толщ говорит не только об иной морфологии дна бассейна, но и наводит на мысль об отличающемся режиме сноса материала с Охотского массива, располагавшегося на востоке. По сей день вопрос об отношении Сибирского континента с восточными блоками остается неразрешенным. Однако их участие в формировании пассивной окраины Сибири не поддается сомнению, о чем говорят неоднократные фациальные исследования региона [Худолей 2003].

2.3 Стратиграфия рифея

Основной объект исследования – отложения уйской серии верхнего рифея, поэтому рассмотрим стратиграфию рифея более подробно. В Южном Верхоянье находятся хорошо обнаженные разрезы рифея. Это единственное место на Сибирской платформе и ее окраинах, полностью документирующее этот временной интервал – в общем около 1000 млн. лет. Суммарная мощность отложений, по различным подсчетам, достигает 9 км, что равняется трети от общей мощности разрезов Сетте-Дабана. Конечно, не стоит забывать, что некоторая часть осадков не сохранилась до нашего времени, так как была эродирована в результате регионального предъюдомского размыва и других, более локальных. Необходимо также отметить, что временными границами рифея, согласно ОСШ (2016 г.), являются 1650 млн. лет и 600 млн. лет. Это отвечает одновременно и палео и мезо и неопротерозою, согласно МСШ.

Итак, рифейские отложения выходят на поверхность в ядрах всех крупных антиклиналей Майско-Кыллахской зоны. Распространены терригенные и карбонатные породы. Насчитывается несколько крупных фаз осадконакопления. В каждую из них накапливался существенно терригенный или же карбонатный материал. Вместе они образуют мощные циклы. На протяжении всего рифея фазы осадконакопления чередуются несколько раз, это обусловлено тектоническими перестройками региона, которые выразились в различных типах несогласий. Например, угловым несогласием между нижним и средним рифеем. В Южном Верхоянье отложения рифея представлены всеми тремя эратемами (Рис. 2.5).

Как отмечалось ранее, главная стратиграфическая особенность этого региона в плохо коррелируемых терригенных отложениях верхнего рифея. Это обуславливается неоднородностью бассейна осадконакопления. На рисунке 2.5 приведены максимальные значения мощностей. В этих вопросах исследователи не пришли к общему мнению. Например, мощность усть-кирбинской свиты разнится от 1300 м [Семихатов, Серебряков, 1983] до 2000 м (Ян-жин-шин, 1983). Хотя усть-кирбинский разрез и является стратотипом, он четко не показывает соотношения свиты с подстилающими и вышележащими породами [Семихатов, Серебряков, 1983]. Поэтому разные исследователи по-своему устанавливали границы локально выделяемых толщ, и суммарная разность мощностей достигает сотен метров. Ниже по разрезу, к примеру, выделяемые на Горностахской антиклинали мускельская и бикская свиты среднего рифея объединяются в более мощную тоттинскую свиту на юге региона. Есть и другие примеры, но на них заострять внимание в рамках этой работы мы не будем.

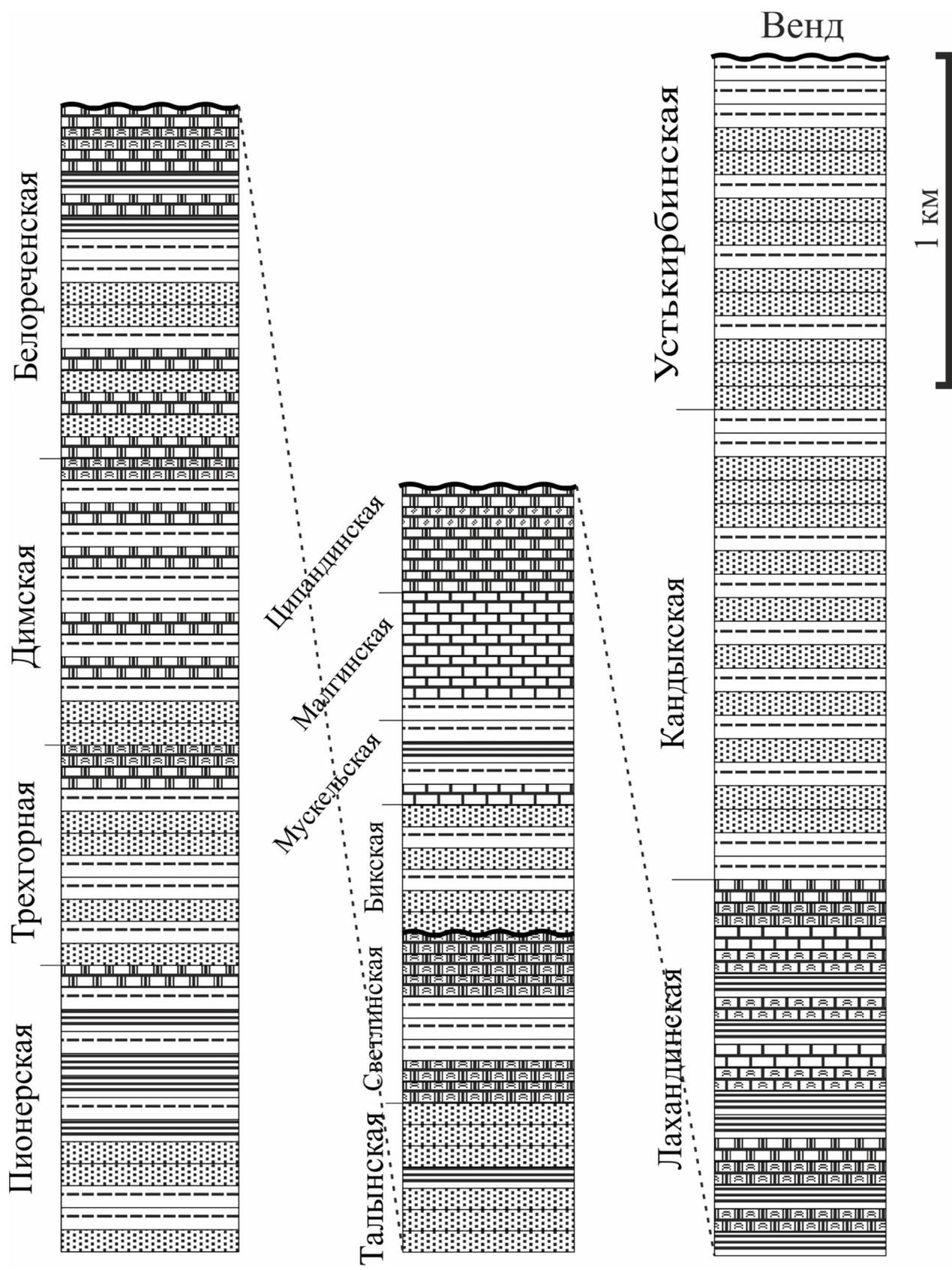


Рис. 2.5 Сводные стратиграфические разрезы нижнего (левая колонка), среднего (средняя колонка) и верхнего (правая колонка) рифея Южного Урала (по Ян-жин-шину, 1983). Приведены названия свит и серий, выделяемых к северу от р. Юдома.

Приведенные свиты отвечают расчленению разреза в рамках среднемасштабной геологической съемки. Вышеупомянутые разногласия, а также много других вынудили исследователей более пристально заняться изучением Верхоянья. В рамках данной работы более детально будет рассмотрена уйская серия верхнего рифея. Она без видимого несогласия, с плавным переходом перекрывает карбонатно-терригенные отложения лахандинской подсерии. Уйскую серию слагают кандыкская и усть-кирбинская свиты. В рамках пятидесятитысячной (1:50000) групповой геологической съемки, геологами Аллах-Юньской геологоразведочной экспедиции уйская серия изучалась весьма тщательно [Сухоруков, 1986]. Нашими работами были охвачены Нельканская, Гувиндинская, Чагдинская и Улахан-Бамская антиклинали (рис. 2.4). Три из них (кроме Гувиндинской) изучались непосредственно автором, материал по Нельканской антиклинали был предоставлен Малышевым С.В.

2.3.1 *Кандыкская свита*

Впервые была описана Ярмолюком В.В. в 1942 г. Она представляет чередующиеся между собой пачки сероцветных кварцевых, полевошпатово-кварцевых и полимиктовых



Рис. 2.6 Лахандинская подсерия – бассейн р. Белой (Ханды), восточное крыло Горностахской антиклинали

песчаников с алевролитами и аргиллитами. Характерными особенностями свиты является преобладание сероцветной окраски и хорошая сортировка обломочного материала. Кандыкская свита прослеживается на правом берегу р. Май и во всех антиклиналях, образуя ряды субмеридиональных полос. Наиболее полный разрез свиты обнажается на северо-западе хребта Улахан-Бам.

Кандыкская свита традиционно делится на традиционно делится на нижнюю и верхнюю подсвиты, слагающие два завершенных регрессивных ритма [Сухоруков, 1986]. Нижняя подсвита представляет собой последовательность аргиллитовых, алевролитовых и песчаниковых пачек. Аргиллиты слюдистые, зеленовато-серые, распространены в нижней части разреза. Алевролиты в качестве тонких прослоев чередуются с кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми серыми песчаниками. В общем виде подсвита грубеет вверх по разрезу, образуя регрессивный ритм. Ее мощность достигает 970 м на Улахан-Баме. Верхняя



Рис. 2.7 Кварцевые песчаники верхов кандыкской свиты – Нельканская антиклиналь (Фото Малышева С.В)

подсвита имеет с нижней резкую границу. Она также образует регрессивный ритм от алевро-аргиллитов к кварцевым песчаникам, при более существенном участии первых, чем в нижней подсвите. Отмечается тонкоплитчатость пород (Рис. 2.7), характерно чередование алевролитов и песчаников. Отобранные на левобережье р. Юдомы, в пределах Нельканской

антиклинали, кварцевые песчаники и алевролиты относятся ко второй (верхней) ритмопачке верхнекандыкской подсветы.

Общая мощность кандыкской свиты в опорном разрезе равна 1430 м, постепенно уменьшаясь к западу до 800 м в пределах Нельканской антиклинали. [Семихатов, Серебряков, 1983; Сухоруков, 1986]. Согласно В.И. Сухорукову [1986], кандыкская свита образует первый регрессивный макроритм уйской серии. Кандыкская свита характеризуется сравнительной устойчивостью состава пород и ее накопление происходило в обстановках, близких к платформенным [Худолей, 2003].

2.3.2 *Усть-Кирбинская свита и коррелируемые с ней стратиграфические подразделения*

Свита была выделена Р.М. Тонояном и Н.Л. Крутовым в 1954 г. Разрез, давший ей название, располагается на левом берегу р. Юдомы, в устьевой части р. Горби (Кирбии). Свита является надкандыкским интервалом разреза уйской серии и выполнена терригенными породами с включениями эффузивов основного состава [Сухоруков, 1986]. Необходимость расчленения усть-кирбинской свиты появилась при обнаружении фациальной и мощностной неоднородности в пределах Майско-Кыллахской зоны. По ее результатам в сумме было установлено пять свит, входящих в надкандыкский интервал разреза. Они были подробно изучены на хребте Улахан-Бам, и некоторые из них больше не были установлены нигде.

Рябиновская свита. Причинами ее выделения послужило несогласное залегание на верхнекандыкских песчаниках, а главными особенностями рябиновской свиты являются наличие в разрезе грувакковых песчаников и базальтов, при преобладании слюдистых сланцев и алевролитов, а также постоянная примесь обломков базальтоидов и плохая сортировка обломочного материала. Свита прослеживается на всем протяжении хр. Улахан-Бам и включает в себя 20-25 вулканических покровов. Вулканические покровы не выдержаны вдоль всего хребта и их распространение сводится к минимуму на левобережье р. Юдомы. Суммарная же мощность покровов достигает 320 м, при том, что вся рябиновская свита не более чем 770 м. Похожий облик свиты среди западных структур Майско-Кыллахской зоны проявлен лишь в соседней Чагдинской антиклинали. Далее на запад фациальные аналоги представлены на Нельканской и Гувиндинской структурах только алевро-аргиллитами верхов кандыка, а их мощность сужается до 200 м. Типоморфного разреза рябиновской свиты на западе региона не установлено.

Накопление рябиновской свиты происходило во время активной фазы позднерифейского рифтогенеза, о чем свидетельствуют многочисленные покровы тонкокристаллических базальтов [Худолей, 2003]. Вместе с вышележащей малосахаринской свитой, рябиновская образует нижний мезоритм второго макроритма уйской серии [Сухоруков, 1986].

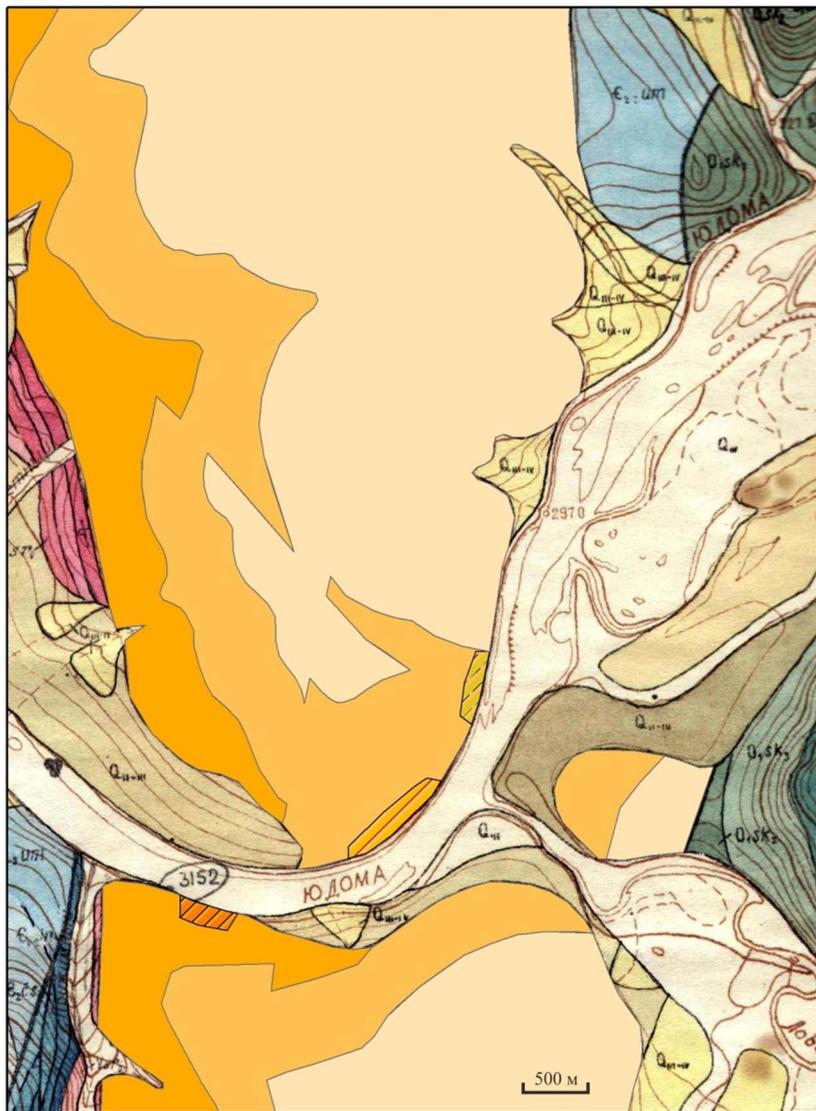
Малосахаринская свита. Стратотип описан в бассейне р. Сахары, где залегает без видимого несогласия на кандыкских песчаниках. Характерными признаками являются: наличие граувакковых песчаников, плохая сортировка обломочной части пород, грубоплитчатая и глыбовая отдельности, табачный оттенок пород, бурые поверхности выветривания. По данным [Волкодав и др, 1978], по р. Сахара устанавливается три пачки. Общее строение этих пачек такое: ритмичное чередование пластов полимиктовых граувакковых темно-зеленых неслоистых песчаников с прослойками алевролитов и аргиллитов. Пласты песчаников доминируют по мощности над алевролитами и аргиллитами в каждой из пачек в несколько раз (Рис. 2.8). Общая мощность 350 м. Однако максимальная мощность свиты установлена к югу от Сахары, на Улахан-Баме, где обнажается ее самый полный разрез (Рис. 2.9).



Рис. 2.8 Малосахаринская свита. Левобережье р. Сахары.

Отличительной особенностью малосахаринской свиты на Улахан-Баме является табачный цвет пород (Рис. 2.10). Свита сложена преобладающими полимиктовыми и

граувакковыми песчаниками в нижней части разреза и грубеющим к кровле чередованием алевролитов и существенно кварцевых песчаников. Также устанавливается до семи вулканических базальтовых покровов, общей мощностью 80 м, при общей мощности опорного разреза 900 м [Сухоруков, 1986]. К западу мощность свиты сокращается вплоть до полного выклинивания в пределах Нельканского краевого шва. Малосахаринская свита, также как и рябиновская, относится к рифтогенному комплексу, ее формирование происходило в крупных грабенообразных структурах, образованных в результате растяжения земной коры [Худолей, 2003].



Легенда

- mls 1-2
- mls 1-3
- mls 2

Места отбора образцов

- 18X 18Y 18Z
- 18J 18K 18L 18M 18N 18O 18P
- 18R 18S 18T

Рис. 2.9 Отложения малосахаринской свиты южной части хр. Улахан-Бам, по Сухорукову В.И.

Кеатанская свита. Выделена в Улахан-Бамской антиклинали, где наращивает разрез уйской серии. Кеатанская свита согласно перекрывает малосахаринскую, и представлена регрессивным ритмом терригенного материала. Ее слагают переслаивающиеся темно-серые слюдястые алевролиты, черные аргиллиты и серые полевошпатово-кварцевые и существенно кварцевые песчаники. Мощность свиты в стратотипе составляет 450-500 м, в

бассейне р. Кеатан. К северу от р. Аллах-Юнь, свита полностью уничтожена предъюдомским размывом, а к западу от хр. Улахан-Бам постепенно выклинивается или замещается толщей глинистого состава.



Рис. 2.10 Средняя часть малосахаринской свиты. Флишоидное чередование табачных песчаников с алевролитами и аргиллитами. Правый берег реки Юдомы, хребет Улахан-Бам.

Джоронская свита. По данным (Сухоруков, 1986) для свиты характерно почти полное отсутствие коренных выходов. Однако она распространена как на западе, так и на востоке Майско-Кыллахской зоны, но с некоторыми отличиями. На хр. Улахан-Бам преобладают светлоокрашенные кварцевые песчаники, переслаивающиеся в нижней части со слюдисто-глинистыми алевролитами и сланцами. Там же они согласно перекрывают кеатанскую свиту, завершая второй уйский регрессивный макроритм. В западных от Улахан-Бама структурах джоронская свита перекрывает кандыкскую [Сухоруков, 1986], хотя нельзя исключать и ее фациальное замещение преимущественно глинистой толщей [Семихатов, Серебряков, 1983]. Мощность колеблется от 350 до 600 м, исходя из различных графических построений.

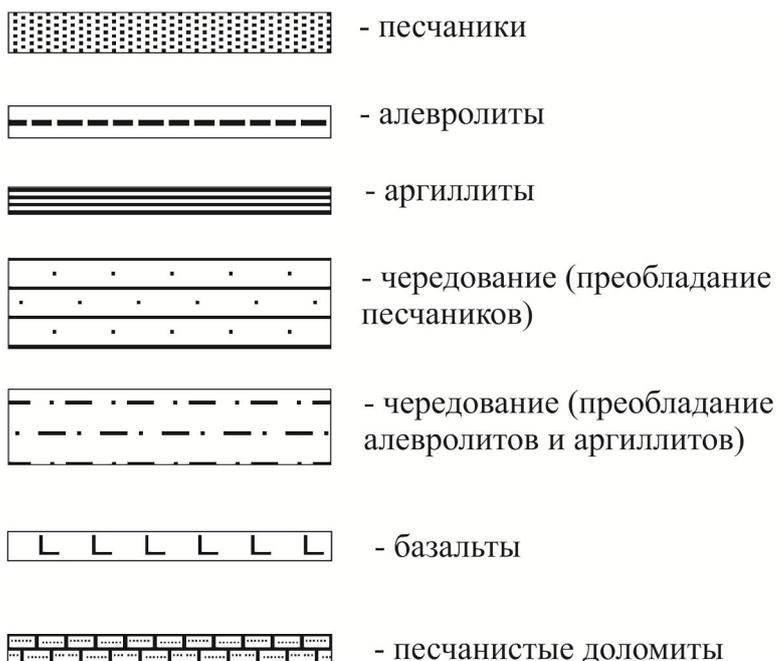
Далындинская свита. Развита на западном слоне хр. Улахан-Бам, в бассейне р. Аллах-Юнь, и далее к западу, где согласно залегает на джоронской. Устанавливается чередование алевролитов и слюдистых сланцев, с подчиненным количеством песчаников. Это позволяет назвать свиту незавершенным третьим регрессивным ритмом. Отмечается зеленоватость пород, характерны сланцеватость и слюдистость. Как и джоронская свита, наблюдалась лишь в отвалах. Мощность оценивается только по графическим построениям и равняется приблизительно 400-500 м в пределах Улахан-Бамской антиклинали. Стоит подчеркнуть, что свита имеет однотипный литологический состав в пределах всей Майско-Кыллахской зоны, хотя в западной части зоны ее стратиграфический объем может быть больше, чем на хр. Улахан-Бам.

Накопление кеатанской, джоронской и далындинской свит происходило после окончания фазы активного рифтогенеза, вероятно, на стадии формирования пост-рифтового осадочного бассейна.

Анализируя региональное строение уйской серии, можно отметить постепенное сокращение мощности полного разреза с 4.6 км до 1.6 км - от хр. Улахан-Бам к Нельканскому краевому шву (Рис. 2.11). По мнению исследователей (напр. Семихатов, Серебряков, 1983; Ян-жин-шин, 1983), данная тенденция справедлива для всей зоны в западном направлении. Но интерпретацию данных затрудняет неоднозначная корреляция разрезов западных и восточных частей Майско-Кыллахской зоны. По вопросам касательно выделения и корреляции верхнерифейских толщ однозначных выводов нет. Так, есть точка зрения, что малосахаринская и кеатанская свиты полностью выклиниваются к Нельканской антиклинали (рис. 2.11) [Сухоруков, 1986]. Но другие исследователи полагают, что эти свиты не выклиниваются, а замещаются толщей преимущественно глинистого состава, выделяемой как усть-кирбинская свита [Семихатов, Серебряков, 1983].

Различия в стратиграфических корреляциях приводят и к различиям в тектонической интерпретации. Если над кандыкской свитой существовал региональный размыв, в виду которого малосахаринская и кеатанская свиты были размыты, то этот размыв мог быть связан с региональным поднятием территории, активизацией мантийных источников и разогреванием коры. Что и привело к рифтогенезу, выразившемуся в многочисленных вулканических излияниях (рябиновская свита) на востоке. Там, предположительно, находилась наиболее глубоководная часть бассейна осадконакопления. Вулканические излияния проявились не по всей ширине зоны и уже полностью исчезают к Гувиндинской антиклинали.

Другая трактовка надкандыкского размыва как локального. На этой основе актуально говорить о фациальном замещении малосахаринской и кеатанской свит на западе (Рис. 2.11). Но по мнению автора, это лишь «временная ступень» в разрешении этого вопроса. Термин «фациальное замещение» без должной трактовки и направленного изучения не может являться должным объяснением выпадения нескольких свит из западного разреза уйской серии. Также такой трактовке, рябиновские вулканические покровы рассматриваются как силлы.



-  - образцы SM18-31/1, SM18-31/2, SM18-31/3, SM18-32/1, SM18-32/2, SM18-32/3, SM18-32/3, SM18-32/4, SM18-32/5
-  - образцы ПР-18Х, ПР18-У, ПР18-З
-  - образцы ПР-18J, ПР-18K, ПР-18L, ПР-18M, ПР-18N, ПР-18O, ПР-18P, ПР-18R, ПР-18S, ПР-18T, ПР-18A, ПР-18B, ПР-18C, ПР-18D, ПР-18E, ПР-18F, ПР-18G, ПР18-Н
-  - образцы ПР18-01, ПР18-02, ПР18-03, ПР18-04, ПР18-05, ПР18-06, ПР18-07, ПР18-08, ПР18-09, ПР18-10

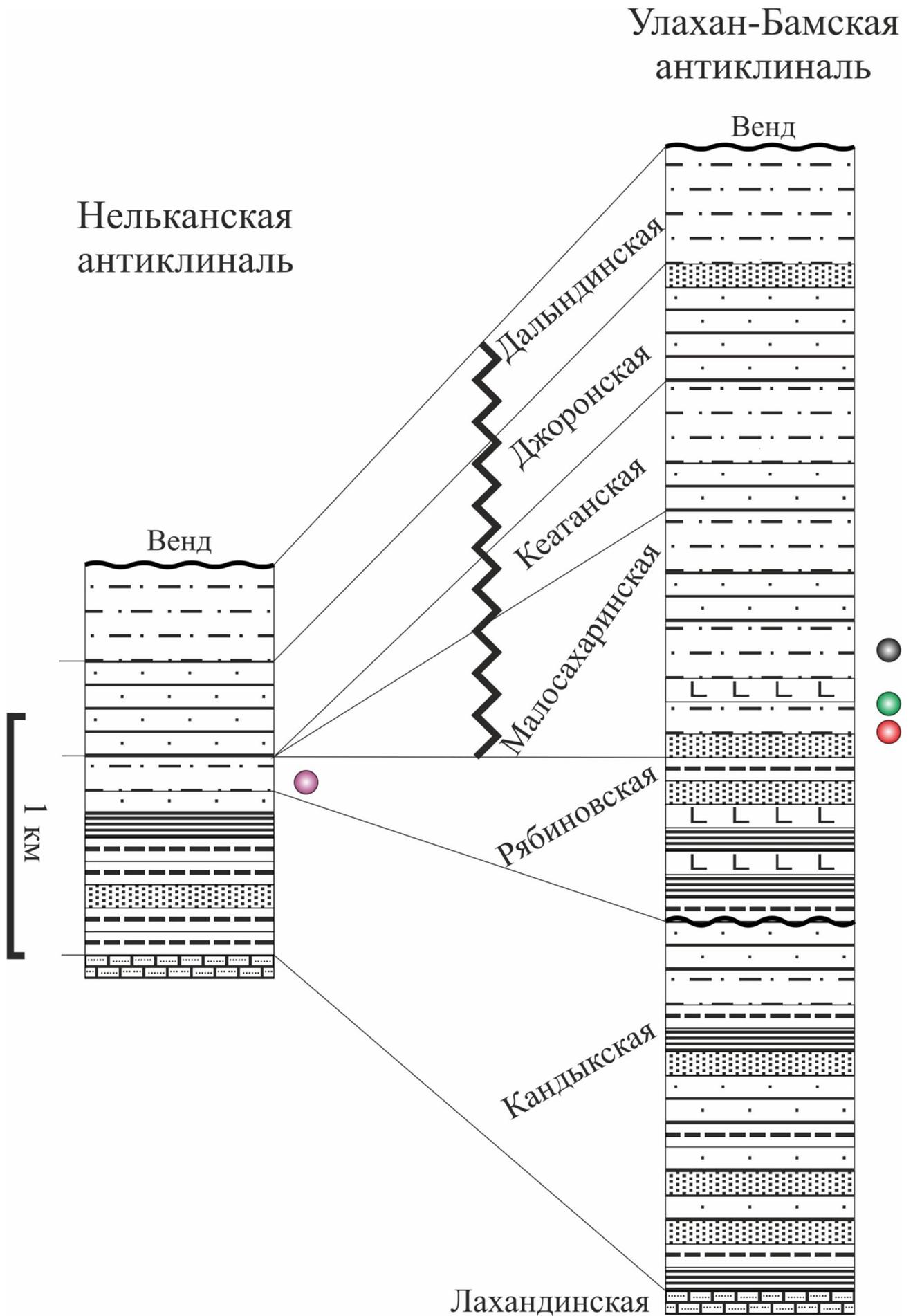


Рис. 2.11 Региональная корреляция Уйской серии [Сухоруков, 1986]. Ломаная линия показывает предполагаемое Семихатовым и Серебряковым [1983] фациальное замещение.

При движении на запад наблюдается все менее стратифицированный разрез, который становится все более «тонким» по составу. В виду того, что в западном направлении приближается континент, обратная ситуация выглядела бы более логично. Это наводит на однозначный вывод о сложности морфологии древнего бассейна осадконакопления, природу которого выяснить сложно по прошествии почти 1 млрд. лет. Более того, начиная с самого выделения уйской серии С.В. Нужновым и В.А. Ярмолюком в (1959), описывался не один тип стратиграфического разреза. Например, последовательность кандыкская, джабатымская, усть-кирбинская устанавливалась в 1960-1970ых годах А.К. Башариным, Б.С. Неволным и др [Семихатов, Серебряков, 1983]. Но, по мнению автора, в виду изменчивого состава и мощности джабатымской свиты, а также придания ей только фациально-замещающей роли восточного надкандыкского интервала разреза, ее установление нецелесообразно. Однако, по мнению Сухорукова (1986), джоронская и далындинская свиты были прослежены на юг до р. Юдомы и неплохо состыковываются с джабатымской и усть-кирбинской свитами соответственно. В.А. Ян-жин-Шин (1983) дополнительно сопоставляет песчаниковую часть западной джоронской свиты с малосахаринской свитой, но никак не объясняет отсутствие кеатанской. М.А. Семихатов и С.Н. Серебряков (1983) признают только две региональные свиты: кандыкскую и усть-кирбинскую. Такая версия и правда справедлива, но лишь для целей общего регионального представления геологии района. Впрочем, позиция Сухорукова (1986) является наиболее приемлемой для стратиграфии. Более того его исследование основывалось уже на совокупности мнений вышеперечисленных авторов и многих других, то есть является обобщающим. Но, исходя из целей данной работы, примем неоднозначную корреляцию надкандыкского интервала западных и восточных разрезов уйской серии, так как вопросы с локальностью кеатанской свиты, неопределенностью положения малосахаринской, и малоизвестной природой предджоронского перерыва остаются, как говорится «на повестке дня» до сих пор.

Глава 3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

3.1 Петрографическое описание

Уйская серия, в отличие от нижележащих терригенно-карбонатных пород лахандинской подсерии, отличается преимущественно терригенным составом пород с редкими прослоями карбонатов. Также она завершает огромный по мощности (до 9 км) рифейский разрез Южного Верхоянья. На основе минерального состава и, исходя из их структурно-текстурных характеристик, образцы будут разбиты на характерные группы. Под описание попадают, главным образом, псаммиты, так как на их основе будет определен источник сноса материала и тектонические обстановки в позднем рифее.

Песчаники уйской серии достаточно разнообразны. Первая группа представлена кварцевыми песчаниками кандыкской свиты. Данный материал был собран автором в пределах Нельканской антиклинали на левом берегу р. Юдомы. Текстура пород косослоистая перекрестная. Песчаник состоит из обломочных зерен, бесцементный. Обломочная фракция сложена монокристаллическим кварцем (>95%), остальное приходится на халцедон, поликристаллический кварц и полевые шпаты. Структура конформная, зерна вплотную прилегают друг к другу (Рис. 3.1). Размеры зерен колеблются от 0,05 до 0,4 мм, большинство имеют размер 0,2 мм. Песчаник хорошо сортирован. Степень окатанности зерен «0-2» (по: Рухин, 1969). В некоторых образцах, например «SM18-31/2», устанавливается закрытый поровый, островной, железисто-карбонатный цемент (фото 1 в приложении).

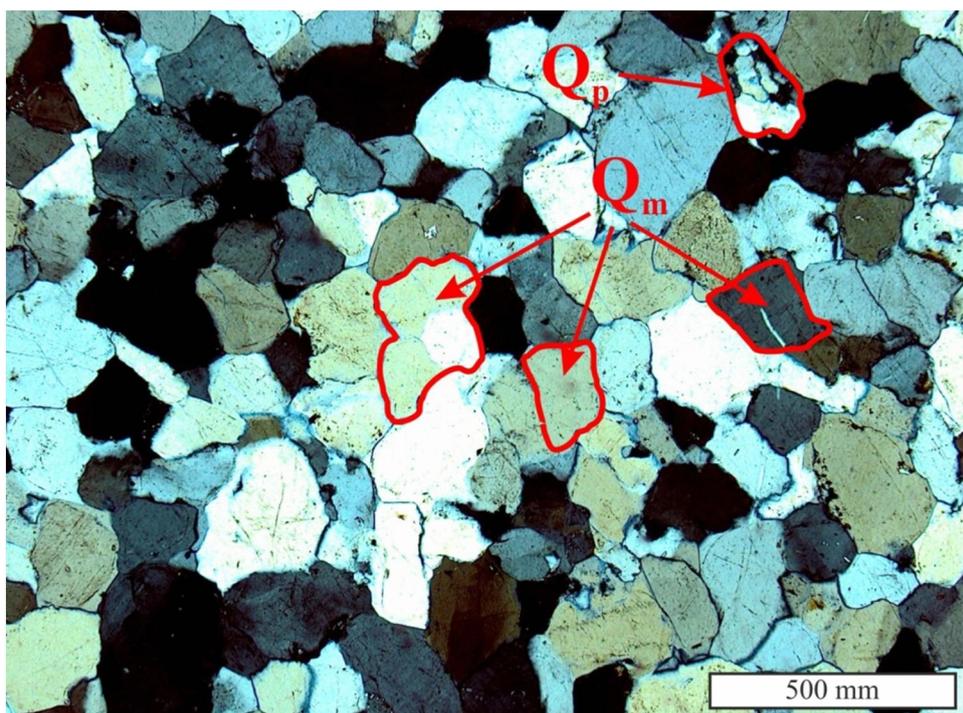
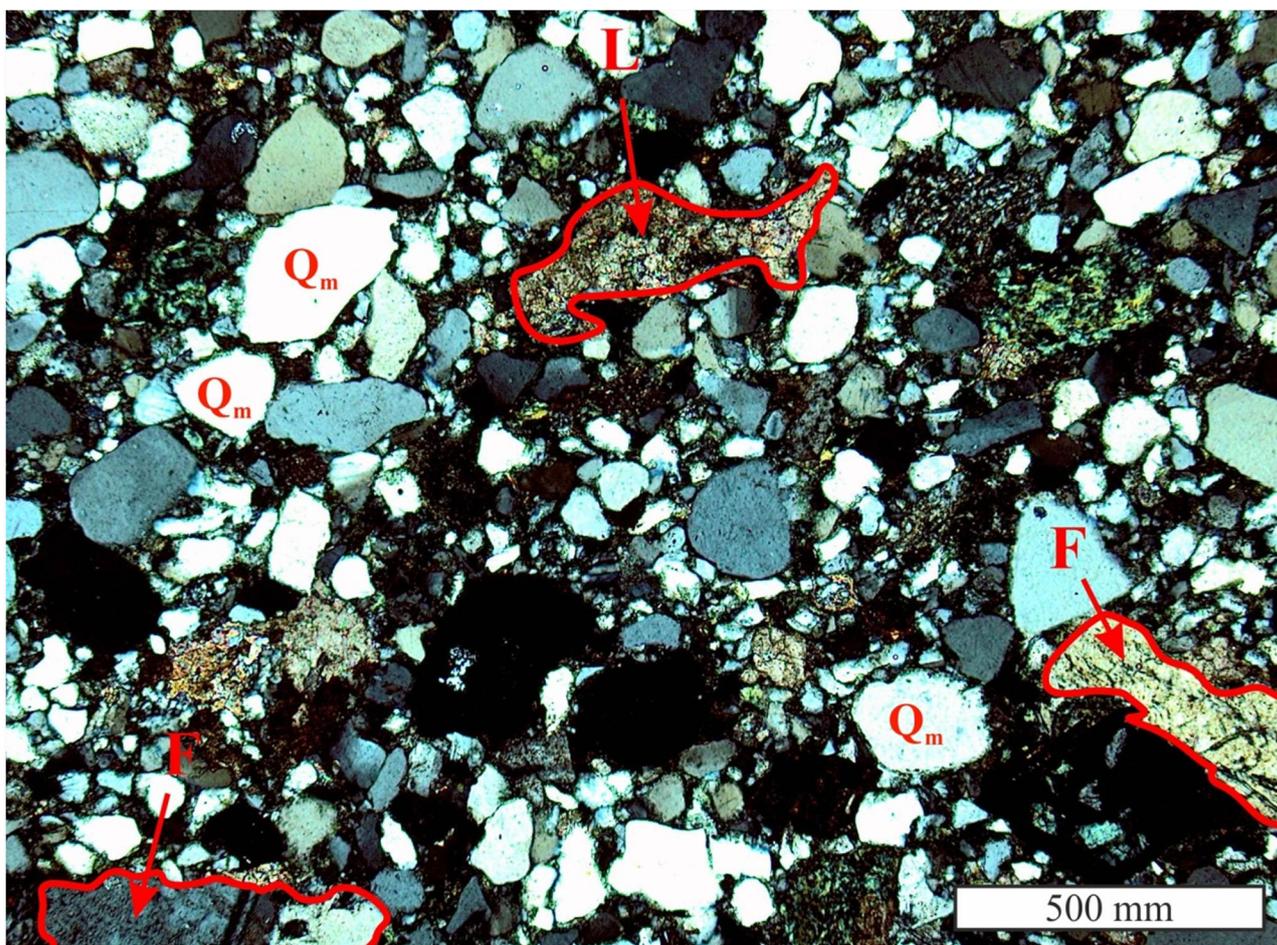


Рис. 3.1 Образец «SM18-31/1» - Кварцевый песчаник под анализатором

Вторая группа песчаников была выделена автором в пределах среднего течения р. Сахары на севере Чагдинской антиклинали, а также на хр. Улахан-Бам. На р. Сахаре наблюдалось блочное строение песчаниковых толщ, переслаивающихся с более тонкозернистым материалом (Рис. 2.8). Текстура пород волнистая перекрестная. Песчаник состоит из обломочных зерен и цемента. Обломочная фракция сложена монокристаллическим кварцем (60-75%), полевыми шпатами (8-25%), обломками пород (3-15%), остальное приходится на халцедон. Размер зерен колеблется от 0,05 мм до 1 мм. Песчаник плохо сортирован, также встречаются зерна всех степеней окатанности. Одновременно устанавливается два типа цемента. Первый - карбонатный цемент: неполный поровый, островной, деструктивный, заполняет 0-2% от общего объема породы (Рис. 3.2). Второй цемент – хлоритовый: закрытый поровый, сплошной неравномерный, деструктивный, 10-15% от объема породы. Важной особенностью является, что хлорит развивается по всей площади обломочных зерен, предположительно по полевым шпатам и некоторым обломкам пород, не затрагивая кварц. Также отмечается примесь алевритового материала (до 5-10%).



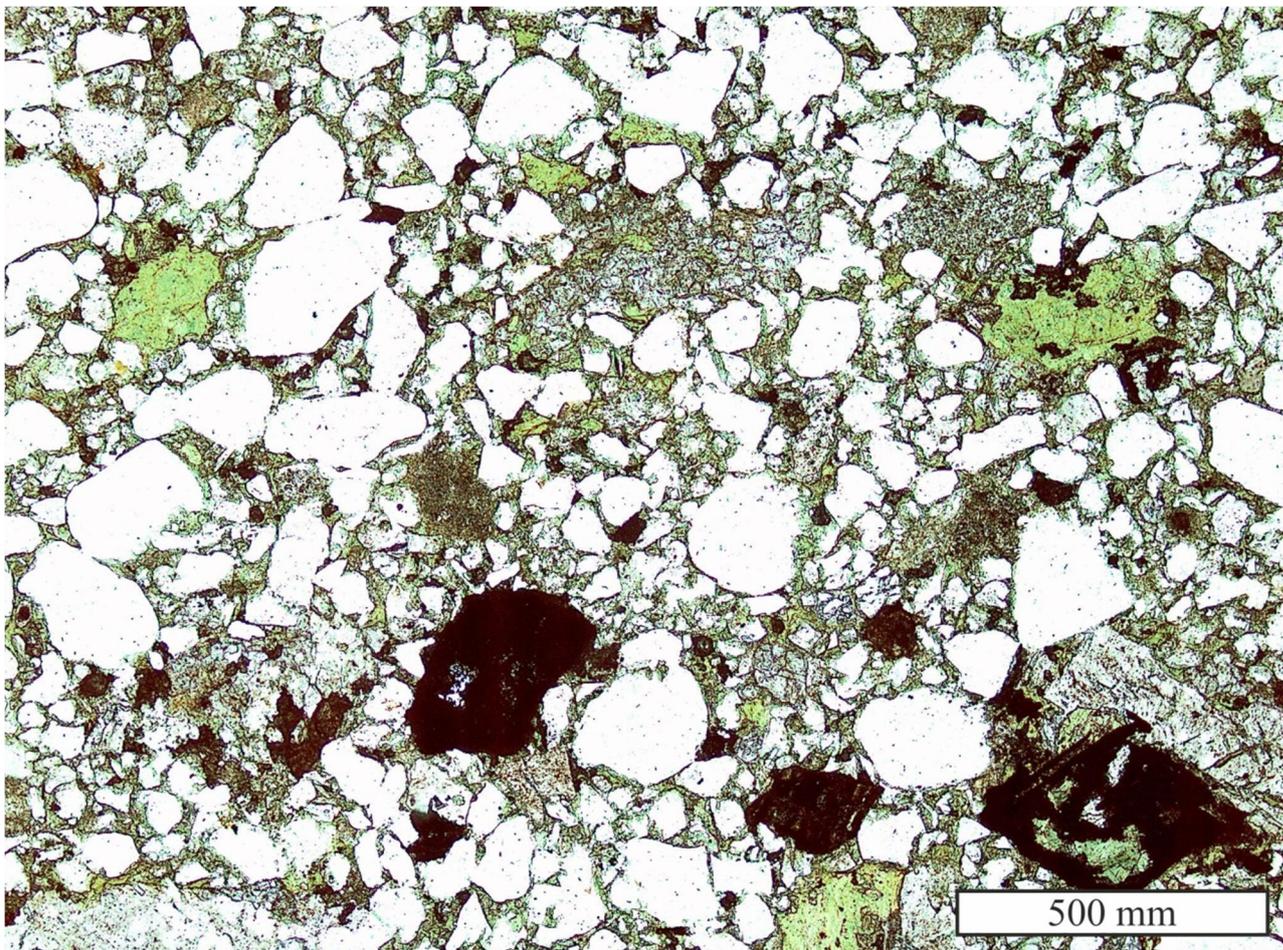


Рис. 3.2 Образец «ПР18-02» - Нижняя часть малосахаринской свиты - Чагдинская антиклиналь (верхний снимок под анализатором, нижний – без анализатора)

Третья группа песчаников была выделена на хр. Улахан-Бам в среднем течении р. Юдомы. Отмечается, что эти породы относятся к средней части малосахаринской свиты. Песчаники состоят из обломочных зерен и цемента (Рис. 3.3). Текстура пород пологоволнистая, редко пересекающаяся. Обломочная фракция представлена монокристаллическим кварцем (45-68%), халцедоном (8-16%), обломками пород (20-30%), остальное приходится на полевые шпаты (0-3%). Размер зерен колеблется от 0,05 до 0,35 мм. Песчаник плохо сортирован. Степень окатанности зерен «0-2» (по: Рухин, 1969). Распространен деструктивный слюдистый цемент, разрушающий все типы зерен по их периферии, отмечается много матрикса. Цемент образует слоисто-волнистую структуру, которая отсутствует в нижней части свиты. Цемент открытый поровый, сплошной равномерный, занимает до 30% площади шлифа, в совокупности с матриксом. Примесь алевритового материала также значительная – до 20%.

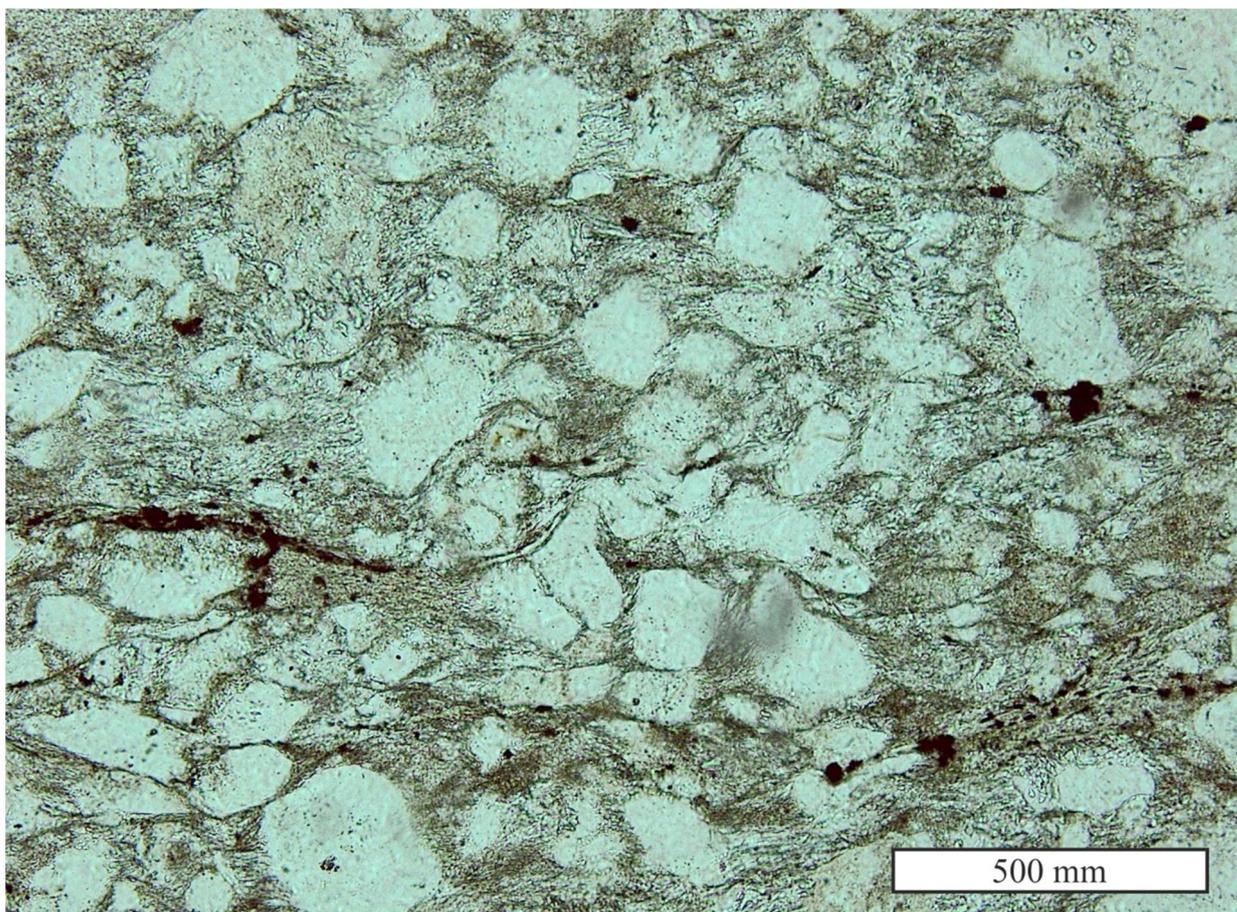
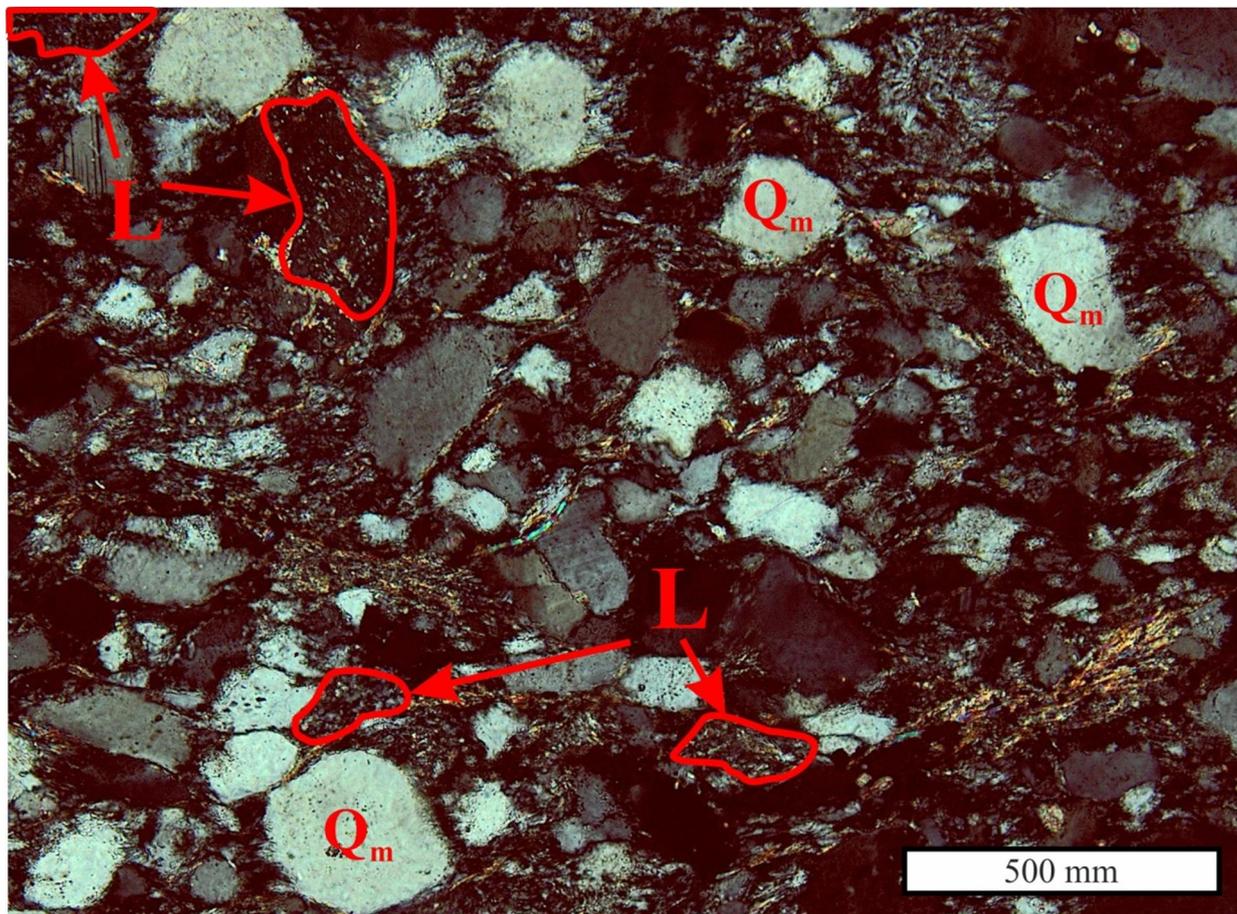


Рис. 3.3 Образец «ПР18-О» - средняя часть Малосахаринской свиты – хр. Улахан-Бам;
(верхний снимок под анализатором; нижний – без анализатора)

Таким образом, исследованием охвачен интервал от верхов кандыкской свиты до средней части малосахаринской (включительно). Из трех выделенных групп наиболее ярко обособляется первая – это кандыкский интервал Нельканской антиклинали. Всего в том районе было отобрано 8 образцов. Выше двух характерных кварцевых песчаников, последовательно зафиксированы и отобраны шесть кварцевых алевролитов и алевропесчаников. Вполне возможно, что этот интервал начинает отвечать рябиновским отложения Улахан-Бама, и является нижней частью сланцево-алевритового ритма верхов кандыкской свиты (разд. 2.3.2). В некоторых образцах отмечается глинисто-карбонатный, железисто-карбонатный или же слюдисто-хлоритовый цемент. Характерное для группы конформное приспособление зерен, возможно, является индикатором значительного литостатического давления и стадии катагенеза.

Малосахаринские песчаники второй и третьей группы имеют некоторое визуальное сходство. Исходя из их минерального состава, отмечается заметно большее присутствие обломков пород в составе песчаников третьей группы. Более того, текстурно-выраженный слюдистый цемент значительно подвергает изменению обломочные зерна пород третьей группы, в той или иной степени разрушая их по краям. Помимо песчаников были отобраны алевролиты и аргиллиты. Последние характеризуются сланцеватой структурой. Аргиллиты сложены мельчайшими частицами глинистых минералов с примесью хлорита, мусковита, биотита и зерен кварца (до 5%). Однако эти породы не попадают под основное петрографическое исследование - определение тектонических обстановок и областей сноса в силу малого размера зерен обломочной фракции. Для этой цели использовался метод точечного подсчета зерен Гацци-Диккинсона.

3.2 Метод «Гаци-Диккинсона»

«Point-counting» метод был разработан в США рядом ученых в 1970-80ых годах. Он основан на количественном анализе минеральных зерен песчаников и его основной задачей является определение тектонических обстановок формирования пород. Именно тектонические условия напрямую контролируют минеральный состав пород, а второстепенное значение принимают такие факторы как: климат, режим транспортировки материала, условия осадконакопления и дигенетические изменения [Dickinson, 1985].

Для проведения исследования образцов использовался поляризационный микроскоп и препаратоводитель. В каждом шлифе идентифицируется около 300 зерен, причем каждое из них равноудалено от соседнего. Это обеспечивается равным шагом перемещения

препарата по столику микроскопа. Таким образом, осуществляется случайная выборка компонентов, попадающих на крест нитей. Каждое зерно, удовлетворяющее условиям анализа, относится к определенной группе: кварц, полевой шпат, обломок породы.

Главными условиями анализа являются:

- учитываются зерна размером не менее 0,0625 мм – это, так называемый «matrix limit». Если зерно меньшего размера, оно не учитывается;
- если крест нитей не попал в область какого-либо зерна, даже если зерно располагается близко – оно не учитывается. Делается шаг дальше, до попадания перекрестия в область зерна.

Для исследования использовались четыре группы зерен:

1. Q_m – монокристаллический кварц;
2. Q_p – поликристаллический кварц, причем, если перекрестие попадает на кристалл размером более 0,0625 мм, то он учитывается как Q_m . Также сюда относится *халцедон*.
3. F – полевой шпат;
4. L – обломок породы.

Пропорции данных ключевых групп заключаются в треугольной диаграмме. Первоначально диаграмма полностью была разделена на семь полей, каждое из которых соответствует своей тектонической обстановке. Но по мере накопления фактического материала, реальные границы полей были уменьшены.

Существует два типа треугольных диаграмм:

- Q_t -F-L – диаграмма, где: $Q_t = Q_m + Q_p$
- Q_m -F- L_t – диаграмма, где: $L_t = L + Q_p$

3.3 Результаты петрографического исследования

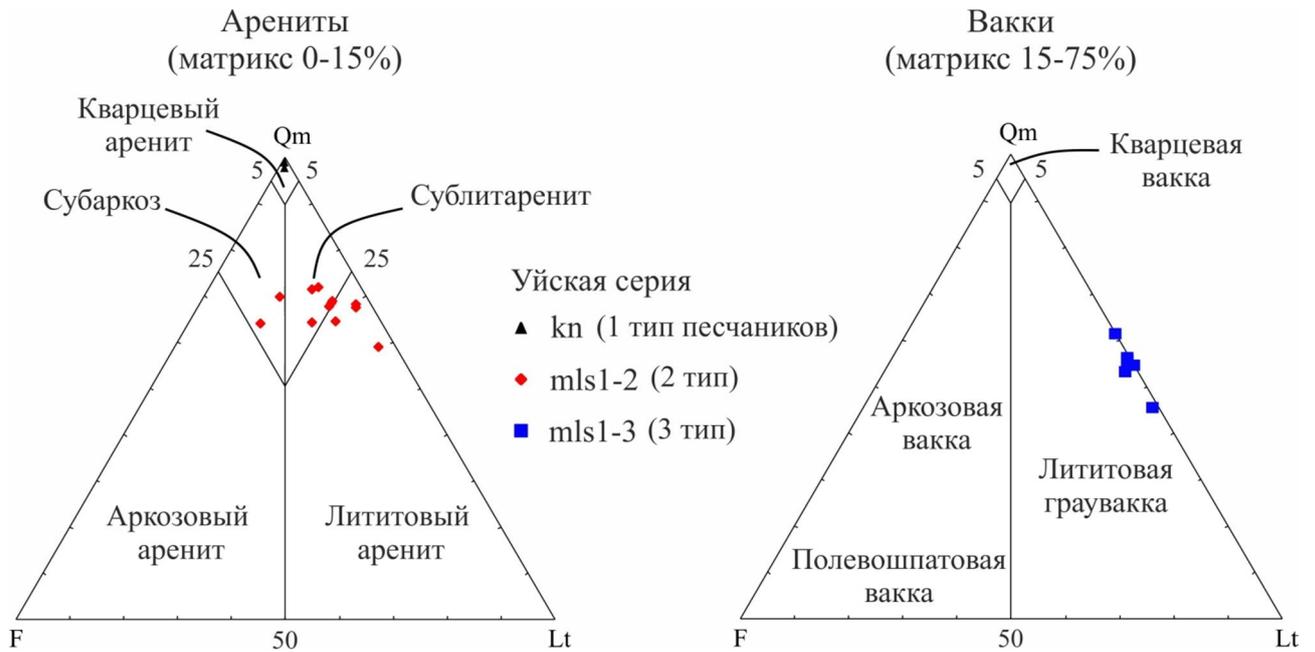


Рис. 3.4 Классификация терригенных песчаников (по: Петтиджону-Дотту, 1981). Индексы в легенде: kn – кандыкская свита (1 группа), mls₁₋₂ – нижняя часть малосахаринской свиты (2 группа), mls₁₋₃ – средняя часть малосахаринской (3 группа).

По данной классификации песчаники кандыкской свиты являются кварцевыми аренитами или «ортокварцитами». Они могут накапливаться, например, в условиях пляжа. Нижняя часть малосахаринской попадает в субаркозы, сублитарениты и лититовые арениты. Именно в такой последовательности идут и образцы снизу-вверх по разрезу. Субаркозы могут накапливаться на шельфе, впрочем, как и лититовые песчаники. Основным фактором, определяющим минеральный состав, является исходный состав пород [Петтиджон, 1981]. Данный тренд перехода от субаркозов к лититовым песчаникам, возможно, маркирует изменение тектонических обстановок, указывая на начало рифтогенеза. Третья группа песчаников переходит в поле лититовых граувакк из-за присутствия темноцветного матрикса.

Проблемой данной классификации является неопределенное положение халцедона - отнести его к кварцу или обломкам пород. Также существует множество дискуссий вокруг термина «граувакка». Сейчас термин применяется к темно-серым песчаникам со значительным содержанием матрикса. «Point counting» метод был применен для 20 образцов. Результаты исследования трех групп песчаников показаны на треугольных диаграммах (Рис. 3.5). Области, не имеющие тектонической интерпретации, не имеют фактически зарегистрированных распределений состава песчаников.

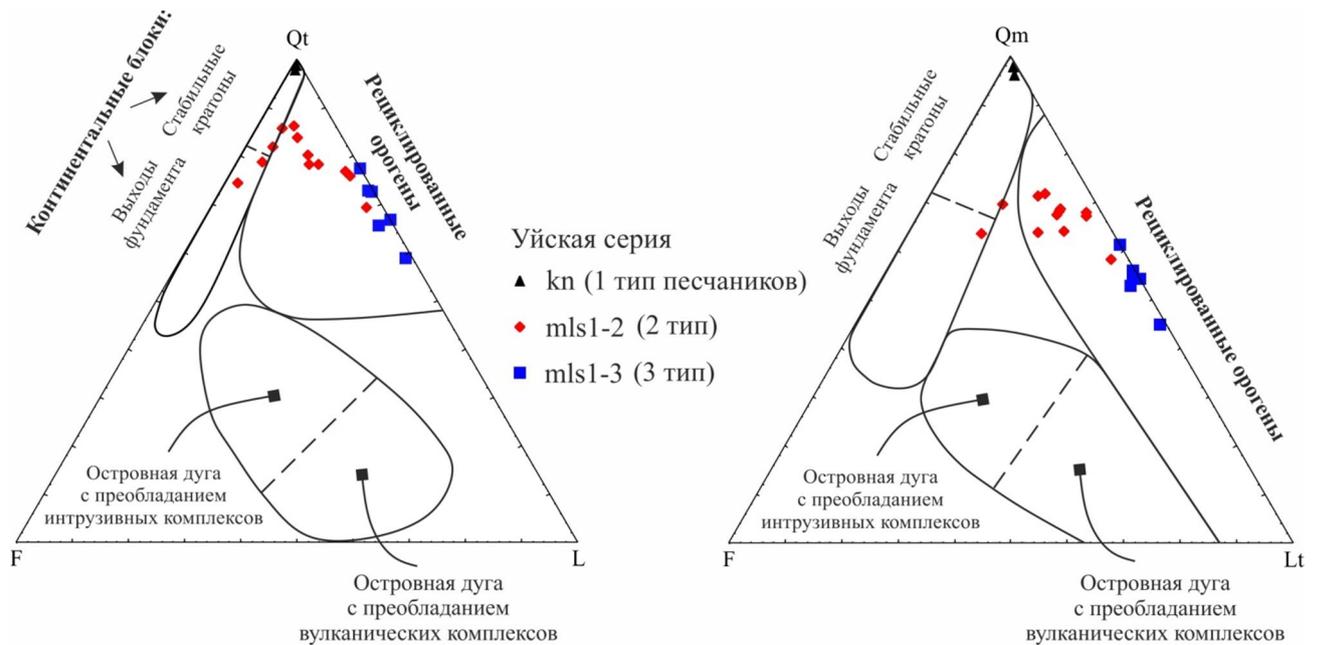


Рис. 3.5 Диаграммы состава песчаников уйской серии с тектонической интерпретацией (по W.Dickinson, 1985). Индексы в легенде: kn – кандыкская свита (1 группа), mls₁₋₂ – нижняя часть малосахаринской свиты (2 группа), mls₁₋₃ – средняя часть малосахаринской (3 группа)

Как видно из диаграмм, комплекс пород уйской серии попадает частично в область стабильных континентальных блоков и большей своей частью в перекрытый ороген. Кварцевые песчаники кандыкской свиты близ Нельканского краевого шва были сформированы либо в платформенных условиях, либо в условиях пассивной окраины. Как говорилось ранее, точки зрения о времени ее формирования различны. Но если считать, что рифтогенез в кандыкское время еще не начался, то интерпретация платформенного режима осадконакопления материала является наиболее приемлемой. Источником вещества являлись гранитно-гнейсовый фундамент и вышележающие толщи нижнего и среднего рифея. Высокие Q_m/Q_p и Q_m/L отношения указывают на физическую и химическую устойчивость монокристаллического кварца, в отличие от других типов зерен. Содержание кварца от общего объема осадка поступательно растет по мере удаления от источника сноса, главным образом за счет устойчивости к химическому растворению. Таким образом, кандыкское время характеризуется довольно спокойным платформенным режимом развития территории Южного Верхоянья.

К началу малосахаринского времени рифтогенез уже был проявлен в областях развития рябиновских отложений. Источником обломочного материала служат поднятые на раннем этапе рифтогенеза горные сооружения вдоль рифтового бассейна и магматические рифтовые комплексы. Начавшийся малосахаринский этап рифтогенеза, дополнительно наращивает возвышенности по флангам рифтов, впервые образованные в рябиновское время.

Общее содержание всех обломков пород достигает 20%. Количество полевых шпатов сокращается до 5-10% (Табл. 3.1).

	Qt	Qm	Qp	F	L	Lt
ПР-18-01	223	190	33	70	7	40
ПР-18-02	245	191	54	40	15	69
ПР-18-03	251	215	36	24	25	61
ПР-18-04	257	213	44	29	14	58
ПР-18-05	236	208	28	50	14	42
ПР-18-06	258	204	54	22	20	74
ПР-18-07	240	202	38	24	36	74
ПР-18-09	235	192	43	26	40	83
ПР-18-10	234	205	29	21	45	74
ПР-18-X	206	173	33	9	83	116
ПР-18-Y	227	203	24	8	65	89
ПР-18-Z	230	201	29	9	61	90

Табл. 3.1 Результаты подсчета зерен методом «Гаци-Дикинсона» для нижней части малосахаринской свиты

К концу магматического этапа в середине малосахаринского времени, был сформирован крупнейший бассейн осадконакопления Южного Верхоянья на тот момент. Он представлял собой ассиметричный грабен, ограниченный с одной стороны Сибирью, а с другой массивами типа Охотского [Ян-жин-шин, 1983]. Завершающий этап в осадконакоплении малосахаринской свиты выразился в продолжении размыва окружающих бассейн возвышенностей и нижележащих толщ. На треугольных диаграммах видна заметно обособившаяся группа этих пород (mls_{1-3}). Как было описано выше, они характеризуются текстурно-выраженным слюдистым цементом и большим количеством матрикса. Практически пропадают полевые шпаты (Табл 3.1). Также были установлены склоновые отложения, представленные флишоидным чередованием грубого и тонкого материала (фото 2 в приложении). В верхней части разреза уйской серии Майско-Кыллахской зоны были установлены турбидиты, что вполне может свидетельствовать о зарождении пассивной окраины [Волкодав и др., 1978; Худолей, 2003].

ПР-18-J	157	126	31	6	76	107
ПР-18-K	182	138	44	2	66	110
ПР-18-L	200	163	37	0	100	137
ПР-18-M	144	110	34	3	98	132
ПР-18-O	171	132	39	1	64	103
ПР-18-S	92	73	19	0	27	46
	Qt	Qm	Qp	F	L	Lt

Табл. 3.2 Результаты подсчета зерен методом «Гаци-Дикинсона» для средней части малосахаринской свиты

Глава 4. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Геохимическое исследование было проведено в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ. Всего проанализировано 13 образцов, 10 из которых песчаники. Осуществлен силикатный анализ методом рентгено-флуоресцентного анализа и масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) для малых и редкоземельных элементов. Геохимические исследования состава терригенных пород рифея ранее уже проводились [Подковыров и др. 2002, 2007; Худoley, 2003] и в этой работе делается акцент на тектоническую интерпретацию полученных данных.

Проанализированные песчаники уйской серии, согласно содержанию основных оксидов, классифицируются как ортокварциты или лититы. Попадание в число лититов существенно-кварцевого песчаника кандыкской свиты с содержанием $\text{SiO}_2 \approx 80\%$ можно объяснить лишь примесью мусковита, не входящего в каркас породы. Более того именно в этом песчанике отмечается железисто-карбонатный цемент. Незрелая малосахаринская свита полностью лежит в поле лититов, в виду значений $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) \approx 1$. Петрографически-отнесенная к грауваккам «mls₁₋₃», содержит большое кол-во темного кремнистого матрикса, поэтому ее показатели сдвинуты вправо (Рис. 4.1).

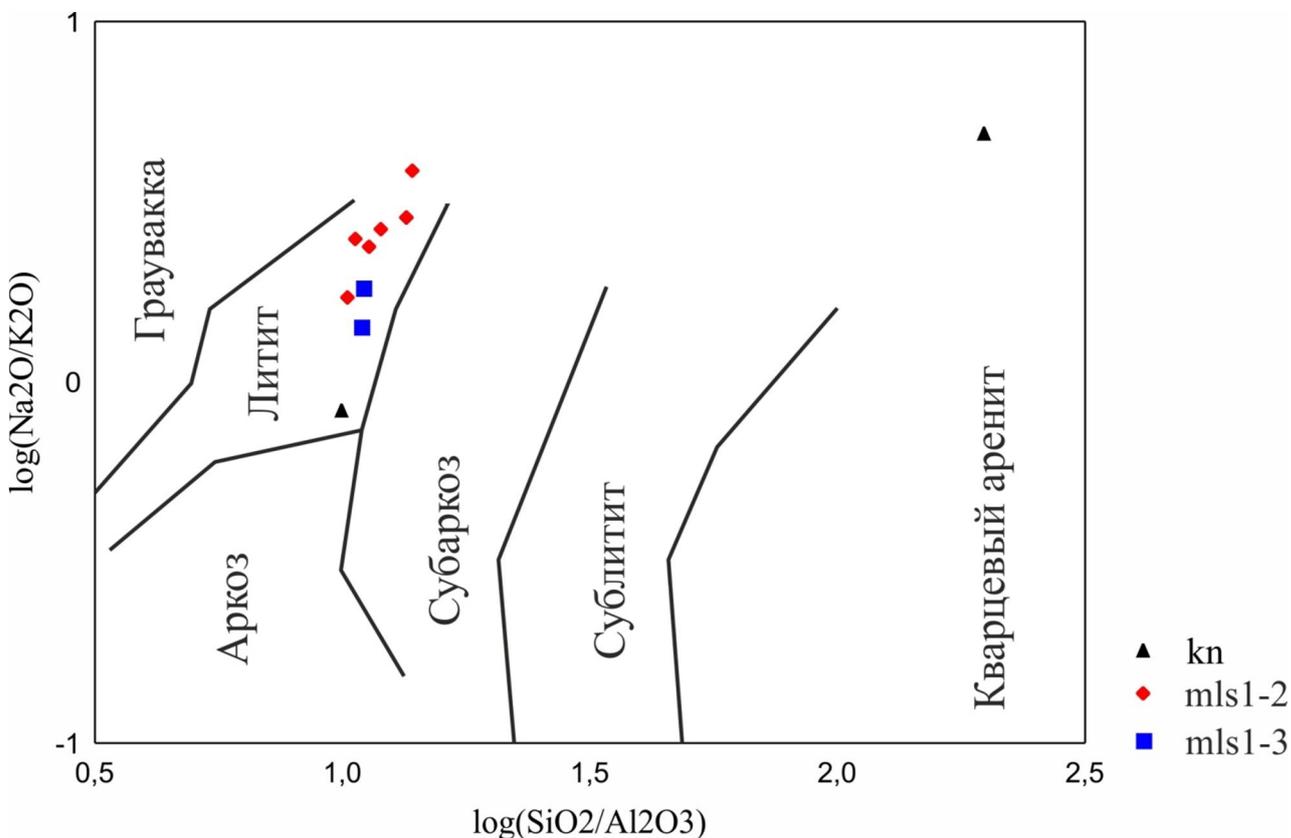


Рис. 4.1 Классификационная диаграмма для песчаников (по: Петтиджон, 1981). Индексы в легенде: kn – кандыкская свита (1 тип песчаников), mls₁₋₂ – нижняя часть малосахаринской свиты (2 тип), mls₁₋₃ – средняя часть малосахаринской (3 тип).

Q_m -F- L_t диаграмма (Рис. 3.4) в общем хорошо согласуется с классификацией песчаников по химическому составу Петтиджона (Рис. 4.1). Песчаники малосахаринской свиты являются лититовыми аренитами согласно обеим диаграммам. Это обусловлено тем, что « Q_p » в данных песчаниках являются обломками пород и относятся к полю « L_t ».

Диаграмма А-CN-K (Рис. 4.2) позволяет проследить направленность выветривания породы, являющейся источником обломочного материала для терригенных отложений.

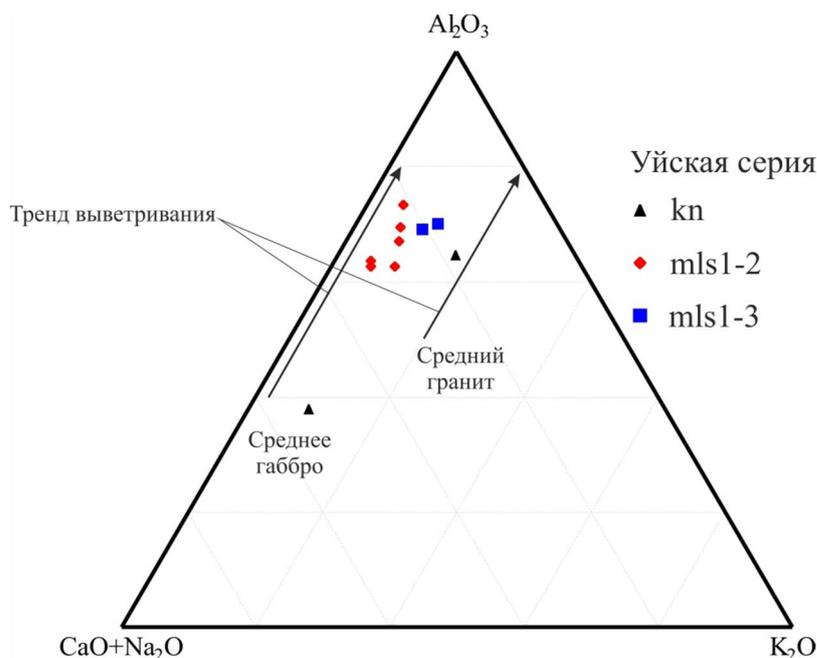


Рис. 4.2 А-CN-K диаграмма трендов выветривания (Скляр, 2001). А = Al_2O_3 , CN = $CaO+Na_2O$, К = K_2O . Расшифровка индексов легенды на Рис. 4.1.

Отложения уйской серии располагаются параллельно оси А-CN, отвечая начальной стадии выветривания. Более того песчаник кандыкской свиты ближе всего находится к тренду выветривания гранита, в то время как малосахаринские породы сформированы с заметным участием более средних и даже основных комплексов. Такие комплексы вполне могли появиться в результате рифтогенеза.

Более точно предположить состав размываемых пород возможно по диаграммам с участием La, Sc, Th, V, Cr, Co, Y и Ni (Рис. 4.3). Низкое отношение Cr/V исключает участие ультраосновных пород в формировании песчаников уйской серии [McLennan et al., 1993]. Более того, Cr/V отношение в малосахаринских субграувакках оказывается даже ниже, чем в кандыкских ортокварцитах. На диаграмме отношений совместимых и несовместимых элементов (Рис. 4.3 В) песчаники уйской серии располагаются в значительном удалении друг от друга вдоль оси La/Sc, что также указывает на различный состав источников сноса. На последней диаграмме кандыкская свита расположилась вдоль тренда перемыва осадков, а малосахаринская свита находится в области влияния состава размываемых пород. Все результаты анализов указывают на то, что формирование песчаников кандыкской и малосахаринской свит происходило в тектонически разных условиях. Первые формировались во внутрикратонном бассейне, при перемыве песков и обогащении их минералами тяжелой фракции, прежде

всего цирконом, что и нашло отражение в увеличении отношения Zr/Sc [Худолей, 2003]. Малосахаринские отложения накапливались в непосредственной близости от источников сноса, что подтверждается их распределением вдоль тренда влияния состава источника сноса. Увеличение величины отношения Co/Th относительно среднего состава коры и гранитоидов указывает, что размывались не только кислые породы, вероятно входившие в состав фундамента, но и более основные породы, внедрившиеся и появившиеся в области размыва в результате рифтогенных процессов.

Точки алевро-песчаников и алевролитов этого интервала уйской серии на диаграммах располагаются менее кучно, чем песчаники каждой из свит относительно друг друга. Также алевролиты свидетельствуют о более глубоководных и далеких от берега обстановках, куда не попадает песчаный материал. На основе этих двух факторов, можно предположить, что участие в формировании данных толщ принимали комплексы различного состава и генезиса. Далекие части бассейна являлись местом сноса материала с различных территорий, сложенных различными породами. В этом же причина и плохо коррелируемых песчаниках всей Майско-Кыллахской зоны, так как роль первого плана играл уникальный для каждой части бассейна источник сноса.

В целом, необходимо отметить хорошую корреляцию данных петрографических и геохимических исследований. По данным обоих методов получается, что накопление кандыкской свиты происходило в платформенных условиях при неоднократном перемыве терригенного материала, тогда как нижние горизонты малосахаринской свиты накапливались в непосредственной близости от источников сноса, сложенных как осадочными породами, так и магматическими породами различного состава, что хорошо соответствует обстановке рифтогенеза с одновременным возникновением поднятий и прогибов.

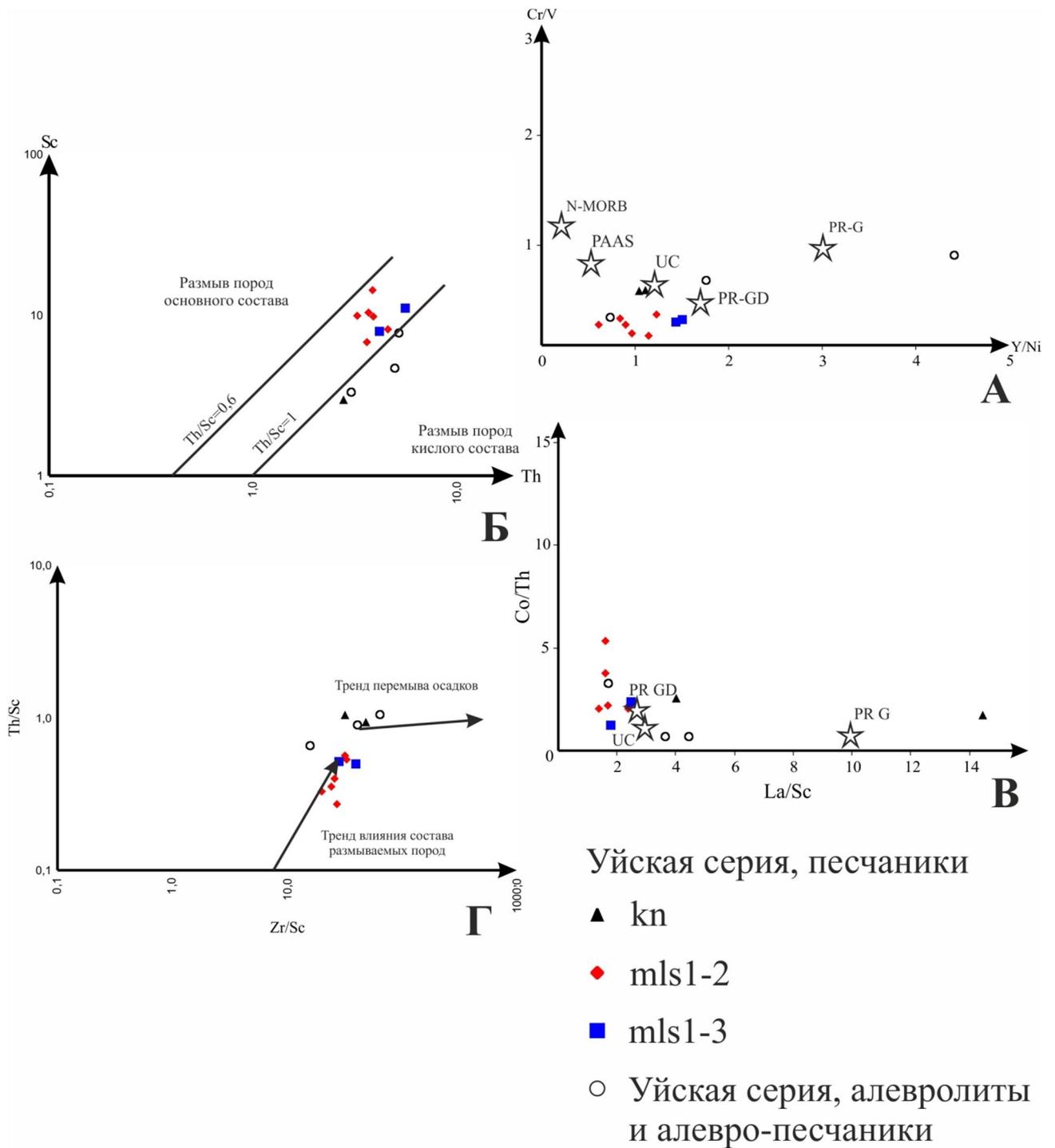


Рис. 4.3 А-диаграмма Cr/V–Y/Ni (McLennan et al. 1993); Б-диаграмма Sc-Th (Тейлор, МакЛеннан, 1988); В-диаграмма Co/Th-La/Sc (Тейлор, МакЛеннан, 1988); Г-диаграмма Th/Sc-Zr/Sc (McLennan et al. 1993). Значения средних составов протерозойских гранитов (G PR) и гранодиоритов (GD PR) приведены по [Condie, 1993], а верхней части континентальной коры (UCC), пост-архейского австралийского аргиллита (PAAS) и базальтов океанических хребтов (N-MORB) по [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

Индексы в легенде: kn – кандыкская свита (1 тип песчаников), mls₁₋₂ – нижняя часть малосахаринской свиты (2 тип), mls₁₋₃ – средняя часть малосахаринской (3 тип).

Глава 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

История развития осадочного бассейна на юго-восточной окраине Сибирского кратона в уйское время является очень значимой и охватывает интервал примерно с 1000 млн. до 940 млн. лет [Худолей, 2003]. Далее следует длительный перерыв в осадконакоплении, вплоть до границы рифей-венд. На основе проведенного исследования пород средней части уйской серии удалось сделать следующие выводы:

1. Территория Южного Верхоянья испытывает крупную тектоническую перестройку в начале позднего рифея. Переход от платформенного режима осадконакопления к тектонической активизации территории четко фиксируется появлением в разрезе граувакк и субграувакк рябиновкой и малосахаринской свиты (Рис. 3.4, 4.1). Данное событие датируется 970-980 млн. лет [Худолей, 2003]. Опираясь на геологическую литературу, очевидно, что рифтогенез начался в рябиновское время, но проявился достаточно локально, хоть и интенсивно.
2. Источником сноса материала на этапе платформенного режима являлся стабильный кратон. В связи с развитием рифта источником становится рециклированный ороген (Рис. 3.5), то есть снос идет с новообразованных поднятий. В песчаниках появляется примесь обломков пород, фрагментарно и магматических.
3. Внутренняя изменчивость малосахаринской свиты также имеет свою тектоническую интерпретацию. Вторая пачка нижней части свиты (mls_{1-2}) фиксирует плавный переход от внутрикратонной обстановки к началу рифтогенеза. Третья пачка (mls_{1-3}) наиболее кучно и точно располагается в его поле, и отвечает этапу интенсивного размыва рифтогенных структур (Рис. 3.5).
4. Основываясь на данных химического анализа удалось подтвердить вышеупомянутые выводы, а также установить, что песчаники кандыкской свиты образованы при многократном перемыве материала. Исключается присутствие в области размыва ультраосновных магматических комплексов. Химическое исследование алевролитов показало, что их формирование контролировалось несколькими источниками.

Таким образом, начало позднего рифея было важным этапом в истории юго-восточной окраины Сибири, когда тектоническая активность оказала влияние на состав осадочных комплексов. Вероятная схема тектонической эволюции этого времени приведена на рис. 5.1. Именно после рифтогенеза возник глубоководный бассейн, заложивший пассивную окраину, однако сложно что-либо сказать о появлении или отсутствии океанической коры. Океаническая кора и формирование пассивной окраины, аналогичной современным пассивным окраинам, произошло позднее, в результате рифтогенезов в раннем

палеозое и девоне [Парфенов, Кузьмин, 2001; Худолей, 2003]. Данная особенность Южного Верхоянья является отклонением от цикла Уилсона, который в классическом своем понимании не предусматривает многократное повторение этапов рифтинга.

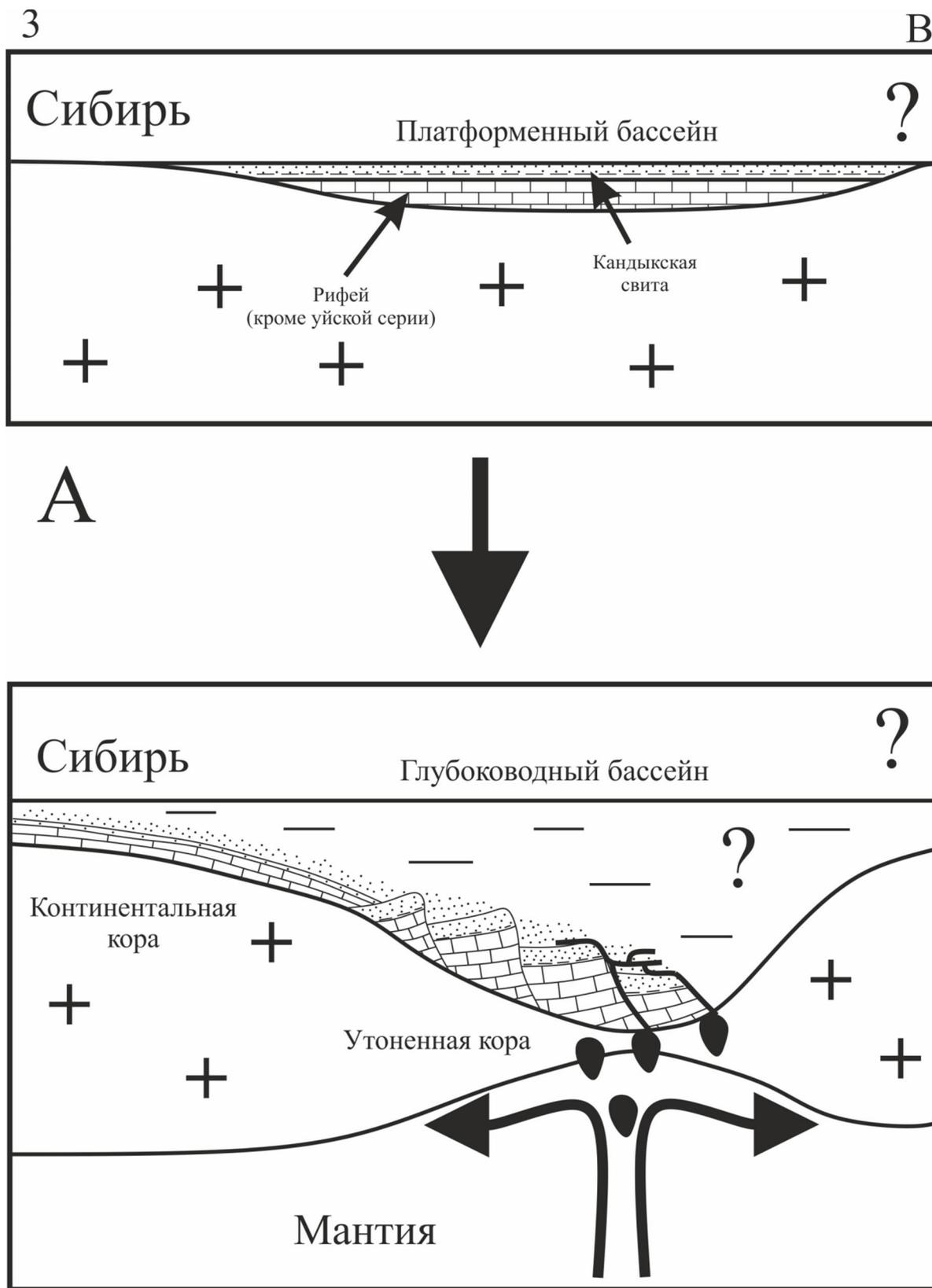


Рис. 5.1 Возможная модель развития бассейна в позднем рифее. А – Платформенный режим бассейна; Б – Начало рифтогенеза и образование листрических сбросов.

Б

Список литературы:

1. Волкодав И.Г., Старников А.И., Ян-жин-шин В.А. Стратиграфия уйской серии позднего докембрия Сетте-Дабана. В: Хоментовский В.В. (ред.) Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978. с. 12-21.
2. Красный Л.И., Путинцев В.К. (ред.) Восток СССР. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8. Ленинград, Недра, 1984, 560 с.
3. Малич Н.С., Масайтис В.Л., Сурков В.С. (ред.). Сибирская платформа. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых, т. 4. Ленинград, Недра, 1987, 448 с.
4. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск, Наука, 1984, 192 с.
5. Парфенов, Л.М., Кузьмин, М.И. (ред.). Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Москва, МАИК Наука/Интерпериодика, 2001, 571 с.
6. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы, Москва, Недра, 1981, 750 с.
7. Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н. Глинистые отложения Сибирского гипостратотипа рифея и венда: химический состав, Sm-Nd систематика источников сноса и этапы формирования. Литология и полезные ископаемые, 2002, № 4, с. 397-418
8. Подковыров В.Н., Котова Л.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Граунов О.В., Загорная Н.Ю. Области сноса и источники рифейских песчаников учуро-майского региона (Восточная Сибирь): Результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований. Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, том 15, №1, с. 47-62.
9. Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. ЯНЦ СО АН СССР, Якутск, 1989, 128 с.
10. Пущаровский Ю.М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойские Северо-Восточной Азии. Тектоника СССР, т. 5. Москва, АН СССР, 234 с.
11. Рухин Л.Б. Основы литологии. Л., 1969. 704 с.
12. Семихатов М.А. Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. Москва, Наука, (Труды ГИН, вып. 367), 1983. 223 с.
13. Скляр Е.В. Интерпретация геохимических данных. Москва, Интернет Инжиниринг, 2001, 289 с.

14. Сухоруков В.И. Опорные разрезы верхнего рифея хребта Улахан-Бам. В: Хоментовский В.В. (ред). Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1986. с 23-64.
15. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Москва, Мир, 1988, 379 с.
16. Худoley А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере Восточной окраины Сибирской и Западной окраины Североамериканской платформ). Москва, 2003, с. 92-243.
17. Ян-Жин-Шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Якутск, ЯФСО АН СССР, 1983. 156 с.
18. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 1993, v. 104, p. 1-37
19. Dickinson, W.R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G., (ed.) *Provenance of Arenites*. Dordrecht, NATO ASI series C: Mathematical and Physical Sciences 148, Reidel Publishing Company, 1985, p. 333-361.
20. McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G. Geochemical approach to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnson M.J., Basu A. (eds.) *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America Special Paper 284, 1993, p. 21-40

Приложение А. Геохимический состав пород.

Таблица №1 – силикатный состав уйской серии (главные элементы в весовых %)

№	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ общ%	MnO%	MgO%	CaO%	Na ₂ O%	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	ППП %	Сумма%
SM18-31/1	97,4	0,4916	<.01	1,195	0,0157	0,2441	0,1169	0,5731	0,1181	<.05	0,117	100
SM18-32/3	81,29	8,107	0,1602	4,032	<.01	0,6949	0,3848	1,856	2,222	<.05	0,998	99,77
ПР18-02	77	7,189	0,9858	6,854	0,1348	1,668	1,952	1,55	0,6272	0,0538	2,35	100
ПР18-04	82,82	7,255	0,3349	3,854	0,0726	0,9393	0,6649	2,043	0,8695	<.05	1,18	100
ПР18-05	79,58	6,627	0,6385	5,677	0,1278	1,454	1,691	1,651	0,6271	<.05	1,98	100
ПР18-07	80,47	7,862	0,4459	3,916	0,0811	1,124	1,462	2,054	1,195	<.05	1,71	100
ПР18А	82,17	9,552	0,1852	1,154	<.01	0,7881	0,0772	2,609	3,065	<.05	0,467	100
ПР18В	81,98	8,515	0,2847	0,9887	0,145	0,2919	1,194	2,543	2,827	<.05	1,2	100
ПР18Е	66,4	11,65	0,3546	11,95	0,3095	2,181	0,7753	1,943	0,6135	<.05	4,04	100
ПР18L	82,12	7,515	0,5174	4,14	0,0497	1,059	0,0691	1,842	1,305	<.05	1,13	99,79
ПР18О	82,19	7,438	0,3973	4,101	0,0462	1,256	0,1854	2,035	1,116	0,0531	1,17	99,99
ПР18У	83,84	6,216	0,3858	4,327	0,066	1,256	0,3138	1,792	0,6317	<.05	1,15	100
ПР18Z	84,9	6,081	0,3537	4,501	0,0432	1,426	0,0547	1,721	0,4489	<.05	1,05	101

Таблица №2 – редкоземельный состав уйской серии (все элементы в г/т)

№	Sc	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm								
SM18-31/1	0,92	12,30	7,26	1,65	6,48	4,04	18,70	6,78	29,50	0,67	15,70	13,30	34,30	3,41	14,60	2,84	0,49	2,17	0,30	1,55	0,26	0,62	0,09	0,49	0,07	0,77	<.0,1	0,96	0,24
SM18-32/3	2,98	19,00	11,40	7,09	14,80	62,60	56,90	16,40	145	2,89	368	12,00	28,80	3,54	14,70	3,76	0,84	3,73	0,58	3,02	0,55	1,51	0,23	1,44	0,22	4,20	0,25	2,79	0,84
ПР 18-02	14,20	191	35,90	20,50	23,20	18,30	32,30	26,60	386	6,78	155	23,00	51,80	6,35	26,00	5,93	1,43	5,69	0,83	4,58	0,92	2,58	0,40	2,60	0,38	10,30	0,53	3,85	1,33
ПР 18-04	6,80	60,80	20,70	7,37	15,10	21,20	32,50	12,70	225	4,86	155	16,20	34,20	3,82	14,60	3,00	0,59	2,50	0,38	2,24	0,48	1,43	0,22	1,49	0,23	5,84	0,40	3,62	0,98
ПР 18-05	10,40	122	25,10	13,80	16,40	17,30	32,00	15,80	253	5,60	109	16,60	34,50	3,93	15,80	3,04	0,71	3,11	0,48	2,92	0,58	1,80	0,27	1,76	0,27	6,66	0,42	3,68	1,05
ПР 18-07	8,12	68,90	25,80	10,00	14,70	44,30	49,40	18,10	259	6,10	210	19,30	42,20	4,91	19,90	3,75	0,78	3,52	0,54	3,21	0,64	1,93	0,29	1,99	0,32	7,07	0,48	4,59	1,34
ПР 18А	3,35	14,90	10,30	2,11	5,98	92,90	48,90	10,50	135	3,46	518	14,80	32,90	3,86	15,10	2,96	0,60	2,15	0,31	1,98	0,38	1,14	0,17	1,20	0,19	3,76	0,32	3,02	0,83
ПР 18В	4,71	13,60	12,50	3,50	5,67	78,00	56,90	25,00	299	4,52	452	17,10	37,40	4,39	17,90	4,02	1,01	4,07	0,66	3,96	0,80	2,40	0,35	2,31	0,36	8,26	1,59	4,95	1,37
ПР 18Е	7,76	56,20	20,20	16,90	28,20	25,90	41,40	20,60	121	5,97	89,30	13,10	26,90	3,12	12,70	3,42	0,68	3,57	0,62	3,70	0,73	2,10	0,31	1,99	0,30	3,60	0,51	5,15	1,18
ПР 18L	11,10	84,10	28,30	7,05	16,70	52,00	22,40	25,00	437	6,92	234	19,80	41,40	4,77	18,10	3,74	0,75	3,60	0,67	4,05	0,90	2,67	0,41	2,70	0,38	11,60	0,56	5,57	1,75
ПР 18О	7,99	60,90	19,30	9,99	14,20	39,90	21,00	20,40	224	5,48	149	19,70	40,80	4,88	19,80	3,97	0,93	3,74	0,62	3,77	0,72	2,21	0,34	2,17	0,33	5,78	0,42	4,14	1,14
ПР 18У	9,83	78,60	22,70	8,65	17,00	21,70	19,00	15,30	254	5,00	121	16,70	34,60	3,94	15,30	3,21	0,68	2,87	0,47	2,65	0,54	1,61	0,25	1,74	0,27	6,57	0,41	3,91	1,15
ПР 18Z	9,86	84,60	24,20	6,60	16,30	11,60	14,20	10,00	197	4,10	68,80	13,70	29,50	3,41	13,50	2,97	0,45	2,17	0,31	1,87	0,42	1,34	0,21	1,48	0,25	5,40	0,34	3,26	1,09

Приложение Б. Фотографии.

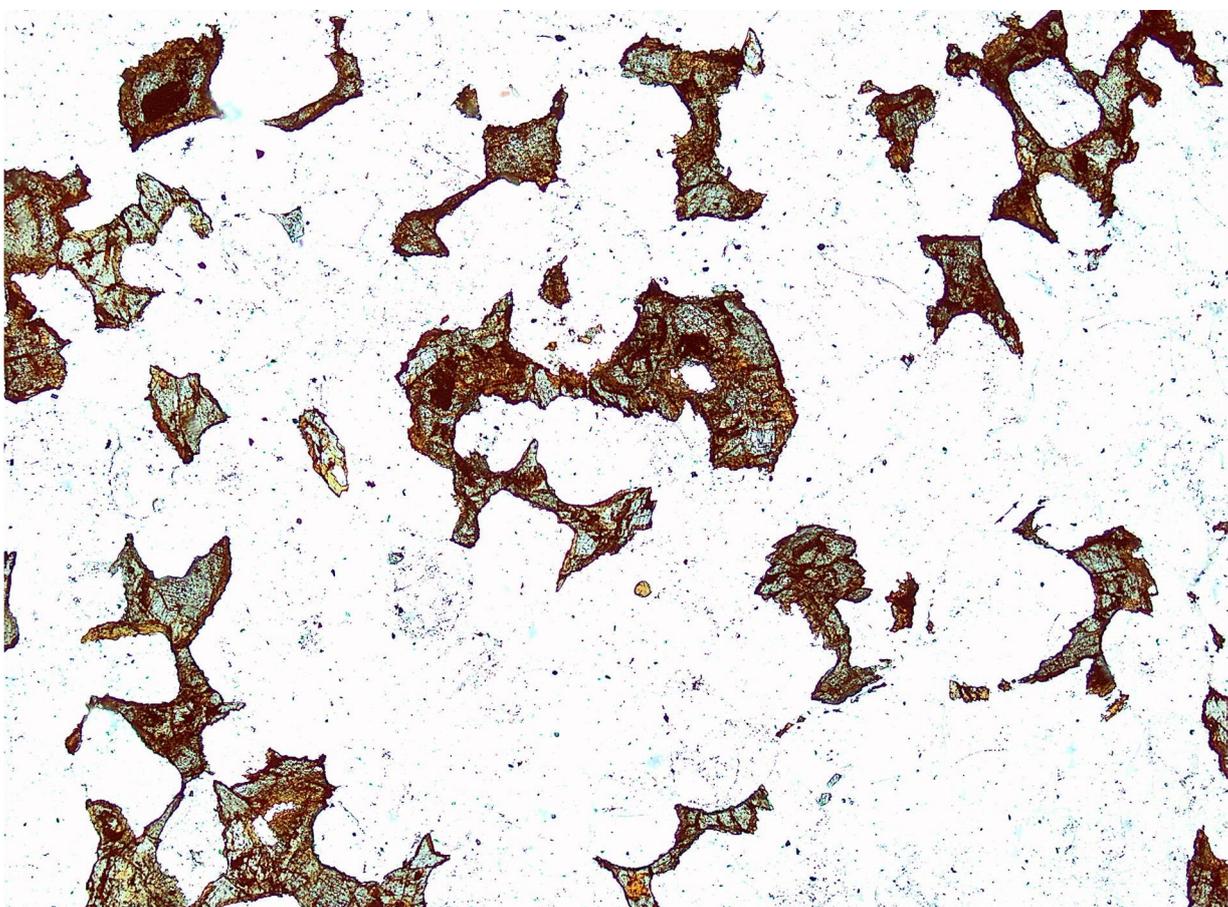
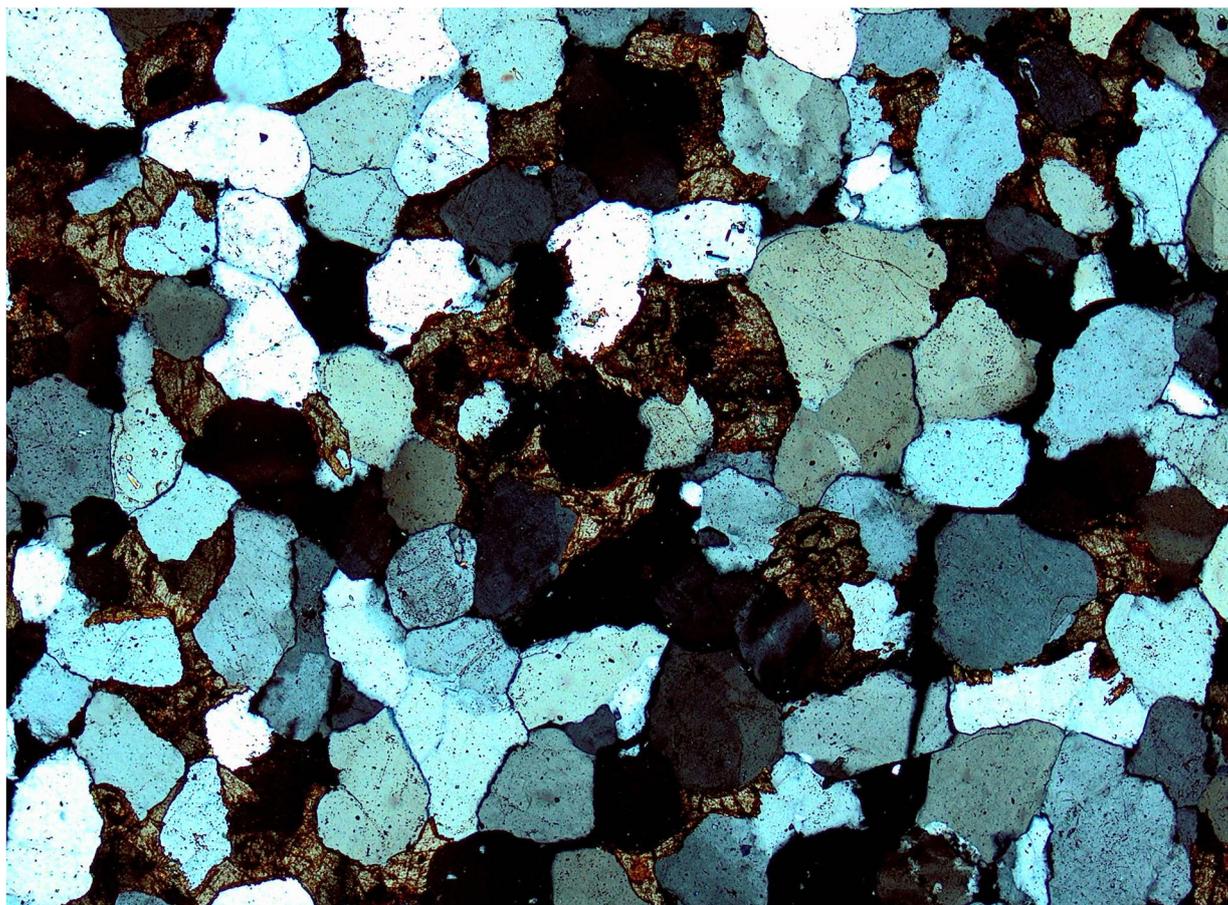


Фото 1 – Образец SM18-31/2 – Кварцевый песчаник с железисто-карбонатным цементом – кандыкская свита (Нельканская антиклиналь). (Верхний снимок под анализатором, нижний без анализатора). Увеличение x5.



Фото 2 – Позднерифейские турбидиты, Тимирбитская антиклиналь (Фото Малышева С.В.)