

Санкт-Петербургский Государственный Университет
Институт Наук О Земле

ПРАВДИНА Надежда Борисовна

Выпускная квалификационная работа
Геолого-геоморфологическое строение бассейна р. Рассоха
(Республика Саха - Якутия)

Основная образовательная программа магистратуры
ВМ.5520 «Естественная география»
по направлению подготовки 05.04.02 «География»

Научный руководитель:
к.г.н., доцент Г.Б.Фёдоров

Рецензент:
д.г.н., проф. Д.Ю.Большаинов

Санкт-Петербург
2018

Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Физико-географический очерк.....	4
Глава 2. Материалы и методы.....	9
2.1. Методика создания карты четвертичных образований.....	1
2.2. Визуальный метод дешифрирования аэрокосмоснимков.....	2
Глава 2. Стратиграфия дочетвертичных образований.....	5
2.1. Ордовикская система.....	5
2.2. Силурийская система.....	11
2.3. Девонская система.....	14
2.4. Девонская система, верхний отдел – Каменноугольная система, нижний отдел.....	17
2.5. Каменноугольная система.....	18
2.6. Пермская система.....	19
2.7. Триасовая система.....	22
2.8. Юрская система.....	23
2.9. Меловая система.....	25
Глава 3. Кайнозойская группа.....	26
3.1. Палеогеновая система, верхний отдел – неогеновая система, нижний отдел.....	26
3.2. Неогеновая система.....	27
3.3. Плиоцен-нижнечетвертичные отложения.....	27
3.4. Четвертичная система.....	28
3.5. Неоплейстоцен, верхнее звено – голоцен.....	32
3.6. Голоцен.....	32
3.7. Неоплейстоцен, верхнее звено – голоцен, нерасчлененные.....	33
Глава 4. Интрузивные образования.....	36
Глава 5. Субвулканические образования.....	40
Глава 7. Гидротермальные и метасоматические образования.....	42
Глава 8. Тектоника.....	44
8.1. Разрывные нарушения.....	56
Глава 9. Геоморфология.....	61
9.1. Структурный рельеф.....	61
9.2. Выработанный рельеф.....	62
9.3. Аккумулятивный рельеф.....	69
Глава 10. История развития рельефа.....	78
Заключение.....	80
Список литературы.....	81

Введение

Систематическое геологическое изучение территории страны в масштабе 1:200 000 было начато в 1950-е годы. К началу 90-х геологическая изученность Российской Федерации в указанном масштабе достигла 82,45% [14]. Государственные геологические карты масштаба 1:200 000 являются основой геолого-картографической информационной базы территории России, научной основой рационального использования природных ресурсов. Однако, первое издание Государственных геологических карт масштаба 1:200 000 успело в значительной мере устареть, и они перестали отвечать современному уровню знаний. В связи с этим в настоящее время ведутся работы по созданию ГГК 200/2. В полевой сезон 2017 года я принимала участие в геологосъемочных работах масштаба 1:200 000 листа Q-55-XXIX,XXX в составе Рассошинской партии Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Район оказался весьма интересен и разнообразен с точки зрения своего геологического и геоморфологического строения. Река Рассоха протекает вкост основных морфоструктур площади работ и следуя ее течению можно проследить смену геоморфологических обстановок от горных районов хребта Арга-Тас, до равнинных областей Колымской низменности. В рамках ГГК 200/1 на эту территорию уже была создана геологическая карта, но она не была укомплектована картой четвертичных отложений. Создание карты четвертичных образований - одна из актуальных задач данного региона и очень интересная задача для меня. Подобная карта объединяет в себе и геологическую и геоморфологическую информацию и может быть ключом в понимании связи между геологическим субстратом и экзогенными процессами, влияющими на него.

Целью работы является выявление взаимосвязи геологического и геоморфологического строения бассейна реки Рассоха

Для достижения этой цели в выпускной квалификационной работе поставлены следующие задачи:

1. Анализ и обобщение существующей научной литературы и картографического материала.
2. Выявление распространения четвертичных отложений различного генезиса и возраста.
3. Описание особенностей географического положения, тектоники, геологического и геоморфологического строения бассейна р. Рассоха
4. Обработка и анализ материалов собранных в рамках полевых работ
5. Освоение метода визуального дешифрирования аэрокосмоснимков
6. Построение карты четвертичных образований масштаба 1:200 000

Объектом исследования выступает территория бассейна реки Рассоха

Предметом исследования является взаимосвязь геоморфологии района с его геологическим строением.

Автор выражает искреннюю благодарность за консультации при написании работы и предоставленные материалы: к. г. м. н. Сычеву С.Н. (ФГБУ ВСЕГЕИ), Чихачеву Д.В. (ФГБУ ВСЕГЕИ), всему составу полевой Рассошинской партии (ФГБУ ВСЕГЕИ), а также своему научному руководителю к. г. н. Фёдорову Г.Б. (ФГБУ АНИИ).

Глава 1. Физико-географический очерк

Район исследования располагается в Верхнеколымском районе Республики Саха (Якутия). (Рис.1)

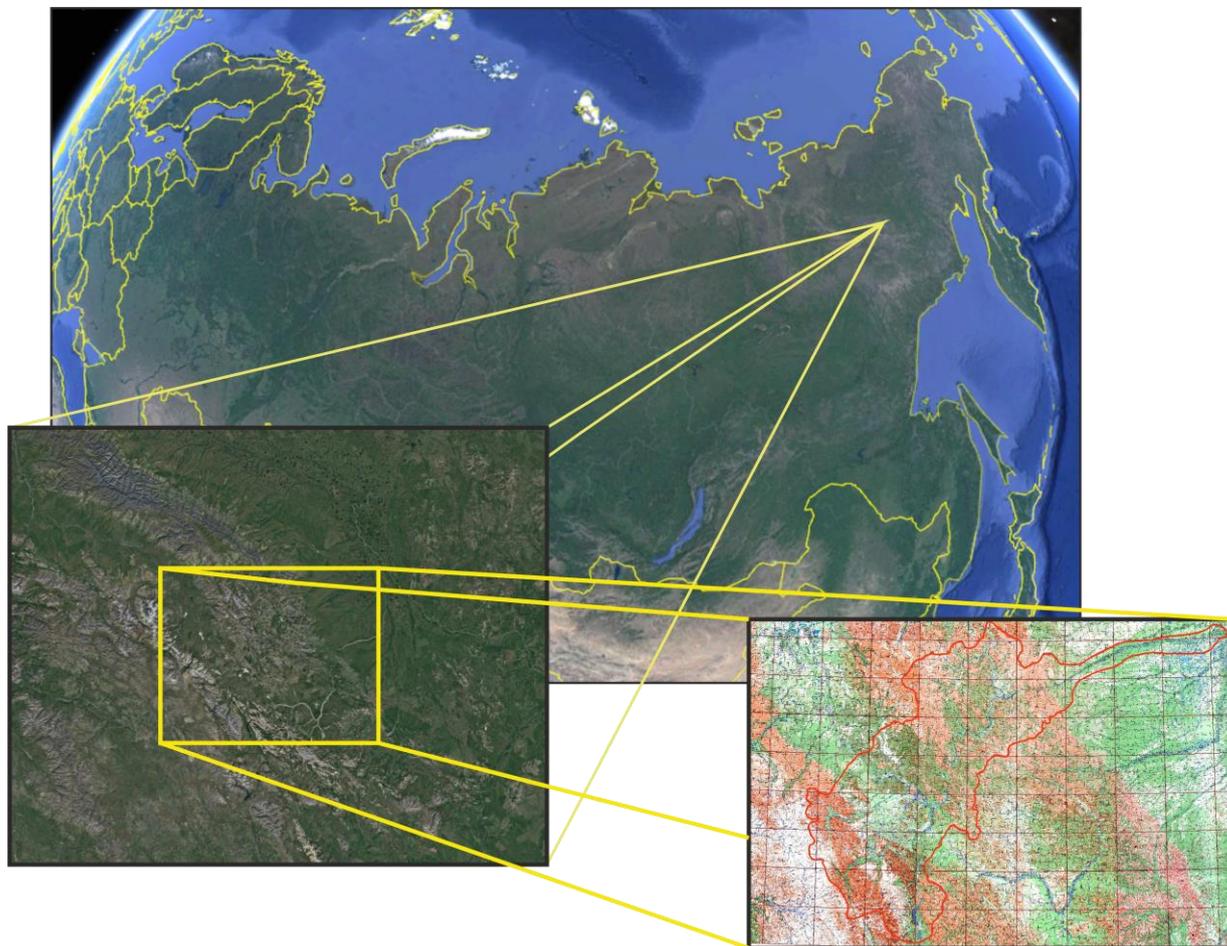


Рис.1 Местоположение территории исследования

Бассейн р. Рассоха располагается на территории Момского хр., хр. Черского (к системе которого относятся цепи Еллу, Ачмолочанская, хребет Улахан-Чистай, средневысотные Омудевские горы, плато Дарпирской впадины) и прилегающей к ним с северо-востока Колымской низменности. В пределах Момского хребта выделяются наиболее высокие горные цепи Гармычан и Арга-Тас, разделенные Булкутским массивом и гряда Козловой, примыкающая к Булкутскому массиву с юга. (Рис.2)

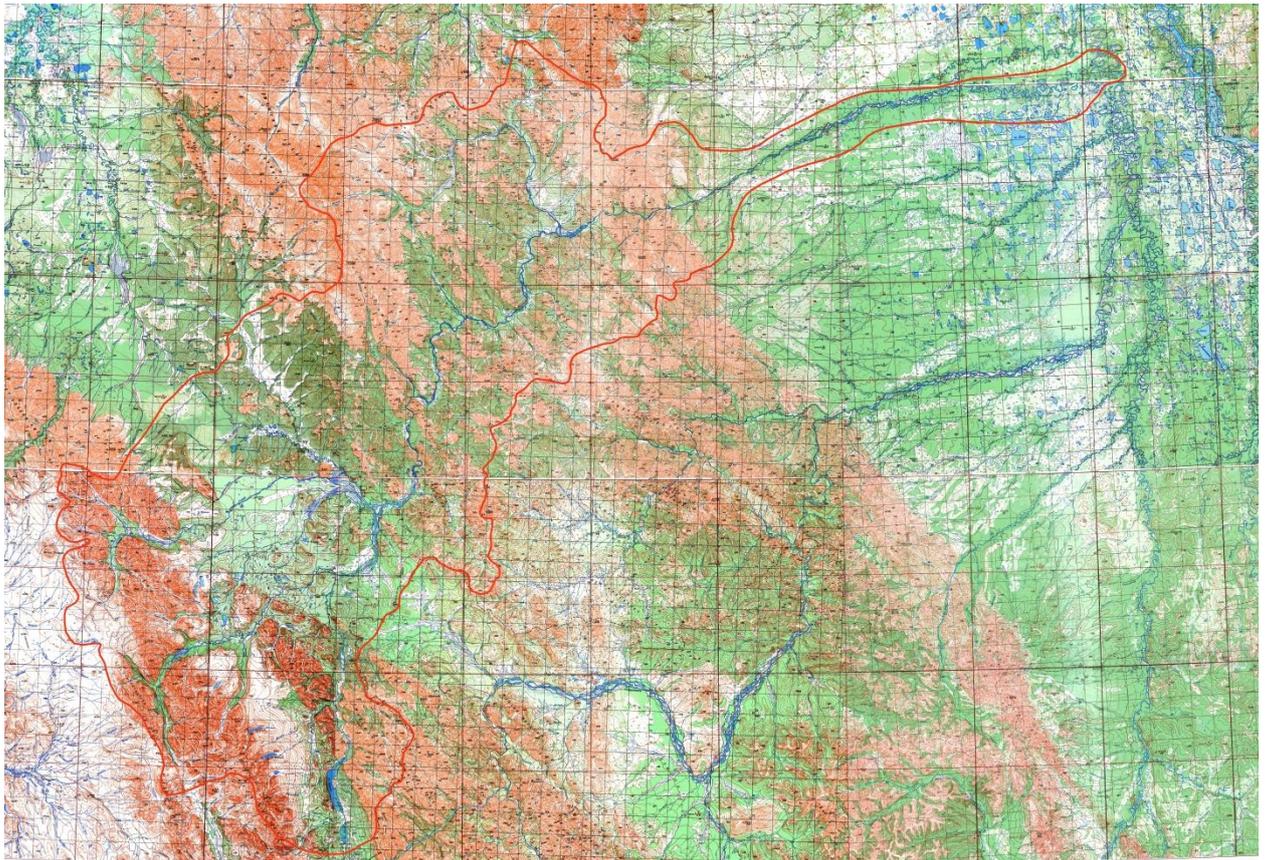


Рис.2 Бассейн р.Рассоха. — - граница бассейна

Горные цепи Арга-Тас и Гармычан в своей осевой части имеют типично альпийский рельеф с труднодоступными пилообразными водоразделами, скалистыми крутыми склонами, с карами, цирками и троговыми долинами. Абсолютные отметки на хребтах Гармычан и Арга-Тас колеблются от 1900-2300 м (высшая точка 2391.0м). Относительные превышения на этих участках составляют от 1000 до 1300 м. В наиболее поднятой части хр.Арга-Тас, возле вершины с отм.2391.0 м сохранились два небольших ледника - снежника площадью не более 0,5 км² каждый.

Высокогорный хребет Гармычан, протягивающийся на расстоянии свыше 100 км с северо-запада на юго-восток, представляет собой резко выраженную орографическую единицу, характеризующуюся альпийским рельефом (сильной расчлененностью, наличием острых гребней, резко приподнятых и хорошо обнаженных вершин и крутых склонов). Долины рек и крупных ручьев в центральной части хребта глубокие, узкие, с часто встречающимися водопадами и порогами.

Хребет Арга-Тас также характеризуется альпийскими формами рельефа - острыми зубчатыми водоразделами с пикообразными вершинами, расположенными большей частью на осевой его части и реже на отрогах. Склоны гор обычно крутые, скалистые, местами усеяны крупными остроугольными осыпями. В южной своей части хребет Арга-Тас прорезается глубоким ущельем р.Рассохи. Ширина русла реки не превышает здесь местами 50 м. [3]

На территории, расположенной между хребтами Гармычан и Арга-Тас, наблюдается рельеф близкий по форме к альпийскому, лишь с более низкими абсолютными отметками, колеблющимися от 1500 до 1900 м. Не меньшим распространением пользуются и среднегорные формы рельефа, представленные грядами северо-западного направления. Таковы, например, гряды слагающие водоразделы речки Серечен с ручьем Ичен, а также ручьев Ичен и Делькю. У гор средневысотного типа водораздельная линия довольно пологая, чередуются округлые, мало выдающиеся над общим уровнем куполообразные вершины и пологие неглубокие перевальные седловины.

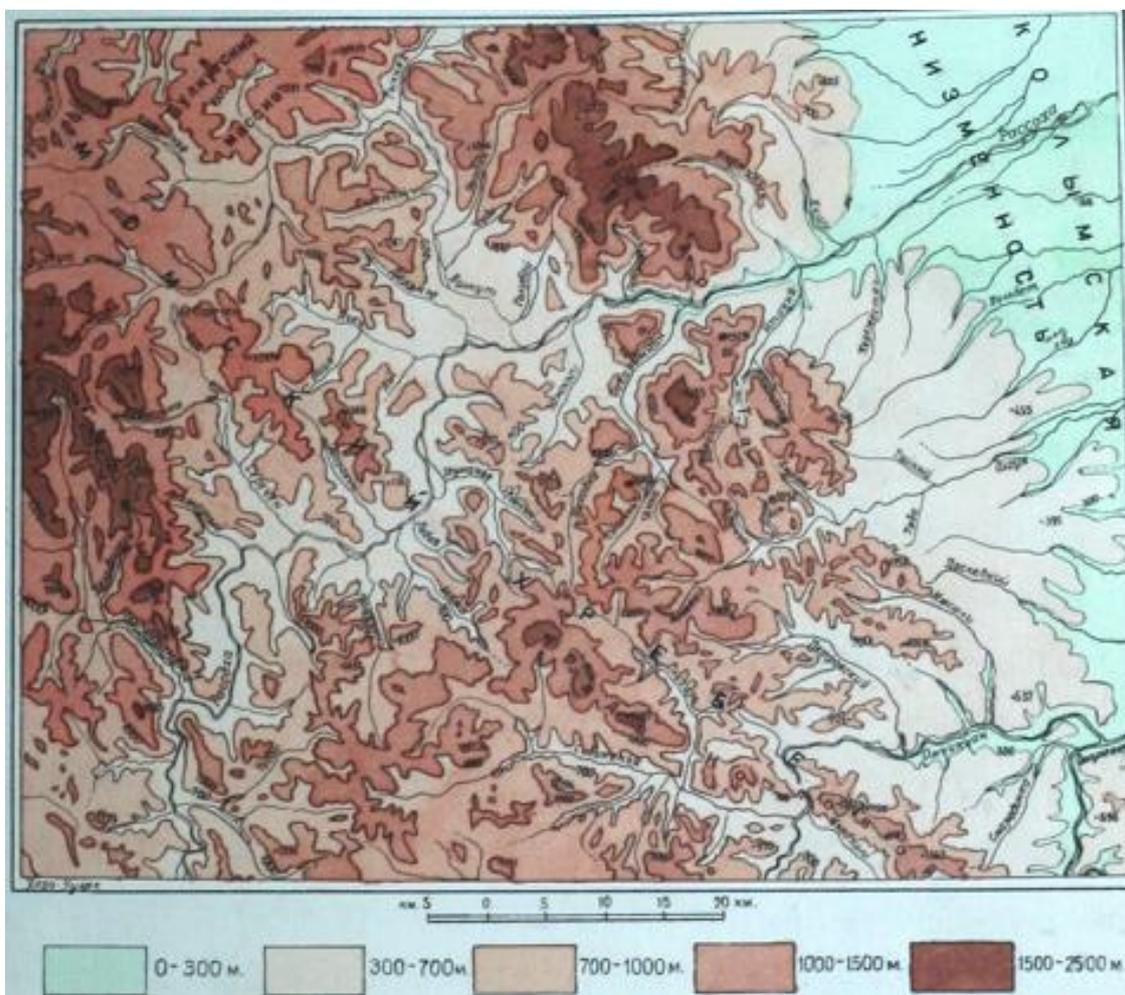


Рис.3 Орографическая схема на лист Q-55-XXIX,XXX [5]

Рельеф, близкий к альпийскому, отличающийся более низкими абсолютными отметками (1500-1900 м) наблюдается также в пределах Булкутского массива и на гряде Козловой. В этих районах имеются участки среднегорного рельефа с абсолютными высотами 1200- 1300 м, относительными превышениями 300-500 м [9]

Колымская низменность представляет собой обширную сильно заболоченную равнину, слабо наклоненную в северо-восточном направлении. Рельеф ее однообразен, колебания абсолютных высот незначительны: от 100 до 300 м. Интенсивно протекающие термокарстовые процессы обуславливают наличие многочисленных мелких озер различных очертаний и размеров, провалов, западин, воронок, мочажин. Широко распространены здесь булгуни, торфяные бугры, полигональные грунты. Наиболее крупные труднопроходимые болота с высоким кочкарником расположены на северо-востоке территории.

Климат района резко континентальный с продолжительной и суровой зимой и

коротким, нередко жарким летом. По данным метеостанции пос. Зырянка, среднегодовая температура района - 11,5°. Наиболее теплый месяц - июль, средняя температура которого +18,8°, а максимальная +43,5°. Средняя температура января -37,4°, а минимальная до -60,0°. Общее количество дней с положительными температурами не превышает 120-140 дней. Годовое количество осадков 230-400 мм. Более двух третей из них приходится на лето. Снеговой покров устанавливается в середине - конце сентября и сходит в конце мая. Высота снегового покрова достигает 35см на равнине и 55 см в горах. Суровость климата обусловила развитие в районе сплошной зоны многолетнемерзлых пород мощностью около 200 м. Исключение составляют талики в долинах крупных рек. Мощность деятельного слоя невелика - 0,5-1,5 м.[3]

Исследованная территория характеризуется густой, развитой речной сетью, принадлежащей к бассейну Колымы. Большинство рек в верхнем течении имеют типично горный характер с глубоким современным врезом, часто образуют ущелья с большим количеством порогов и водопадов. Уклон русла достигает 12-15°. После выхода из гор на Колымскую низменность характер течения резко меняется. Реки дряхлеют, часто меандрируют, русло разбивается на несколько рукавов. Долины рек расширяются, появляется комплекс террас. Уклон русла в этой части не превышает 2-3°.

Рассоха берет свое начало в горных районах, ширина её долины большей частью незначительна, она колеблется от 200 до 500 м, лишь изредка (в устье реки Булкут) достигая 1 км. На участке пересечения хребта Арга-Тас долина Рассохи сужается и на отдельных участках превращается в узкое ущелье, ширина которого не превышает 50 м. (Рис.4)



Рис.4 долина р. Рассоха на участке пересечения хребта Арга-Тас (Фото Чихачёв Д.В. 2017)

При выходе из гор долина реки Рассохи резко расширяется и достигает ширины более 2 км. Русло реки делится обычно на две-три протоки. Слева в Рассоху впадают реки Хаханджа, Серечен, Широкий, Ичен, Булкут, Якши, справа более маловодные - Чугас, Ночной, Мама, Нуманья, Южный, Сахарымнан, Итакня.

В истоках р. Рассоха лежат следующие реки: Сугун, Аччигай-Нагаин, Улахан Нагаин, Дарпир-Юрях, Кунтук. Наиболее крупные из них (Сугун, Улахан-Нагаин) имеют протяженность 70-80км. Ширина русел крупных рек и притоков составляет 15-55м, глубина в межень 0,3-3м

Питание всех рек смешанное. Весной за счет таяния снега и льда и в меньшей степени за счет подмерзлотных подземных вод; в первой половине лета за счет таяния наледей и ледников, надмерзлотных подземных вод и атмосферных осадков. Во второй половине лета и осенью реки питаются за счет дождей и подземных вод, т.к. таяние ледников и наледей в этот период прекращается. Поэтому к концу лета уровень воды в реках резко падает. Интенсивное таяние льда и снега весной и затяжные дожди летом приводят к бурным паводкам, во время которых за небольшой промежуток времени ширина рек и расход воды увеличивается в несколько раз. [4]

Большинство ручьев и мелких рек района зимой полностью промерзает. В долинах многих рек встречаются наледи, большинство из них носит сезонный характер. Однако крупные наледи многолетние, среди них наиболее крупная Булкутская, расположенная в устье р.Булкут, в середине лета имеет протяженность около 6 км, ширину 0,7-1,0 км, мощность льда - 2,0-2,5м.

На северо-западе района расположено озеро Серечен, площадью около 0,5 км², глубина его более 100 м. Серия относительно мелких термокарстовых озер имеется в пределах Колымской низменности.

Как в пределах хребта Гармычан, так и в ряде участков хребта Арга-Тас наблюдаются многочисленные следы бывшего оледенения. Представлены они в основном конечными моренами, тросовыми долинами ручьев и речек, а также сглаженными водоразделами. К морфологическим признакам, говорящим о бывшей ледниковой деятельности относятся низкие перевалы между верховьями рек Зырянки, Булкута и Илинъ-Юрях, а также наличие многочисленных каров, наблюдаемых на склонах хребтов Гармычан и Арга-Тас

В распространении растительности отмечается характерная для всех горных районов вертикальная зональность. Редкостойные лиственничные леса на слабо подзолистых или мерзлотно-таежных почвах распространены преимущественно в пределах Колымской низменности, а также занимают нижние части склонов гор с высотными отметками не выше 700-800 м. В древостое преобладает даурская лиственница. Деревья обычно низкорослые с тонкими искривленными стволами, пригодные только в качестве топлива. В долинах рек, где на рыхлых отложениях формируются таежно-мерзлотные почвы, кустарниково-моховые или лишайниковые лиственничники чередуются с пойменными тополево-чозениевыми рощами, ерниковыми зарослями и долинными мохово-травянистыми болотами. На юге территории в древостое пойменных лесов встречаются береза, осина, рябина.

В горах значительные площади заняты ландшафтами высокогорного пояса - зарослями кедрового стланника, различными вариантами горной тундры, а на самых высокогорных участках - холодной каменистой пустыней.

Животный мир района не богат. Встречаются лоси, дикие олени, медведи, волки, лисицы, россомахи, зайцы, белки, горностаи, мелкие грызуны, значительно реже, в высокогорной части - снежные бараны. Пернатые представлены куропатками, глухарями, кедровками, кукшами, различными видами уток. В реках и озерах водятся хариус и ленок.

Местами постоянного выпаса оленей являются долины рек Булкут, Серечен, Саркынья, Хачистка. [5]

Глава 2. Материалы и методы

В ходе работы были использованы следующие материалы:

- Топографические карты масштаба 1 : 200 000, 1 : 100 000, 1 : 50 000;
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия верхояно-Колымская Лист Q-55-р.Мома. Ю.А. Маланин и др.
- Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Среднеколымская Лист Q-55-XXIX,XXX (Устье р.Булкут). Сурмилова Е.П., Максимова Г.А.
- Тектонические и геоморфологические схемы масштаба 1:1 000 000 из объяснительных записок к государственным геологическим картам СССР масштаба
- 1:200 000 листов Q-55-XXVII,XXVIII; Q-55-XXIX,XXX; Q-55-XXXIII,XXXIV; Q-55-XXXV,XXXVI
- Геоморфологическая карта масштаба 1:200 000 лист Q-55-XXIX,XXX Е.П. Сурмилова, Г.А. Максимова, Т.А. Долженко. 1979г
- Картографические данные и снимки с сайтов Google Earth, SASPlanet, kosmosnimki.ru
- Дистанционная основа на лист Q-55-XXIX,XXX созданная во ВСЕГЕИ по материалам космических снимков Landsat 8
- Научная литература и ресурсы сети Интернет.

Также в работе были использованы полевые наблюдения проведенные в 2017г в рамках геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 на листе карты Q-55-XXIX,XXX.

В ходе геолого-геоморфологических маршрутов мною были даны характеристики литологического состава четвертичных отложений, отобраны пробы на споро-пыльцевой анализ и описан рельеф района исследований.



Рис.5 работа над расчисткой цокольной террасы на правом берегу р. Итакня



Рис.6 Расчистка цокольной террасы т.н. 4008 на уровне 8-10м от поверхности террасы

2.1. Методика создания карты четвертичных образований

Карта четвертичных образований отражает распространение, возраст, состав, мощность и происхождение пород четвертичного возраста. Основным объектом картографирования на КЧО масштаба являются четвертичные стратифицируемые образования, расчлененные по стратиграфо-генетическому принципу. Картографируемые стратиграфо-генетические подразделения образуются путем сочетания возрастных подразделений с генетическими. [15]

Выделение генетических подразделений проводилось мной на основании седиментологических, геоморфологических и палеонтологических данных с учетом палеогеографических условий осадконакопления. Деление было проведено до уровня генетических типов отложений. В некоторых случаях на карте было невозможно разграничить два-три генетических подразделения и они были отражены в качестве парагенезов – комплексов различных по генезису образований, связанных фациальными замещениями или совместным пространственным нахождением.

Возрастное расчленение проводилось с выделением общих (надраздел, раздел, звено, ступень) и региональных (горизонт) подразделений.

Кроме того, на КЧО отображены:

- геоморфологические элементы (характерные типы и формы рельефа), обуславливающие распространение, состав четвертичных отложений и используемые для выявления их возрастных соотношений;
- места палеонтологических находок, обосновывающих возраст образований или палеоклиматическую их принадлежность
- выходы на поверхность дочетвертичных образований;

Изображение четвертичных образований

Генетические типы четвертичных образований отображены цветом и символами согласно с эталонной базой изобразительных средств государственного геологического картирования 200/2 (ЭБЗ)

Относительный возраст нескольких подразделений одинакового происхождения отображен насыщенностью цвета, обозначающего их генезис: более древние подразделения закрасены более интенсивно.

Литологический состав четвертичных образований отражен в пояснительном тексте к условному знаку данного подразделения в порядке убывания содержания (например: пески с гравием и галькой, алевроиты глинистые и т.п.).

Места сбора проб на споро-пыльцевой анализ, использованных для стратиграфического и генетического расчленения, палеоклиматической характеристики и определения возраста отложений, так же показаны условными знаками в соответствии с ЭБЗ, геометрические центры которых соответствуют точному положению этих точек на местности.

Дочетвертичные породы, независимо от возраста и состава, показаны фиолетовым цветом.

Индексация четвертичных образований

Индекс стратиграфо-генетического подразделения состоит из трех компонентов (слева направо):

- символ генетического типа (типов) отложений;
- символ подразделения общей шкалы четвертичной системы;
- символ регионального подразделения.

Символы региональных стратиграфических подразделений помещены справа от символов общей шкалы и состоят из двух (первой и ближайшей согласной) строчных букв латинизированного названия подразделения.

Генетический тип отложений обозначен прямыми строчными латинскими буквами, помещаемыми слева от символа подразделения общей шкалы. Отложения сложного генезиса обозначены сочетанием символов генетических типов, образующих данное подразделение.

Принадлежность отложений к определенному террасовому уровню отмечается в их индексах арабской цифрой, обозначающей порядковый номер террасы и помещаемой сверху справа от генетического символа. Например, а³Шsr – аллювиальные отложения сартанского горизонта верхнего неоплейстоцена, слагающие третью надпойменную террасу.

Элементы КЧО

Легенда

Легенда КЧО составлена на основе Яно-Индибирской серийной легенды для Северо-Восточного региона, Яно-Колымского субрегиона, а точнее Селеннях-Уяндинского района

Легенда построена в форме вертикального ряда условных обозначений картографируемых подразделений (прямоугольников), расположенных в стратиграфической последовательности сверху вниз от молодых к древним образованиям. Знаки нерасчлененных образований расположены над знаками расчлененных.

Внутри единого стратиграфического подразделения отложения различных генетических типов расположены в возрастной последовательности, причем нерасчлененные отложения и отложения смешанного генезиса помещены сверху.

В правой части легенды приводятся условные обозначения геоморфологических элементов начертание которых регламентируется ЭБЗ.

Схема корреляции картографируемых подразделений

КЧО сопровождается схемой корреляции (сопоставления) геологических подразделений, развитых на картографируемой территории. Схема построена мной в виде корреляционной таблицы, в которой вертикальной составляющей является шкала общих и региональных стратиграфических подразделений. Правее помещены картографируемые подразделения, каждое из которых изображено прямоугольной колонкой, высота которой соответствует возрастному интервалу;

2.2 Визуальный метод дешифрирования аэрокосмоснимков

Большую роль при создании КЧО сыграло дешифрирование аэрокосмоснимков. Учитывая обширность территории и ее труднодоступность, некоторые задачи можно было решить только с помощью дистанционных методов. *Дешифрирование* – это процесс распознавания: объектов, их свойств, взаимосвязей по их изображениям на снимке. Это и метод изучения и исследования объектов, явлений и процессов на земной поверхности, который заключается в распознавании объектов по их признакам, определении характеристик, установлении взаимосвязей с другими объектами.

Используя данные полученные в ходе полевых работ я визуальнo дешифрировала предоставленную ВСЕГЕИ дистанционную основу и космоснимки из открытых интернет-ресурсов, таких как Google Earth иSASPlanet.

ДИСТАНЦИОННАЯ ОСНОВА

2 канал (0,450 - 0,51 мкм) KC LANDSAT 8 (OLI)

Q-55-XXIX-XXX

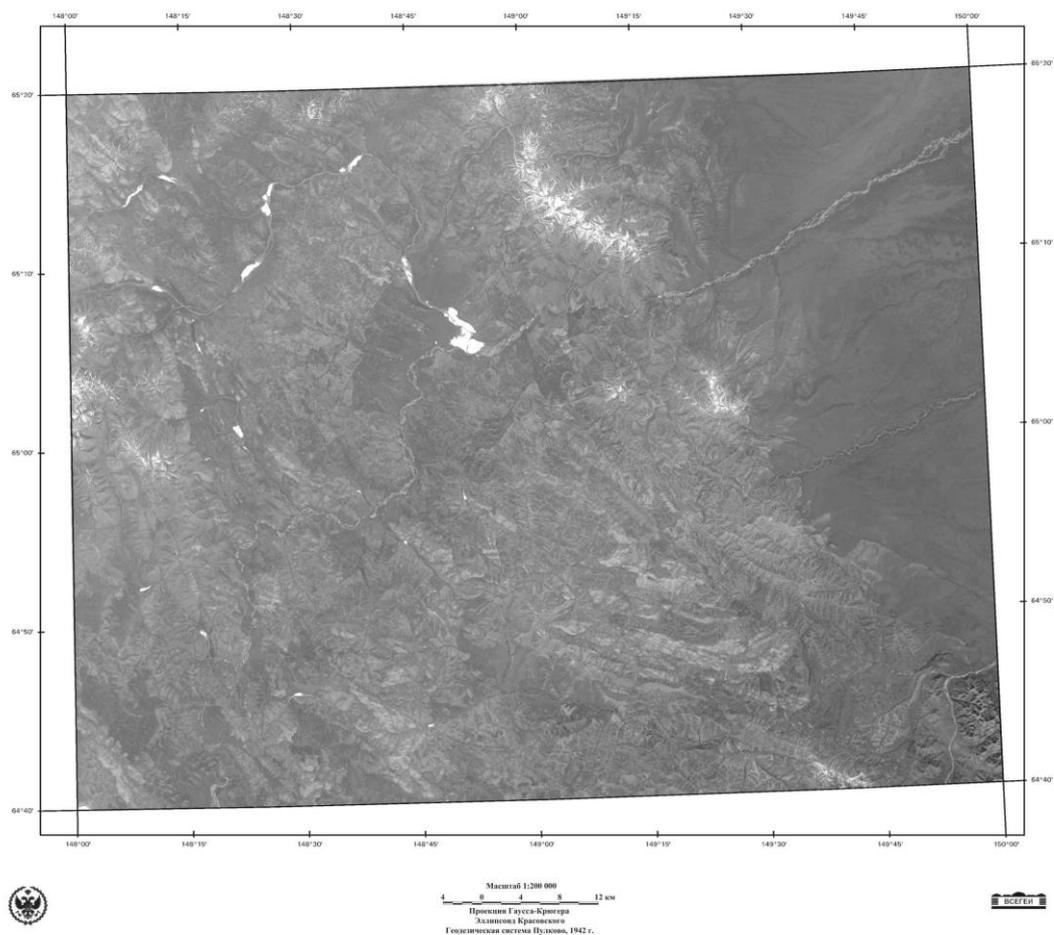


Рис.7 Дистанционная основа Q-55-XXIX,XXX

В работе рассматривались прямые дешифровочные признаки: Форма, тень, размер, фототон, уровень яркости, цвет, текстура (сочетание элементов изображения – различия в фототоне), рисунок (несколько различных структур, формирующих устойчивые сочетания, типичные для определения объектов земной поверхности. Представляет собой сочетание объектов и их частей определенной формы, размера и тона).

На снимках Landsat захватываются различные сектора электромагнитного спектра, в том числе и невидимые для человеческого глаза. Спектральные каналы – это диапазоны длин волн. Различное сочетание данных каналов помогло яснее определить границы генетических подразделений. Рассмотрим на примере сочетания 7, 5 и 3 каналов. 7-ой канал – ShortWaveInfared_2 – лучше показывает влажность почв и растительности, обладает улучшенной проникаемостью облачности; 5-ый канал – Ближний инфракрасный – показывает береговые линии, растительность, 3-ий канал – Green - представляет видимую часть спектра, подсвечивает растительность. На снимке с данным сочетанием каналов, четко видна граница распространения растительности, вся она показана в тонах зеленого цвета. Водотоки, наледи и снежники подсвечены сине-голубым цветом, а оттенками розового цвета показаны выходы скальных пород на поверхность.

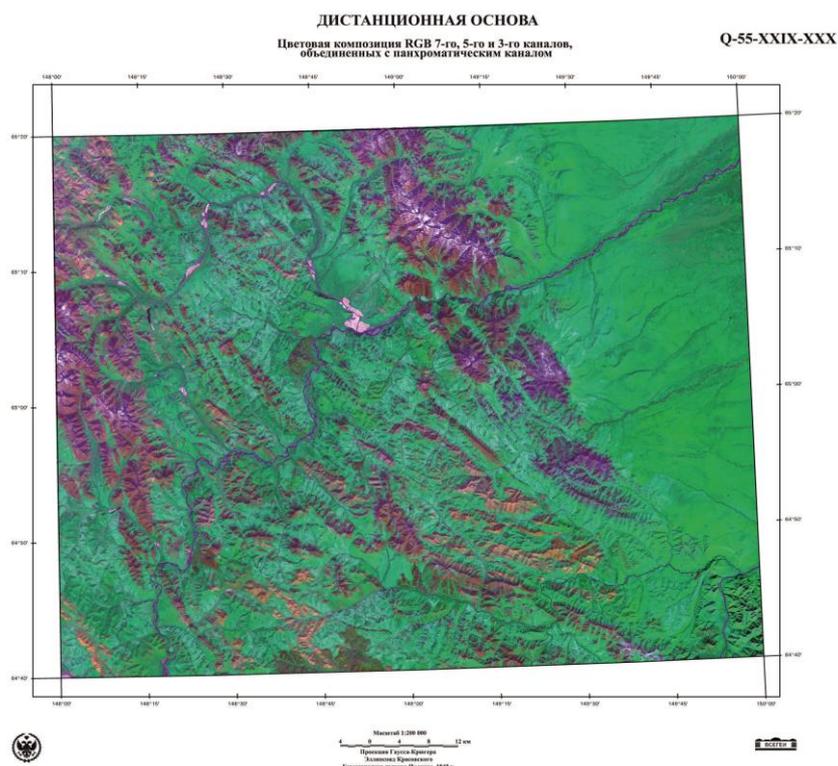


Рис. 8 Дистанционная основа, лист Q-55-XXIX,XXX

Для повышения достоверности камерального дешифрирования создавались снимки-эталоны. В поле были отсняты панорамы типичных участков для дальнейшего их сопоставления с космоснимками.

В паре изображений «Космоснимок-Фотопанорама» были проведены прямые линии соединяющие характерные точки рельефа каждого снимка. Благодаря подобной корреляции мы можем ясно увидеть, как в реальности выглядит рельеф, который в камеральных условиях можно увидеть только по аэрокосмоснимкам.

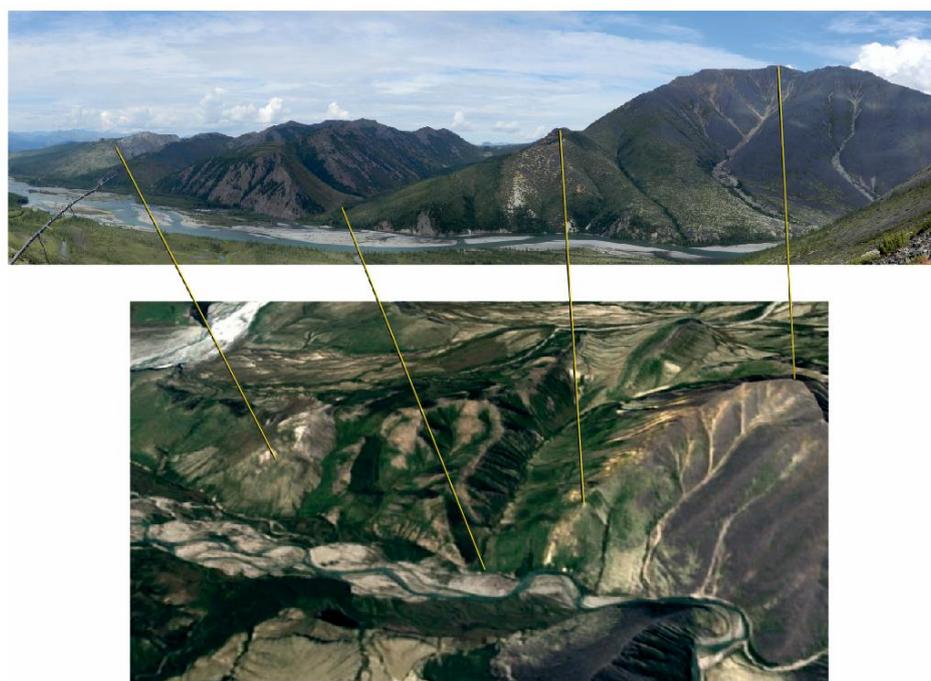


Рис. 9 Рассошинский массив. Фото Правдина Н.Б. 2017г.

Глава 2. Стратиграфия дочетвертичных образований

На изучаемой территории вскрыт мощный, почти полный разрез отложений от ордовика до кайнозоя включительно, представленный разнообразными комплексами морских, вулканогенных, лагунно-континентальных и континентальных образований. Состав и мощности многих толщ имеют невыдержанный характер и меняются в северо-восточном направлении, особенно это касается палеозойской части разреза. (Рис. 5)

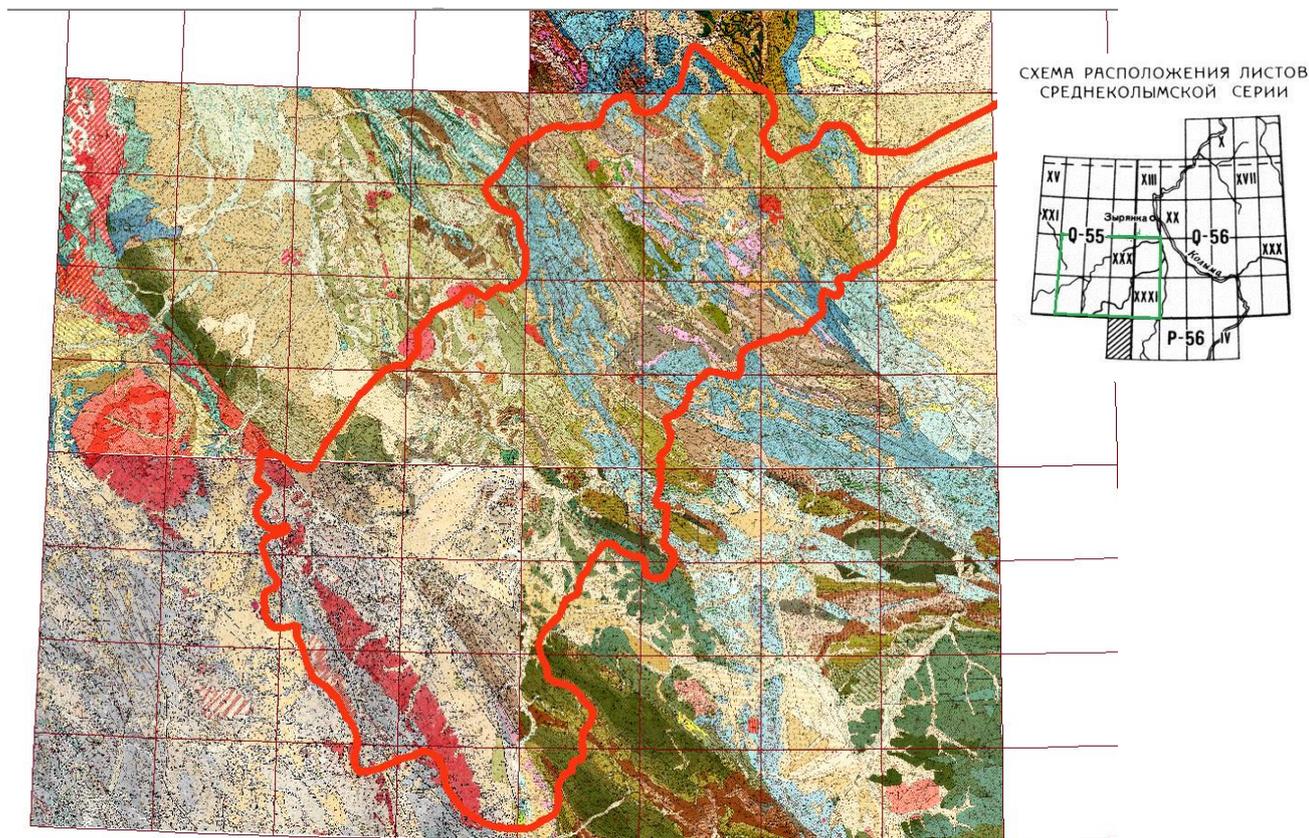


Рис.10 Бассейн р.Рассоха на геологических картах Q-55-XXIII,XXIV; Q-55-XXVII,XXVIII; Q-55-XXIX,XXX; Q-55-XXXIII,XXXIV; Q-55-XXXV,XXXVI.
—- Граница бассейна р.Рассоха

2.1. Ордовикская система

На исследованной территории ордовикские отложения прослеживаются полосами северо-западного направления на двух разобщенных участках, в пределах которых они имеют резко различный фациальный облик, неодинаковый стратиграфический объем и самостоятельное стратиграфическое расчленение. В бассейне р. Булкут и междуречье Серечен-Ичен развит вулканогенно-терригенный комплекс, охватывающий ордовик в полном объеме и расчлененный на ряд толщ. На юго-западе района в междуречье Хара-Уулах - Хаханджа распространены карбонатно-терригенные отложения среднего и верхнего ордовика, расчлененные до отделов.

Нижний отдел

Отложения нижнего ордовика слагают низы вулканогенно-терригенного комплекса.

Установлены три типа разреза: карбонатный, терригенно-карбонатный и карбонатно-терригенный. В составе отдела выделены отложения тремадока, иченская и биикская толщи аренига.

Тремадоковский ярус (OI)

Отложения тремадока - наиболее древние из известных в пределах исследованной территории. Они распространены в верховьях руч. Ичен, занимая площадь не более 4-5 км².

Основу толщи (60-65 %) составляют конгломераты, в которых спорадически присутствуют прослои, пачки филлитовидных глинистых отложений.

По своему стратиграфическому положению и составу толща сопоставима с журской свитой Омуревских гор. [

Иченская толща (OI Iu)

Отложения иченской толщи протягиваются почти непрерывной полосой от междуречья Нуманья-Лабаз (правобережье р. Рассохи) до бассейна р. Трюлиньи.

Иченская толща сложена алевролитами, филлитовидными глинистыми сланцами, аргиллитами, песчаниками полимиктовыми известковистыми, реже аркозовыми. В прослоях и линзах отмечены конгломераты, гравелиты, известняки.

Для толщи характерно чередование (от 0,5 м до 10 м) алевролитов и преимущественно тонко- и мелкозернистых песчаников серой, темно-серой окраски. Нередко отмечаются прослои, пачки (50-150 м) очень тонкого (от долей мм до 2-3 см) переслаивания указанных пород, а также пачки черных алевролитов, аргиллитов или светло-серых и зеленовато-серых филлитовидных глинистых сланцев. Преимущественно в нижней и средней частях толщи встречаются прослои (20-40 м) конгломератов, причем в нижних горизонтах они мало чем отличаются от конгломератов тремадока, а в более высоких - характеризуются пестрым составом обломочного материала. Нередко с конгломератами тесно ассоциируют гравелиты, песчаники с плавающей галькой и известняки. На некоторых участках появляются прослои плотных алевролитов полосчатых или массивных серых и черных. Фациальные изменения толщи незначительны и выражаются в различном характере переслаивания и некоторых вариациях известковистости пород. Так на юго-востоке в междуречье Нуманья-Лабаз для толщи очень характерна тонкая слоистость, серый и светло-серый цвет и слабая известковистость почти всех пород, кроме черных листоватых алевролитов.

В северо-западном направлении в бассейне руч. Широкий, Ичен известковистость пород уменьшается, меняется вместе с этим, по-видимому, и цвет отложений, становясь преимущественно темно-серым. Для крайнего северо-западного участка распространения отложений иченской толщи - в междуречье Булкут-Трюлиньи характерно появление частых горизонтов зеленовато-серых филлитовидных глинистых сланцев и прослоев плотных полосчатых алевролитов серой и светло-серой окраски. Известковистые песчаники, алевролиты присутствуют здесь довольно часто. [3]

Биикская толща (OI bk)

Биикская толща прослежена, как и иченская от правобережья р. Рассохи на юго-востоке до бассейна р. Трюлиньи на северо-западе. Граница между ними согласная достаточно резкая, проводится по появлению в разрезе горизонтов туфов и туфобрекчий. Толща сложена туфами, туфобрекчиями базальтов, реже андезитов, туфогенными песчаниками с прослоями песчаников, алевролитов, кремнистых алевролитов и единичными потоками базальтов. [3]

Уочатская свита (OI- ue)

Свита обнажается в ядре антиклинальной складки в верховьях руч. Сурага. В составе её

преобладают тёмно-серые известковистые алевролиты с прослойками (5-10см) известковистых глинистых сланцев и буровато-тёмно-серые известковистые песчаники. На отдельных участках в свите отмечаются редкие прослои песчанистых известняков, мощностью до 0,5м и грубослоистые пачки тёмно-серых брекчиевидных известняков мощностью до 10 м. Видимая мощность свиты в районе не превышает 215м. [4]

Инаньинская свита (O1 in)

Характерным признаком свиты является наличие терригенно-карбонатных зеленоцветных пород. Нижняя граница проводится по их появлению. Свита сложена известняками, известковистыми песчаниками, известково-глинистыми сланцами, алевролитами. Преобладают известняки с примесью терригенного материала. Как и для зарской тощи, характерна линзовидно-волнистая, косая и комбинированная слоистость, подвергающаяся дифференцированному выветриванию.

Свита состоит из трех частей: нижней зеленоцветной (250-350 м), средней сероцветной (300-400 м) и верхней зеленоцветной (150-250 м). Нижняя и верхняя части близки по составу. Они представлены чередующимися (1-5 см) известковистыми алевролитами, аржиллитами, песчаниками и известняками с примесью терригенного материала. Общая мощность свиты 700-1000 м.

Нижний-средний отделы

Горельшевская толща (O1-2 gr)

Отложения горельшевской толщи слагают центральную часть междуречья Серечен-Ичен-Широкий, протягиваясь прерывистой полосой в бассейн р.Трюлинья, а также встречены в небольших тектонических клиньях.

К западу и северо-западу от озера Серечен - в междуречье Хачиска-Саркынья, Булкут-Саркынья. Переход от подстилающей биикской толщи постепенный. Граница между толщами проводится по исчезновению из разреза туфов и появлению среди туфогенных песчаников частых прослоев, пачек алевролитов, глинистых сланцев и полимиктовых песчаников. Толща сложена песчаниками полимиктовыми, туфогенными, известковистыми, алевролитами, глинистыми сланцами с линзами, прослоями известняков, кремнистых алевролитов, гравелитов, конгломератов и туфов базальтов. Толща в целом слоистая за счет чередования (нередко очень тонкого) мелко- и среднезернистых песчаников различного состава, алевролитов и глинистых сланцев темно-серой, почти черной, реже серой окраски. В равных частях толщи отмечены прослои (5-50 м), неслоистых черных алевролитов и глинистых сланцев. В нижней и верхней частях значительную роль играют туфогенные песчаники.

В виде единичных прослоев преимущественно в нижней половине толщи отмечены известняки (1-3 м), туфы базальтов (до 10 м) и конгломераты, мощность прослоев которых варьирует от 2 м до 70 м. Наиболее мощные горизонты конгломератов отмечены в междуречье Булкут-Трюлинья, где они тесно ассоциируют с гравелитами и грубозернистыми песчаниками. [3]

Нючагинская толща (O1-2 ni)

Распространена на западе и северо-востоке Ясачненской зоны. В ее составе резко преобладают известково-глинистые сланцы и алевролиты. В разрезе ордовика толща занимает место хитинской и эльгенчакской свит, сложенных в основном карбонатными образованиями. По облику, составу и стратиграфическому положению ее отложения близки к породам журской, мокринской и кривунской свит соседней Урультунской структурно-формационной зоны и в нижнем течении р.Харкинджа принимались то за журскую, то за мокринскую свиты.

Отложения толщи отличаются резкой фациальной изменчивостью, в результате чего ее границы имеют скользящий характер. В бассейне руч. Разлучного (междуречье Улахан-Нагаин - Нючага) на сланцах нючагинской толщи, согласно перекрывающих известняки инаньинской свиты, залегают карбонатные породы с фауной лачугинского горизонта. В нижнем течении р.Харкинджа и руч.Тромбон нючагинские сланцы перекрываются известняками с эльгенчакской фауной. В районе водораздела Ночага - Линковал - Омчикчан сланцы сменяются в этой части разреза ордовика известняками хитинской свиты, подстилаемыми зеленоцветными отложениями инаньинской свиты. [2]

Средний отдел

В составе среднего отдела ордовика выделяются: в пределах вулканогенно-терригенного комплекса - булкутская толща, отвечающая верхней части отдела, а в пределах карбонатно-терригенного комплекса - нерасчлененные отложения среднего ордовика.

Булкутская толща (O2 bl)

Булкутская толща протягивается сплошной полосой северо-западного простирания по левобережью р. Серечен и в междуречье Булкут-Трюлинья. Она согласно залегает на горельшевской. Граница между ними проводится по появлению в разрезе горизонтов базальтов или их туфов. В строении толщи принимают участие туфы, туфобрекчии основного и среднего состава, конгломераты, базальты, трахибазальты, андезитобазальты, андезиты, прослои и пачки туфопесчаников, кремнистых алевролитов, туффитов, алевролитов.

Значительную роль в ее составе играют темно-зеленые крупно- и грубообломочные, реже пепловые туфы, туфобрекчии преимущественно основного состава. Потоки миндалекаменных базальтов, трахибазальтов темно-зеленой окраски мощностью 20-60 м приурочены преимущественно к нижней и средней частям толщи. Андезитобазальты, андезиты (мощность потоков - от первых метров до 20 м) и связанные с ними туфы встречаются реже и приурочены преимущественно к верхам толщи, хотя на отдельных участках правобережья р. Трюлинья отмечены и в ее низах. В виде единичных линзовидных прослоев (10-15 м) встречаются туфоконгломераты. В верхней половине толщи ощутима роль терригенных пород - туфы переслаиваются с туфопесчаниками, появляются прослои (1-20 м) контрастнополосчатых туффитов, кремнистых алевролитов серо-зеленой, голубовато-серой окраски, линзы и прослои алевролитов, гравелитов. [3]

Сиенская свита (O2 sn)

Отложения свиты закартированы в северной части района вблизи выходов уочатской свиты. Они представлены хемогенными известняками и подчиненными им доломитовыми мергелями, известковистыми алевролитами. Для пород характерны темньюсерая, зеленовато-серая окраска, слоистые и волнисто-слоистые текстуры. Среда известняков преобладают пелитоморфные песчанистые и доломитовые разности.

В средней части свиты ограничено развиты глинистые известняки.

Доломитовые мергели образуют пачку мощностью до 70 м, залегающую в основании свиты. Известковистые алевролиты в виде редких прослоев мощностью до 0,3 м встречаются в верхах свиты в ассоциации с песчанистыми известняками.

Верхний контакт свиты согласный. Мощность её в районе составляет 600 м. Остатков ископаемых фаун в отложениях свиты не установлено. [1]

Мокринская свита (O2 mk)

Свита распространена в бассейнах руч.Сурага, р.Сугун и на левобережье р.Дарпир-

Юрях. Разрезы свиты изучены в обнажениях по ручьям Сурага, Николай-Юрях и по элювиально-делювиальным развалам на междуречье Сугун-Сурага. На этих участках в составе её преобладают тёмно-серые известковистые алевролиты и углисто-глинистые известняки, вмещающие подчинённые пачки известково-глинистых сланцев мощностью до 10 м. Породы имеют тёмно-серую почти чёрную окраску, мелкую волнистую слоистость.

Мощности свиты в районе не превышают 500м. Верхняя граница её согласная. По литологическим особенностям отложения сходны с мокринской свитой, выделенной на сопредельной с востока территории, но отличаются от неё меньшими мощностями. [2]

Кривунская свита (O2 kr)

Свита распространена на тех же участках, где и мокринская.

В основании свиты выделяется маркирующая пачка тёмно-серых, зеленовато-серых известково-глинистых сланцев мощностью 50 м. Выше залегают известковистые алевролиты мощностью 700м. На междуречье Сугун-Сурага, выше маркирующей пачки выделяются грубослоистые брекчиевидные известняки (50 м), серые слоистые пелитаморфные известняки (50м). Известково-глинистые сланцы и известковистые алевролиты (600м). Мощности свиты в районе достигают 750м. Верхняя граница её картируется по кровле известково-глинистых сланцев и известковистых алевролитов. [1]

Эльгенчакская свита (O2 el)

Свита распространена в низовьях рек Аччигый-Нагаин, Улахан-Нагаин, Дарпир-Юрях, Нижняя граница её не обнажена, верхняя согласная, проводится по появлению в разрезе прослоев и пачек глинистых сланцев дачугской свиты. Детальных разрезов свиты в пределах района неизвестно. По данным маршрутных наблюдений по элювиально-делювиальным развалам и единичным обнажениям в составе её преобладают тёмно-серые известняки, среда которых выделяются глинистые, органогеннобломочные, оолитовые и песчанистые разности. Реже встречаются серые, тёмно-серые известковистые песчаники косо-линзовиднослоистые, пропластки (0,1-0,5м) и пачки тёмно-серых доломитов (до 5-10м).

Дарпирская свита (O2 dr)

Свита распространена на левобережье р.Сугун, междуречьях Аччигый-Нагаин-Удахан-Нагаин-Дарпир-Мрях и в долине руч. Сурага. Повсеместно в ней выделяется три пачки. Нижняя пачка сложена тёмно-серыми глинистыми известняками, доломитами массивными, с неровными поверхностями напластования, с редкими прослоями (до 10м) известково-глинистых сланцев и известковистых алевролитов. В долине руч.Энги, вблизи контакта с гранитоидами, в нижней пачке встречаются белые и "пятнистые" мраморы, светло-серые мраморизованные известняки. Мощности нижней пачки в южной части района (р.Дарпир-Юрях) не превышают 400м, в северной достигают 580м.

В средней части свиты выделяется зеленоцветная, пачка тонкого чередования известковистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Мощности её варьируют от 220 до 320м, увеличиваясь в юго-восточном направлении.

Верхняя пачка повсеместно представлена глинистыми известняками и доломитами грубослоистыми с подчинёнными прослоями (1-5м) известковистых алевролитов. На левобережье р.Дарпир-Юрях отложения верхней пачки согласно перекрываются глинистыми сланцами харкнджинской свиты. [2]

Лачугская свита (O2 lu)

Отложения свиты закартированы в низовьях р.Аччигый-Нагаин. Свита согласно залегает на эльгенчакской свите. Верхняя граница её с перекрывающими отложениями эродирована. Основную роль в составе отложений играют тёмно-серые среднеслоистые глинистые известняки и тёмные известково-глинистые сланцы, образующие

чередующиеся прослой мощностью 1-10м. В количественном отношении преобладают известняки, среди которых нередко встречаются доломитовые разности.

Харкниджинская свита (O2-3 hr)

Отложения свиты закартированы на левобережье р. Сугун и междуречьях Аччигый-Нагаин-Удахан-Нагаин-Дарпир-Юрях. В составе их преобладают известковистые глинистые сланцы и алевролиты, подчинённую роль играют прослой (5м) глинистых известняков. Для пород свиты характерны тёмно-серая окраска, тонкая слоистость, мелкая щебенчатая, плитчатая отдельность. Мощности свиты изменяются от 450 до 500м. Верхняя граница её с омукской свитой верхнего ордовика согласная. [4]

Сонская свита (O2-3 ss)

Согласно залегает на лачугской, граница проводится по подошве мощного (30-40 м) пласта массивных пелитоморфных известняков с характерной светло-серой, почти белой поверхностью выветривания. Такого типа известняки преобладают в составе свиты. В ее средней части встречаются пласты (1-5 м) доломитов, прослой и пачки (до 10м) известковистых алевролитов и известняковых конгломерато-брекчий. В верхней части отмечаются редкие маломощные (до 1 м) прослой оолитовых известняков, пачки (до 95 м) доломитов и доломитизированных известняков. Мощность свиты 1400-1600 м. [2]

Нерасчлененные отложения (O2)

Отложения нерасчлененного среднего ордовика развиты в междуречье Хара-Уулах-Хаханджа. Они слагают основание карбонатно-терригенного комплекса и представлены известняками, песчаниками, преимущественно известковистыми и алевролитами, известково-глинистыми сланцами.

Хотя послойный разрез составить не удалось из-за плохой обнаженности общая последовательность пачек устанавливается. По литологическим особенностям толща делится на две части: нижнюю - карбонатно-терригенную и верхнюю - существенно карбонатную.

Нижняя часть характеризуется отчетливо слоистым строением. В самых нижних горизонтах залегают известковистые песчаники и алевролиты, переслаивающиеся с глинистыми и доломитисто-глинистыми известняками. В единичных прослоях отмечены темно-серые, почти черные алевролиты, присутствуют горизонты тонкопараллельнокослоистых, реже косослоистых известковистых песчаников мелко- и среднезернистых зеленовато-серой окраски. Стратиграфически выше лежит пачка песчаных известняков, среди которых различаются массивные разности, переслаивающиеся (5-10 м, реже 50-70 м) в тонкопараллельнослоистыми (1-5 см). Выше постепенно в этой пачке появляются прослой известковистых песчаников, затем известковистых алевролитов. Венчается разрез пачкой чередующихся слоистых и массивных известняков, мелкозернистых известковистых песчаников, иногда тонкослоистых (доли мм - 2 см) и листоватых известково-глинистых сланцев с горизонтами тонкого переслаивания темных глинистых известняков и алевролитов. Видимая мощность нижней части толщи 1000-1100 м.

Верхняя часть среднего ордовика сложена преимущественно массивными глинистыми известняками темно-серого, на выветрелой поверхности серого цвета с прослоями (10-20 м) и пачками (200-300 м) частого, а порой тонкого (0,5-2 см) переслаивания известняков, известковистых песчаников и алевролитов, реже известково-глинистых сланцев. Известняки в таких пачках представлены преимущественно глинистыми доломитистыми, реже алевролитистыми разностями массивными и тонкопараллельнослоистыми. Песчаные известняки встречается редко. Среди песчаников в этих же пачках преобладают тонкопараллельнослоистые, линзовиднослоистые (доли мм - 1,5 см) мелкозернистые разности темно-серого, серого цвета. Изредка преимущественно в низах

верхней части отмечаются прослои известковистых песчаников грязно-желтой и зеленовато-серой окраски, иногда косослоистых, а в отдельных горизонтах с плавающей галькой известняков. На отдельных участках в виде единичных линзовидных прослоев присутствуют известковистые конглобрекции. Мощность верхней части составляет 900-1000 м.

Общая видимая мощность отложений нерасчлененного среднего ордовика составляет 2000 м, что отвечает объему значительной части горелышевской и полностью булкутской толщ вулканогенно-терригенного разреза. [3]

Верхний отдел (ОШ)

Отложения верхнего ордовика на левобережье р. Серечен и в бассейне р. Булкут венчают вулканогенно-терригенный разрез, залегающий на булкутской толще среднего ордовика, а на юго-западе района в междуречье Хара-Уулах-Хахандже с постепенными переходами перекрывают среднеордовикский карбонатно-терригенный комплекс.

В строении верхнего ордовика принимают участие песчаники, туфопесчаники, известняки, алевролиты, глинистые, известково-глинистые, изредка филлитовидные сланцы.

На левобережье р. Серечен толща верхнего ордовика венчает вулканогенно-терригенный комплекс и характеризуется присутствием в ее составе большого количества туфопесчаников, за исключением самых низов, где существенную роль играют черные алевролиты, глинистые сланцы, и верхов толщи, где преобладающими постепенно становятся карбонатные породы.

Омукская свита (ОЗ от)

Свита состоит из известковистых алевролитов, глинистых известняков и подчинённых им известковистых песчаников, известково-глинистых сланцев. Перечисленные породы образуют слоистые, тонкослоистые пачки мощностью до 5м. В объёме толщи количество пачек известковистых песчаников и сланцев не превышает 20%.

Свита залегает согласно между палеонтологически охарактеризованными отложениями харкинджинской свиты и нижнего силура. Мощности её не превышают 300-350м.

Терригенные породы, доминирующие в отложениях ордовика, характеризуются сложными типами обломочных структур (с переходами от псаммитовых до пелитовых), микрослоистыми и линзовидно-полосчатыми текстурами, высокой карбонатностью.

Карбонатные породы ордовика различаются между собой по количественным соотношениям породообразующих карбонатов, количеству и характеру терригенной примеси, иногда по структурным и текстурным особенностям. По этим признакам среда них выделяются упомянутые выше разности известняков, доломитов и доломитовых мергелей. [2]

2.2. Силурийская система

Силурийские отложения развиты в западной и юго-западной частях рассматриваемого района и представлены нижним и верхним отделами. К нижнему отделу отнесена монотонная карбонатно-терригенная толща, выдержанная по составу.

Верхний отдел включает две свиты. Нижняя, бизонская свита имеет карбонатный, преимущественно доломитовый состав, и установлена лишь на юго-западе района. Верхняя, мирнинская свита пестра по составу и окраске пород. На большей части площади она имеет карбонатно-терригенный состав, в районе Булкутского массива и на левобережье р. Серечен в разрезе ее появляются покровы и потоки трахиандезитов и горизонты, связанных с ними туфов.

Нижний отдел (S1)

Силурийские отложения закартированы на левобережье р.Сугун, в среднем течении рек Аччигый-Нагаин, Удахан-Нагаин, в верховьях р.Дарпир-Юрях. Кроме этого, они выполняют небольшой тектонический блок в среднем течении руч. Сурага. Отложения нижнего силура слагают значительные по площади участки в бассейне рек Чугас, Сибикенья, Хара-Улах, Хаханджа, где они являются либо наиболее древними образованиями, либо с подстилающими их верхнеордовикскими образованиями имеют тектонические контакты. Согласно налеганию их на верхнеордовикские отложения наблюдалось на смежной территории в долине р.Хара-Уулах.

Нижнесилурийская толща представлена песчаниками, часто известковистыми, мелко- и среднезернистыми зеленовато-серыми массивными и слоистыми с прослоями и пачками темно-серых, черных и реже зеленовато-серых алевролитов. В резко подчиненных количествах присутствуют зеленовато-серые и серые гравелиты, конгломероты, темно-серые и серые глинистые известняки, иногда с многочисленными остатками брахиопод.

Слоистость обычно тонкая, либо средняя преимущественно параллельная, реже волнистая и косая. Косая слоистость обычно тонкая однонаправленная, мощность косых серий – 10-15см. Для пород характерна тонкая и средняя плитчатая отдельность, часто по направлению не совпадающая со слоистостью.

Карбонатные породы образуют в толще отдельные прослои (10-15 см) и линзы имеют массивное и параллельнослоистое сложение обычно осветляются на выветрелой поверхности. Органические остатки в них либо единичны, либо концентрируются в виде линзовидных скоплений брахиоподового детрита. Иногда вместе с брахиоподами присутствуют остатки гастропод и кораллов из группы хализитид. [4]

Верхний отдел (S2)

Отложения верхнего силура представлены двумя различными по вещественному составу толщами. Нижняя сложена карбонатными породами, верхняя -терригенными. В составе нижней толщ выделяется базальный горизонт тёмно-серых известковистых конгломератов мощностью до 20м, содержащих гальку тёмно-серых мергелей, глинистых сланцев и известковистых песчаников, сходных с однотипными породами из подстилающих нижнесилурийских отложений, и детрит бентосной фауны (гастропод, спириферид и др). В средней части толщи выделяется пачка (520м) тёмно-серых, коричневатосерых битуминозных известняков грубослоистых, а в верхах-пачка (до 230м) светло-серых, серых с розовым, коричневым оттенками доломитов. Верхняя толща (190-370м) представлена чередованием розоватосерых известковистых песчаников и пёстрых (вишнёвых, кирпично-красных, оранжевых, зелёных) доломитовых мергелей, вмещающих мелкие линзы подмиктовых гравелитов и конгломератов, а также редкие прослои (до 5м) тёмно-серых песчаников, светлосерых кварцевых песчаников с линзами (5х30см) марказита.

Выше по разрезу пестроцветная пачка со стратиграфическим несогласием перекрывается известняками и доломитами нижнего девона. Мощности толщи верхнего силура в районе составляют 900-990м. Увеличение мощностей отмечается в северной части площади.

Обломочный материал в алевролитах и песчаниках представлен кварцем, плагиоклазами, кадишпатом, кислыми эффузивами, а в гравелитах и конгломератах кроме того кварцитами, порфиритами, яшмовидными и кремнистыми породами.

Группа карбонатных пород верхнего силура характеризуется пелитовыми (доломитовые мергели), микрозернистыми и мелко-среднезернистыми (у мраморизованных разновидностей) структурами, тонко-полосчатыми (доломитовые мергели) и массивными текстурами. [4]

Бизонская свита (S2bz)

Бизонская свита установлена в бассейне рек Чугас, Сибикенья, Хара-Уулах, Хаханджа. Она согласно залегает на нижнесилурийских отложениях. Нижняя граница проводится по подошве первого снизу горизонта светло-серых доломитов. На большей части территории свита представлена однообразными доломитами серой и светло-серой окраски изредка с песчаной, либо алевролитовой примесью. Присутствуют подчиненные прослои доломитовых брекчий.

На левобережье р. Чугас в составе бизонской свиты появляются горизонты серых известняков, прослоями алевритистых, иногда с остатками кораллов и брахиопод.

Для доломитов и известняков свиты характерна светлая окраска пород, сочетающаяся со средне- и крупнозернистой структурой ("сахаровидные" породы). Среди них преобладают массивные разности с плохо выраженной грубой плитчатой отдельностью. Параллельная слоистость появляется лишь в некоторых алевритовых и песчаных разновидностях. [3]

Мирнинская свита (S2mr)

Мирнинская свита распространена в бассейнах рек Агынджа, Трюлинья, Булкут в его верхнем течении, Саркынья, Серечен, в долине р. Рассоха в районе устья р. Хаханджа и чуть ниже, в бассейне р. Хара-Уулах, на правобережье р. Рассоха в бассейне рек Чугас, Сибикенья, Петровский. На большей части участков нижняя граница свиты не вскрыта. В бассейнах рек Рассоха, Сибикенья, Чугас наблюдается согласное налегание мирнинской свиты на бизонскую. Нижняя граница проводится по подошве первого снизу горизонта песчаников и алевролитов, залегающего на светло-серых доломитах бизонской.

Свита представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, вишневыми, зеленой и серой окраски, содержащими пачки и прослои вишневых и зеленых филлитовидных сланцев, серых и темно-серых известняков и серых, светло-серых, буровато-серых доломитов.

В средней части имеются прослои конгломератов, гравелитов. В бассейне рек Агынджа, Серечен в составе свиты появляются покровы и потоки трахиандезитов и горизонты связанных с ними туфов.

Переслаивание пород в свите частое, границы между прослоями прямолинейные резкие. Слоистость обычно параллельная, реже волнистая и изредка косая однонаправленная. На отдельных участках появляется слоистость, напоминающая ритмичную. Породы плитчатые, плитчатая отдельность повсеместно совпадает по направлению со слоистостью.

Конгломераты представлены валунными, валунно-галечными и галечными разновидностями. Валуны и галька хорошо окатаны, прослоями сортированы и представлены пестрым набором пород, среди которых большую роль играют кварциты, кварцитовидные песчаники, карбонатные породы, эффузивные и интрузивные породы.

Карбонатные породы играют в свите подчиненную роль и представлены серыми и темно-серыми глинистыми известняками и светлосерыми и серыми доломитами, содержащими обычно алевритовую, либо песчаную терригенную примесь, распределяющуюся в породе послойно. В глинистых известняках имеются остатки криноидей, брахиопод, а в верхах свиты - табуляты, которые концентрируются в виде небольших по размеру линз.

На участках проявления вулканической деятельности отмечается обогащение терригенных и карбонатных пород сульфидами меди. Покровы трахиандезитов достигают иногда 40-50 м по мощности, часто имеют зональное строение. Нижняя часть их сложена массивными афировыми трахиандезитами, которые выше по разрезу сменяются порфиристыми разностями. Миндалекаменные текстуры появляются обычно в средней и верхней частях потоков. Вверху потоков появляются иногда лавобрекчий. Среди

силурийских вулканитов относительно малую роль играют туфы, что резко отличает их от ордовикских образований, где пирокластические породы преобладают над лавами. [5]

2.3. Девонская система

Девонские отложения пользуются в районе очень широким распространением. На западе и юго-западе - это морские карбонатные отложения, которые по составу и положению в разрезе расчленены на четыре части: калгарскую свиту, верхнеэйфельскую, животскую и верхнедевонскую толщи. Девонские образования представлены мощной терригенно-вулканогенной толщей среднего девона, подучившего название увязкинской. Девонские отложения распространены на небольшом участке в низовьях р. Аччигый-Нагаин и вдоль западной границы палеозоя с мезозоем. Представлены они морскими карбонатными и прибрежно-лагунными карбонатно-терригенными комплексами пород с эвапоритами и спилитами. Среди них выделяются отложения всех отделов.

Нелюдимская свита (D1nl)

Согласно залегает на мирнинской, граница проводится по смене пестроцветных отложений силура сероцветными известняками, содержащими богатый комплекс нижнедевонских табулят. В составе свиты преобладают известняки, нередко коралловые, доломитизированные. Выше согласно залегают отложения вечернинской свиты эйфельского яруса. [2]

Калгарская свита (D1-2 kl)

Калгарская свита установлена в бассейне рек Серечен, Булкут, Трюлинья, Хара-Уулах, Чугас, Сибикенья, Петровский, где она согласно с постепенным переходом перекрывает отложения мирнинской свиты. Граница между ними проводится по подошве мощного горизонта доломитизированных известняков, содержащих богатый комплекс нижнедевонских табулят и строматопороидей. Свита сложена известняками и доломитами, иногда содержащими алевритовую, реже глинистую примесь, прослоями с многочисленными остатками кораллов.

Породы темно-серые, участками до черных мелко- среднезернистые неслоистые, средне- и грубоплитчатые. В случае присутствия в известняках, либо доломитах алевритовой, реже глинистой примеси, появляется тонкая параллельная слоистость, совпадающая по направлению с плитчатой отдельностью.

В прослоях, обогащенных остатками кораллов, часто наблюдается закономерная смена по разрезу либо видового состава органических остатков, либо происходит постепенное изменение размеров и формы сохранившихся колоний представителей одного и того же вида. Чаще в низах прослоев концентрируются мелкие колонии табулят неправильной формы, выше они становятся крупнее, среди колоний появляются строматопороидеи. В других прослоях массивные колонии табулят с редкими строматопороидеями в нижней части сменяются выше колониями ветвистых табулят и амфипорид.

Фациальные различия в свите по площади незначительны и выражаются главным образом в различных количественных соотношениях известняков и доломитов. На западе и севере территории известняки и доломиты присутствуют в примерно равных количествах, на юго-востоке в междуречье рек Сибиненья-Чугас возрастает роль известняков.

Для свиты очень характерно наличие вторичной доломитизации, интенсивность которой также возрастает с востока на запад и северо-запад. Доломитизация подвергается не только известковая часть породы, но и присутствующие в породе органические остатки. Обычно доломитизация сопровождается вторичным окремнением, приводящим к образованию темно-серых до черных кремнистых стяжений самой разнообразной формы и размеров (до 40 см). [2;5]

Средний отдел

Эйфельский ярус (D2ef)

Эйфельские отложения распространены в тех же районах, что и калгарская свита, которую они перекрывают. Нижняя граница толщи постепенная и проводится по подошве первого снизу мощного горизонта глинистых известняков, мергелей, углисто-глинистых и глинистых сланцев.

Толща сложена мелко- и среднезернистыми известняками, преимущественно глинистыми, мергелями с прослоями углисто-глинистых, известково-глинистых, глинистых сланцев и алевролитов.

Для всех пород характерна темная окраска, хорошо выраженная параллельная слоистость, всегда совпадающая по направлению с плитчатой отдельностью. Границы между прослоями обычно четкие прямолинейные. Фациальные изменения по площади весьма незначительны и выражаются в основном в различной насыщенности толщи прослоями сланцев и алевролитов.

Органические остатки по сравнению с калгарской свитой относительно редки. Лишь на отдельных участках в бассейне р. Булгут, Трюлинья имеются горизонты, насыщенные брахиоподовым детритом, на остальной территории встречаются лишь единичные разрозненные отпечатки брахиопод. [3]

Живетский ярус (D2g)

Живетские отложения распространены значительно шире по площади, чем более древние девонские толщи. Кроме участков развития совместно с калгарской свитой и эйфельскими отложениями, живетская толща имеется на право- и левобережье р. Булгут в его нижнем течении, в долине р. Сахарымнан и на правобережье р. Рассоха в районе устья рч. Южный, на левобережье р. Трюлинья в ее нижнем течении. Нижняя граница согласная, но довольно резкая и проводится по подошве первого снизу горизонта светло-серых загипсованных известняков.

Отложения представлены доломитами светло-серыми, серыми среднезернистыми, часто окремненными, переслаивающимися с серыми известняками. В толще имеются маломощные линзовидные прослои темно-серых и коричневых кремней, на отдельных участках - прослои и мощные продуктивные пласты гипсов и ангидритов (до 160 м). Кроме гипса и ангидрита в породе продуктивных пластов присутствует сера ярко-желтого цвета, которая образует кристаллы хорошей огранки и мелкозернистый агрегат. Сера обычно образует жеодовые скопления и прожилки, рассекающие гипс-ангидритовую породу. Мощность прожилков не более 0,5 см при протяженности не более 2-2,5 см. Прожилки обычно штокверкового типа и приурочены к участкам повышенной трещиноватости.

Переслаивание в толще грубое, мощность прослоев и горизонтов известняков и доломитов измеряется десятками метров. Границы между прослоями прямолинейные, но нечеткие за счет вторичной доломитизации и сульфатизации.

В карбонатных породах прослоями содержится алевроитовая, песчаная, реже глинистая примесь, распределяющаяся в породе послойно, подчеркивая направление слоистости. Для них характерна средне- и мелкозернистое строение и грубо-, реже среднеплитчатая отдельность.

Вторичное окремнение карбонатных пород очень распространено в живетских толщах. Это кремнистые стяжения самой разнообразной формы, либо окремненные остатки кораллов, брахиопод, препарирующиеся на выветрелой поверхности реже линзовидные прослои (0,3-0,6 м). Диаметр стяжений колеблется от нескольких сантиметров до 0,5 м при длине от 5-6 см до 0,5 м.

Известняки живетской толщи, так же, как и доломиты резко отличаются от аналогичных пород калгарской свиты своим светлым обликом. При выветривании породы

светлеют еще больше, особенно загипсованные разновидности, гипсы становятся рыхлыми, мучнистыми. В отличие от эйфельских известняков они не распадаются на плитки, а имеют оскольчатую форму со своеобразными острыми "занозистыми" краями.

Органические остатки в живетской толще встречаются повсеместно, но не концентрируются, как в калгарской свите в виде прослоев, а образуют мелкие скопления, присутствуют в виде разрозненных раковин, либо колоний. Сохранность органических остатков обычно плохая из-за сильной их окремненности. Видовой состав кораллов и брахиопод по сравнению с калгарской свитой беден.

Живетская толща испытывает значительные фациальные изменения по площади. В западной части района доломиты и известняки в толще присутствуют в примерно равных количествах, восточнее долины р. Серечен начинают преобладать в разрезе доломиты. Кроме того, весьма непостоянна и гипсоносность по площади. Наибольшая загипсованность пород отмечается в междуречье р. Рассоха и Булкут в бассейне р. Серечен, где имеются мощные пласты гипсов и ангидритов. Далее во всех направлениях от этого участка отмечается полное исчезновение гипсов и ангидритов из разреза, постепенно уменьшается и степень загипсованности известняков, особенно в северном направлении. [2]

Увязкинская толща (D2 uv)

Увязкинская толща слагает полосу северо-западного простирания в среднем течении р. Булкут. Нижняя граница ее не вскрыта. Перекрывается она с резким угловым несогласием илиньтасской свитой верхней юры. Толща сложена песчаниками, содержащими прослой и пачки алевролитов, часто кремнистых, филлитовидных сланцев и известняков. Имеются потоки спилитов. Стратотипический разрез толщи описан А.И.Сидяченко и А.К.Савосиной(1975г) в долине р. Увязка, непосредственно к северу от района, откуда и продолжается на рассматриваемую территорию. Там она расчленена на три части.

Нижняя часть, сложенная однообразными зелеными миндалекаменными спилитами с подушечной и шаровой отдельностью, на изученной территории имеется лишь непосредственно на северной границе в истоках правого притока р. Увязка. Средняя часть, представленная, главным образом, покровами диабазов, базальтовых порфиринов, иногда спилитов с частыми, но маломощными прослоями песчаников, на эту территорию не продолжается, так как отсечена разломом.

Большую часть площади занимают породы верхней части увязкинской толщи, представленной как в стратотипическом разрезе, так и на изученной территории песчаниками с единичными прослоями (0,5-1,0 м) гравелитов, мелкогалечных конгломератов, алевролитов и филлитовидных глинистых сланцев с редкими прослоями известняков и потоками спилитов, мощность которых не превышает 30 м.

Песчаники полимиктовые, часто вулканомиктовые серой окраски преимущественно среднезернистые массивные, изредка параллельные слоистые грубоплитчатые. Мощность песчаниковых горизонтов колеблется от 50 до 100 м.

Алевролиты, часто кремнистые, массивные и контрастно-полосчатые серые и темно-серые, иногда голубовато-серые и черные (фтаниты) в кремнистых разностях. Они часто переслаиваются с филлитовидными глинистыми сланцами темно-серой и зеленовато-серой окраски, отличающимися тонкоплитчатой отдельностью, плейчатостью с шелковистой кливажной поверхностью, совпадающей по направлению со слоистостью. Мощность пачек алевролитов и сланцев колеблется от 10 до 40 м.

Спилиты - зеленые массивные породы однородной миндалекаменной текстуры. В строении потоков наблюдается зональность. Нижняя часть потоков сложена обычно порфиоровыми разновидностями, которые выше по разрезу сменяются афиоровыми спилитами с редкими миндалинами. Самые верхние части потоков сложены обычно миндалекаменными разновидностями. В некоторых потоках отмечается подушечная отдельность. Подушки овальной формы до 0,3 м в поперечнике с некоторым сужением в

нижней части. Иногда они приобретают резко удлиненную форму и тогда поверхность покрова напоминает сплетение канатов. Подушки имеют зональное строение. Внешняя зона - корка закалки, средняя сложена миндалекаменными спилитами, внутренняя - массивными разностями. Переходы между зонами постепенные. Промежутки между подушками заполнены крупнозернистым кальцитом, либо хлоритом с кальцитом. В спилитах, где подушечная отдельность не выражена, отмечается плитчатая отдельность, в которой поверхность плиток неровная сильно волнистая. Известняки, образующие пласты мощностью 11-15 м иногда содержат брахиоподовый и коралловый детрит плохой сохранности. Кроме того, в них иногда присутствуют остатки криноидей и мшанок. Часто известняки содержат глинистую и терригенную примесь в значительных количествах. [5]

Верхний отдел (D3)

Верхнедевонские отложения широко развиты на восточных склонах хр. Гармычан, а также в бассейне рек Серечен, Нуманья, Мама, Ночной, рч. Петровский, Глухарь, где они согласно залегают на живетских отложениях. На севере района нижняя граница проводится по подошве горизонта доломитовых брекчии, на остальной территории по исчезновению в разрезе светлых загипсованных известняков и по подошве первого снизу горизонта темно-серых доломитов, либо доломитизированных известняков. Отложения представлены доломитами, часто глинистыми, алевритистыми и песчанистыми, содержащими прослой известняков, часто доломитизированных, линзовидные прослой кремней. В бассейне р. Агынджа в основании толщи залегает горизонт седиментационных доломитовых брекчий. Доломиты мелко- среднезернистые массивные и параллельнослоистые, грубо- и среднеплитчатые темно- и светло-серой окраски. Прослой светлоокрашенных доломитов мощностью 20-25 м переслаиваются с темноокрашенными разновидностями, мощность которых колеблется от 10-15 м до 41-50 м. В темноокрашенных доломитах присутствуют прослой доломитизированных известняков, насыщенных остатками аулопор и амфипорид. Прослоями известняки и доломиты содержат алевритовую примесь, распределяющуюся в породе послойно. Слоистость обычно параллельная, четкая. Прослой буровато-серых и темно-серых кремней обычно сопровождается сериями мелких кремнистых стяжений, аналогичных описанным в более ранних девонских толщах. Кремнистые породы обычно появляются в разрезах, где проявлена вторичная доломитизация и окремнение органического детрита. Фациальные изменения толщи по площади весьма незначительны и выражаются, главным образом, в непостоянном количестве прослоев известняков в разрезе и неравномерном проявлении вторичной доломитизации по площади. [5]

2.4. Девонская система, верхний отдел – Каменноугольная система, нижний отдел

К отложениям этого возраста отнесена терригенно-карбонатная толща, развитая локально на левобережье р.Серечен, в его низовьях, правобережье руч. Широкий в его нижнем течении, а также на правобережье руч. Ичен в его верховьях. В долине руч. Широкий толща согласно с постепенным переходом залегает на доломитах живетского яруса. Нижняя граница согласная и проводится по подошве горизонта глинистых известняков.

В отличие от вышеописанной верхнедевонской карбонатной толщи, эти отложения представлены известняками, содержащими выдержанные по простирацию пачки алевролитов, часто кремнистых и углисто-кремнистых фтанитов. Мощность терригенных и глинисто-кремнистых прослоев колеблется от 20 до 40-50 м.

Известняки серые, часто алевритистые, либо глинистые, прослоями органично-обломочные, участками окремненные и доломитизированные. Глинистая примесь в известняках распределяется равномерно, либо в виде микрококков и стяжений, изредка в виде параллельных микропрослоев; алевритовая относительно редка и обычно

концентрируется в виде прослоев. Органогенные остатки представлены брахиоподами, изредка в нижней части присутствуют строматопороидеи. Отдельность в известняках средне- реже грубоплитчатая.

В алевролитовых пачках существенную роль играют кремнистые разности, известковистые, меньше распространены известково- кремнистые и углисто-кремнистые алевролиты и сланцы. Последние часто содержат остатки радиолярий. В некоторых прослоях появляется в небольшом количестве вулканогенный материал, большей частью перекристаллизованный (туфосилициты). Породы темно-серые и черные массивные, либо параллельнослоистые. Границы между прослоями четкие резкие; обычно переслаиваются серые и темно-серые разновидности (контрастная полосчатость). Иногда в алевролитах видны текстуры взмучивания и микрооползания тонкого осадка. Известковистые алевролиты иногда обособляются в виде самостоятельных горизонтов среди алевролитовых пачек мощностью по 5-7 м, ассоциируя с известково-кремнистыми алевролитами и углисто-кремнистыми сланцами. [10]

2.5. Каменноугольная система

Каменноугольные отложения представлены нижним и средним отделами, в пределах которых выделены две толщи. Верхний отдел на рассматриваемой территории не установлен.

Толща нижнего отдела сложена морскими карбонатными осадками турнейского и визейского ярусов, распространенными в основном на западе района. Другая толща, выделенная в магарскую свиту, включает осадки верхов нижнего и среднего отделов; по составу - терригенная и развита преимущественно на востоке. Взаимоотношения этих толщ в районе работ не наблюдались.

Нижний отдел

Турнейский - визейский ярусы (C1 tv)

Отложения этого возраста выделяются на междуречье рек Булгут и Трюлинья, в бассейне р. Серечен, Глухаря, руч. Петровского, Ночного, Мамы, Нуманья и др. Повсеместно толща согласно залегает на верхнедевонских образованиях. Верхней ее границы в районе работ не установлено.

Она представлена серыми, темно-серыми известняками, часто органогенно-обломочными, иногда глинистыми, доломитизированными и оолитовыми разностями, бреди них присутствуют маломощные прослои и линзы серых, темно-серых кремней. На междуречье рек Булгут и Трюлинья в низах толщи присутствуют единичные прослои известняковых конгломератов, а в районе устья р. Серечен - глинистые сланцы и мергели.

Известняки серые, темно-серые до черных, на выветрелой поверхности до светло-серых, мелко-, среднезернистые неслоистые, реже с тонкой параллельной и линзовидной слоистостью грубо- и среднеплитчатые.

Органогенно-обломочные известняки содержат в основном брахиоподовый и фораминиферовый детрит, реже коралловый. Органогенные обломки различных размеров (от долей мм до 1-1,5 см), часто плохо сортированные. [4]

Нижний - средний отделы

Магарская свита (C1-II tg)

Отложения, отнесенные к магарской свите, имеют ограниченное распространение и слагают небольшие участки в верховьях правой составляющей р. Агынджа, в бассейне р. Булгут, ниже устья р. Трюлинья, на правом берегу р. Рассохи в бассейне руч. Южного и на левом берегу р. Рассохи, напротив устья руч. Нуманья. Нижняя граница отложений на

изученной территории не вскрыта, непосредственно севернее они согласно и с постепенным переходом залегают на карбонатных отложениях сергеляхской свиты (визейский ярус) и согласно перекрываются среднекаменноугольными отложениями агиджинской свиты (Алешко и др., 1974 г).

Магарская свита сложена преимущественно серыми и зеленовато-серыми туффитами очень крепкими массивными, реже с параллельной и линзовидной слоистостью; в подчиненном количестве присутствуют песчаники, туфопесчаники, пепловые и тонкообломочные туфы среднего состава. В нижней части встречены пачки глинистых сланцев, редкие прослои и линзы известняков, иногда с туфогенной примесью; в верхней – известняковые гравелиты и конгломераты. [5]

2.6. Пермская система

Пермские отложения представлены морскими осадками, расчлененными на два отдела. Нижний отдел представлен терригенной толщей, верхний - карбонатной (бочарская свита).

Они слагают полосу северо-западного простирания в бассейнах рек Трюлинья, Булкут, Сахарымнан, руч. Ичен, Южного, Сопочного, Находки, Нуманья. Кроме того, в пределах хр. Арга-Тас выделяются две толщи предположительно пермского возраста: нижняя терригенная - куранахсалинская, верхняя вулканогенно-терригенная - шумнинская.

Нижний отдел

Отложения нижней перми занимают незначительные площади в бассейнах руч. Южного, Сопочного, Нуманья, а также на правом берегу р. Сахарымнан и левобережью р. Рассоха, в устьевой части р. Булкут.

Нижнепермская толща представлена преимущественно пепловыми туффитами серой, темно-серой и зеленовато-серой окраски, туфоаргиллитами, алевролитами, реже тонко-, мелкообломочными туфами среднего состава. Характерны единичные известковые и фосфатно-известковые стяжения (до 0,2 м). В верхней половине толщ появляются пачки черных и темно-серых углисто-глинистых сланцев и аргиллитов, прослои светло-, темно-серых спонголитов, горизонты светло-серых, серых, сильно пахучих известняков.

Породы в основном массивные, иногда параллельно и линзовиднослоистые. Мощность прослоев от 1-2 см до 10-30 см. Границы между прослоями нечеткие, волнистые, реже прямолинейные, между пачками постепенные. [3]

Верхний отдел

Бочарская свита (P2 bc)

Отложения бочарской свиты распространены на тех же участках, где и вышеописанная нижнепермская толща. Кроме того, они встречены в бассейнах р. Трюлинья, Булкут и Находка.

Бочарская свита согласно залегают на образованиях нижней перми. Верхняя граница в районе не установлена. На смежной с севера территории она несогласно перекрывается отложениями оленевского яруса нижнего триаса (Ремизов, 1974г).

В составе свиты преобладают известняки, часто органогенно-обломочные от светло-серых до темно-серых с линзами и желваками спонголитов и кремней. Отмечаются редкие прослои туфо- аргиллитов, псаммитовых туфов и пепловых туффитов среднего состава. [3]

Пермские отложения нерасчлененные

Куранахсалинская толща (P?ks)

Толща развита на западных и восточных склонах хр. Арга-Тас в бассейне рек Тынних,

Урадан, Чудо, руч. Сопочный, Итакня, Кюрюнкюн, Куранах-Сала. Нижняя граница ее не вскрыта, сверху она согласно перекрывается шумнинской толщей.

Куранахсалинская толща сложена алевролитами темно-серыми до черных, часто кремнистыми и филлитовидными сланцами той же окраски, с пачками серых песчаников, переслаивающихся с темно-серыми аргиллитами, тонкообломочными туффитами. Изредка появляются линзовидные прослои (0,3-0,8 м) известковистых алевролитов, либо сильно глинистых известняков. В долине р. Ынних в толще появляются единичные горизонты (10-15 м) крупнообломочных туфов базальтов, Границы между прослоями прямолинейные резкие. Массивные разновидности пород чередуются с параллельнослоистыми. Характерной особенностью толщи является наличие рассланцованности пород, не совпадающая по направлению со слоистостью. Степень рассланцевания на всех участках неодинакова. Наиболее интенсивно она проявилась на восточных склонах хр. Арга-Тас в долине р. Куранах-Сала, в верховьях рек Кюрюнкюн и Уродан.

Органические остатки в толще исключительно редки. В известковистых алевролитах и известняках сохраняются остатки мшанок, ругоз, единичных брахиопод и обломки призматического слоя колымий, скопления крупных гастропод. Все органические остатки имеют плохую сохранность, что объясняется значительным рассланцеванием пород.

Общая неполная мощность куранахсалинской толщи и приведенном разрезе составляет 950 м. Максимальная мощность толщи - 1800 м (подсчитана графически).

Алевролиты сложены на 60-70% алевритовыми полуокатанными обломками кварца, полевых шпатов с примесью рудных минералов, цементированных глинисто-гидрослюдистым, известковистыми, либо кремнисто-глинистым материалом. Глинистый материал часто превращен в гидрослюду. Цемент базальный, участками поровый и соприкосновения. В рассланцованных разновидностях алевритовые обломки деформированы, слегка уплощены и длинными осями ориентированы субпараллельно направлению вторичной сланцеватости. При этом слегка сегрегируется цементирующая масса. В углистых алевролитах появляются микрослои унифицированного гумусового материала. В кремнистых алевролитах кремнистое вещество представлено халцедоном, либо криптозернистым агрегатом кварца. На контакте с кремнистым цементом кварцевые и полевошпатовые обломки корродируются, появляются регенерационные каймы. Известковистый материал в известковистых алевролитах присутствует не только в виде тонкозернистого кальцита в цементе, но и в виде микрокомков в известковистых микроконкрециях среди алевритовых обломков. Иногда в породе сохраняется микродетрит брахиопод, призматического слоя колымий, мшанок, гастропод.

Аргиллиты сложены слюдисто-глинистым материалом. В них часто содержится примесь алевритовых обломков кварца (до 30%). Основная масса породы часто рассланцована и окремнена. В виде микропрослоев в аргиллитах присутствует тонкозернистый агрегат рудного материала, в углистых разновидностях - углистого вещества. В аргиллитах иногда встречаются кремнистые микрокомки и стяжения, напоминающие перекристаллизованные радиолярии.

Филлитовидные сланцы по составу сходны с аргиллитами, но интенсивно метаморфизованы. По глинисто-слюдистому материалу развивается хлорит-эпидот-кальцит-пренит-кварцевая ассоциация. Глинистое вещество во всех разновидностях сохраняется в виде реликтов. Количественные соотношения упомянутых выше минералов меняются и можно выделить темно-серые и черные хлорит-кварцевые филлитовидные сланцы, зеленые и серые хлорит-эпидот-кварцевые, хлорит-пренит-кварцевые, хлорит-кальцит-кварцевые филлитовидные сланцы. Структура в них участками лепидогранобластовая, а чаще бластопелитовая, либо бластоалевритовая. В хлорит-кварцевых разновидностях обычно присутствует тонкозернистое рудное вещество, которое распределяется равномерно, и в виде микропрослоев. В углистых филлитовидных сланцах присутствует тонкораспыленная углистая примесь.

Песчаники сложены псаммитовыми обломками кварца и полевых шпатов с примесью обломков рудных минералов, эпидота, известняка. Среди песчаников преобладают тонко- и мелкозернистые разновидности. Соотношение цемента и обломков самые различные, но преобладает количественно базальный тип цемента. Цементирует обломки глинисто-гидрослюдистый агрегат. Обломки почти всегда деформированы, слегка удлинены вдоль поверхности расщепления. Зерна обволакиваются глинисто-кремнистым материалом, подчеркивающим направление сланцеватости в породе. Структура бластопосамитовая.

Туфы песчаной и алевритовой размерности сложены остроугольными несортированными обломками базальтов, вулканического стекла основного состава, сильно девитрифицированного, плагиоклазов, амфиболизированных и эпидотизированных пироксенов, обломков рудных минералов, сцементированных тонкозернистой пепловой массой, почти нацело замещенной пренитом, хлоритом и серпентином.

Туффиты сложены алевритовыми неокатанными обломками полевых шпатов, рудного материала, составляющих 25-30% общего объема породы, сцементированных глинисто-пепловой массой, сильно хлоритизированный. Пепловые частицы замещаются халцедоном и хлоритом. В основной массе много тонкораспыленной рудной; примеси. Часты пепловые туффиты, сильно перекристаллизованные.

Известняки глинистые, реже алевритистые, иногда органогенно-обломочные. Сложены они мелкозернистым агрегатом кальцита, содержащим микрокомки известково-глинистого состава и остроугольные обломки кварца, редко микрообломочный органогенный детрит. Возраст куранахсалинской толщи пока принят весьма условно. Нижняя граница толщи не установлена. [5]

Шумнинская толща (P? sh)

Шумнинская толща слагает осевую часть хр. Арга-Тас, где она согласно с постепенным переходом перекрывает куранахсалинскую. Нижняя граница толщи проводится по подошве первого снизу покрова базальтов. Она сложена базальтами, их туфами, филлитовидными и известково-глинистыми сланцами, алевролитами, часто кремнистыми, песчаниками, известняками.

В отличие от пород куранахсалинской толщи описываемые отложения характеризуются более пестрым по цвету набором пород. Базальты, их туфы, большая часть филлитовидных и известковоглинистых сланцев, даже известняки характеризуются светло-серой и зеленовато-серой окраской, резко контрастирующей с темно-серой и черной окраской алевролитовых пачек, сходных по составу и внешнему облику с идентичными породами куранахсалинской толщи. Переслаивание обычно грубое, мощность прослоев и пачек измеряется первым десятком метров. Границы между прослоями обычно резкие прямолинейные. Осадочные породы, слагающие толщу, массивные, изредка параллельнослоистые.

Вулканогенные породы представлены толеитовыми базальтами, слагающими различной мощности покровы (до 150м) и потоки. Маломощные потоки, распространенные преимущественно на севере, имеют однородное строение и представлены миндалекаменными базальтами афировой, реже порфировой структуры. На юге в бассейне р. Сахарымнан покровы мощнее и имеют четко выраженное неоднородное строение. Нижние части потоков сложены базальтами порфировой структуры с малым количеством стекла, выше по разрезу увеличивается роль стекла и сокращается количество вкрапленников, появляются миндалины, а приповерхностная часть покровов имеет подушечную отдельность. Иногда она сочетается с плохо выраженной столбчатой отдельностью, поперечной к поверхности потоков.

Туфы присутствуют в толще в ничтожно малых количествах. Известняки зеленовато-серой окраски присутствуют в толще в виде щитовидных прослоев, достигающих в редких случаях 50 м. по мощности. Толща с севера на юг испытывает некоторые

фациальные изменения. На севере покровы базальтов присутствуют в разрезе в примерно равных количествах с осадочными породами, подушечная отдельность выражена редко (верховья р. Уродан). На юге, в районе рч. Готический, Сахарымнан, Итакня, вулканогенные породы резко преобладают в разрезе. Здесь подушечная отдельность проявлена часто. Роль осадочных пород резко сокращается. Среди терригенных пород преобладают черные алевролиты и филлитовидные сланцы.

Характер переслаивания пород в шумнинской толще иллюстрируют частные разрезы, описанные на восточном и западном склонах хр. Арга-Тас по непрерывным скальным обнажениям в днищах ручьев. [3]

2.7. Триасовая система

К триасовой системе относятся терригенные отложения, развитые в центральной части района. Они представлены толщами верхнего отдела нижнего отдела на рассматриваемой территории не установлено.

Наиболее полно представлены верхнетриасовые образования.

Верхний отдел

Отложения верхнего триаса пользуются широким распространением. Они слагают полосу северо-западного простирания в бассейнах рек Трюлинья, Булгут, Олгуя, Глухаря и руч. Ичен, Петровского, Мамы, Ночного, Южного, Находки, Нуманья. Почти повсеместно отложения верхнего триаса залегают в тектонических блоках среди более древних палеозойских образований. В верховьях р. Олгуя они согласно перекрывают отложения среднего триаса.

В нижней половине толщи резко преобладают песчаники полимиктовые алевролитистые, переслаивающиеся с сильно глинистыми, песчанистыми известняками, мергелями, алевролитами, а местами с тонко-, среднеобломочными туфами и пепловыми туффитами андезитов. Выше увеличивается количество разнообразных алевролитов, появляются аргиллиты, туфоалевролиты, туфопесчанины. Породы в основном темно-серые и серые, реже зеленовато-серые параллельно- и линзовиднослоистые, иногда массивные. Мощность прослоев от 0,5 до 10-30 см, редко достигает 1-1,5 м. Границы между прослоями четкие прямолинейные, реже волнистые.

Состав верхнетриасовой толщи постоянно меняется по площади. Изменения выражаются в появлении и возрастании роли пирокластических и карбонатных пород в разрезе. Так, например, в бассейне р. Олгуя и руч. Петровского толща сложена чисто терригенными породами, в верховьях руч. Нуманья и р. Глухаря в разрезе появляются туфы и туффиты андезитового состава, а в бассейне р. Находки - глинистые известняки и туфоалевролиты.

Остатки аммонитов и двустворок, собранные по разрезу, позволяют наметить внутри верхнетриасовой толщи границы ярусов и биостратиграфических зон. Но фациальные изменения, а также отсутствие четко выраженных границ внутри толщи не дают возможности расчленить ее на более мелкие единицы.

Норийский ярус (ТЗ n)

Отложения норийского яруса обнажаются в районе р. Дарпир-Юрях, руч. Мелянкир. В долине руч. Мелянкир они представлены слоистыми черными аргиллитами, темно-серыми алевролитами с подчиненными прослоями мощностью 0,1-0,5 м серых олигомиктовых песчаников. Для пород характерна мелкая косая слоистость. Выше по разрезу они согласно перекрываются отложениями нижней юры.

На правом берегу р. Дарпир-Юрях в описываемой толще преобладают аргиллиты, а алевролиты и песчаники играют подчиненную роль. В песчаниках отмечается примесь

туфогенного материала. Отложения имеют тектонические контакты с палеозоем и верхнеюрскими вулканогенными образованиями. [4]

2.8. Юрская система

Юрские отложения распространены очень широко. Они слагают значительную часть Момского хребта, встречены на востоке Булкутского массива, а также в западных и восточных отрогах хр. Арга-Тас.

Нижний отдел (J1)

Отложения нижней юры установлены в бассейне р.Олгуя, руч. Петровского, Нуманья и Находки. В этих районах они согласно залегают на верхнетриасовой толще. Толща представлена алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми алевролитами, переслаивавшимися с аргиллитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками. В верхней части (300 м) преобладают песчаники полимиктового состава от крупнозернистых до грубозернистых с редкой галькой алевролитов.

Породы серые и темно-серые до черных. Слоистость тонкая параллельная, иногда линзовидная. В алевролитах хорошо развита скорлуповатая отдельность, песчаники плитчатые, аргиллиты - шестоватые.

Границы между отдельными прослоями четкие, между пачками - постепенные. На поверхностях напластования наблюдается растительный детрит, часто углефицированный.[3]

Средний отдел

Мередуйская свита Нижняя подсвита (J2mr1)

Отложения подсвиты распространены в бассейне р Удахан-Нагаин, Сугун. Они состоят из алевролитов, песчаников и подчинённых им прослоев аргиллитов, мелких линз гравелитов. В пачках алевролитов и аргиллитов нередко присутствуют глинистокарбонатные конкреции размерами 0,2-0,5м в поперечнике, а в песчаниках-пиритовые конкреции. Отмечается увеличение роли алевролитовых и глинистых пород в подсвите в северо-восточном направлении. Мощности подсвиты не превышают 700-800м. На сопредельных с запада и юга территориях вблизи границы района в подсвите собраны остатки белемнитов и митидоидов, характерные для ааленского и байосского ярусов.

Мередуйская свита Средняя подсвита (J2mr2)

Подсвита представлена флишоидной толщей олигомиктовых и граувакковых песчаников, алевролитов, аргиллитов. Наиболее отчетливо флишоидность выражена в нижней части толщи мощностью до 470м, характеризующейся чередованием ритмичных пачек с неритмичными. Ритмичные пачки (5-100м) состоят из прослоев-ритмов (0,1-0,5м) серых, темно-серых песчаников, темно-серых алевролитов и аргиллитов. Неритмичные пачки (0,5-5м) сложены средне-грубозернистыми массивными песчаниками, содержащими гальку (3-5см) аргиллитов, иногда с прослоями алевролитов.

Верхняя часть подсвиты (330м) представлена серыми, темносерыми слоистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В песчаниках отмечаются рассеянные гальки глинистых пород и пиритовые конкреции. Выше по разрезу отложения согласно перекрываются песчаниками верхней подсвиты. Мощности подсвиты в районе не превышают 800м.

Мередуйская свита Верхняя подсвита (J2mr3)

Отложения подсветы распространены в бассейне р. Артык, на правобережье р. Делянкир, в верховьях рек Удахан-Нагаин, Кунтук. В составе их преобладают олигомиктовые и полимиктовые песчаники, вмещающие подчинённые прослои и пачки алевролитов, аргиллитов.

В основании подсветы выделяется маркирующая грубослоистая пачка (100м) серых, тёмно-серых массивных песчаников с редкими прослойками (0,2м) тёмно-серых алевролитов и аргиллитов. Выше по разрезу заметно возрастает роль алевролитов и аргиллитов. Увеличение глинистости разреза отмечается также и по латерали в северо-восточном направлении, мощности отложений в районе изменяются в пределах 600-650м. [4]

Средний - верхний отделы

Сиетаньинская свита (J2-3st)

Свита наибольшее распространение имеет в бассейне реки Сугун, в среднем течении р. Удахан-Нагаин.

Свита сложена ритмично-чередующимися серыми тёмно-серыми олигомиктовыми и граувакковыми песчаниками, тёмно-серыми алевролитами, аргиллитами. Песчаники несколько преобладают, особенно в средней части свиты, где отмечаются крупные пачки мощностью до 100м массивных косо-линзовиднослоистых песчаников. В основании свиты выделяется маркирующая пачка мощностью до 90м алевроито-глинистого состава с редкими тонкими прослоями песчаников. В алевроито-глинистых породах свиты нередко наблюдаются овалы пиритовые и антракодитовые конкреции, в песчаниках - угдефицированный растительный детрит. Общая мощность свиты составляет 1500м. [4]

Верхний отдел

Келловейский-волжский ярусы. Илинътасская свита (I3il)

Илинътасская свита слагает серию крупных, вытянутых в северо-западном направлении, полей, занимающих большую часть хр. Гармычан, восточнее - водораздельные части Булгутского массива и гряды Козловой, на востоке района - западные и восточные предгорья хр. Арга-Тас. Она залегает несогласно, чаще всего с конгломератами в основании на различных более древних образованиях.

В строении свиты принимают участие: песчаники, гравелиты, конгломераты, часто туфогенные, кремнистые алевролиты, алевролиты, андезиты, базальты, липариты и их туфы, туффиты, туфобрекчии. На отдельных участках в нижней части свиты имеются прослои доломитов, мергелей, известняков, глинистых сланцев.

Характерной особенностью свиты является её фациальная изменчивость, выражающаяся в частом выклинивании мощных терригенных, вулканогенно-терригенных пачек и потоков на очень коротком расстоянии. Органические остатки в свите редки, часто плохой сохранности и присутствуют, главным образом, на двух уровнях, отвечающих "брахиоподовому" и "пелециподовому" горизонтам, либо "ауцелловому" горизонту по схеме И.Р. Якушева (1959). Это сильно затрудняет корреляцию разрезов. [3]

Серганьинская свита (J3 sr)

Сложена зеленовато-серыми андезито-дацитами, грубоперслаивающимися с черными полимиктовыми песчаниками и глинистыми сланцами в соотношении примерно 2:1:1. Андезито-дациты с вкрапленниками разложенного андезина и хлоритизированной роговой обманки, с микропойкилитовой основной массой образуют покровы мощностью 50-100 м. Нижняя и верхняя граница рассматриваемой толщи не установлены. Контакты ее с подстилающими верхнетриасовыми и перекрывающими нижнемеловыми отложениями тектонические. Порода отнесены к серганьинской свите на основании их

сходства с аналогичными образованиями на соседней территории, охарактеризованными позднеюрской фауной. Мощность 700-750 м. [2]

Молиджакская толща (J3ml)

Толща закартирована на междуречьях Надежный-Бурус-Юрях-Дедянкир и в тектонических блоках в средней части района. Она сложена тёмными аргиллитами и тёмно-серыми алевролитами с редкими пластами (1-8м) серых, тёмно-серых мелко-среднезернистых олигомиктовых и граувакковых песчаников. В алевролитах иногда встречается галька песчаников, аргиллитов, обильный растительный детрит, пиритовые и звездчатые антракодитовые конкреции. Песчаники массивные, иногда грубое лопастые. Полная мощность овиты составляет 700м.

Сумунская свита (J3sm)

Свита распространена в верховьях рек Сугун, Аччигый-Нагаин, в среднем течении р.Удахан-Нагаин. Для неё характерна сильная фациальная изменчивость по латерали. В бассейне р.Сугун в составе свиты преобладают зеленовато-серые, светло-серые риолиты, дациты и тёмно-серые туффиты. Подчинённую роль играют тёмно-серые, светло-серые туфы риолитов и дацитсв. Риолиты и дациты образуют три крупных покрова с мощностями 70-170м, разобшённые пачками (60-200м) туффитов, и ряд маломощных потоков (0,5-10м), переслаивающихся с прослоями, пачками (5-20м) и линзами туфов. Мощность свиты на этом участке составляет 850м.

Юго-восточнее, на междуречьи Сугун-Аччигый-Нагаин, в составе свиты отмечается резкое увеличение количества туфов, появление прослоев и линз риодацитов и их туфов, лавобрекчий, игнимбритов, агломератовых туфов, резкое снижение роли туффитов и уменьшение мощности отложений до 600м. В целом, мощности свиты в районе изменяются в пределах 500-850м. [4]

2.9. Меловая система

Образования меловой системы в пределах изученной площади представлены ожогинской свитой нижнего отдела.

Нижний отдел (K1)

Нижнемеловые отложения развиты в восточной части района в Дарпирской впадине, где выполняют узкую (1-6км) грабенообразную структуру, протяжённостью более 50км. Большая часть "грабена" перекрыта четвертичными отложениями. Выходы нижнего мела отмечены в небольших эрозионных окнах в бортах долины р.Удахан- Нагаин и в верховьях рек Дарпир-Юрях и Дарпир-Сиен.

В верховьях р.Дарпир-Юрях низы толщи (190-210м) сложены слоистыми тёмно-серыми полимиктовыми песчаниками мелко-среднезернистыми, содержащими подчинённые тонкослоистые прослои и пачки (0,1-5м) алевролитов и углистых аргиллитов, стяжения (до 7см) тёмно-серых, зеленоватых плотных мергелей и пласты (0,05-1,8м) каменного угля с отпечатками .

Средняя часть её (150м) представлена переслаиванием (с элементами ритмичности) песчаников, конгломератов, алевролитов и углистых аргиллитов (прослои 0,1-2м) с углефицированными остатками флоры. В верхах толщи (160м) развиты буровато-серые песчаники средне-крупнозернистые с прослоями и мелкими линзами (0,2м) гравелитов и овальными стяжениями зеленоватотёмных мергелей. Мощности толщи составляют 500-520м.

Севернее (р.Удахан-Нагаин) в толще нет каменных углей, конгломератов и стяжений мергелей, в основании наблюдаются прослои гравелитов мощностью 5м. Мощность её достигает 600м.

Каменные угли, распространённые в низах толщи в верховьях р.Дарпыр-Юрях могут иметь промышленное значение. Поисковыми работами здесь выявлено 6 пластов углей. Продуктивный горизонт (60м) приурочен к кровле нижней песчаниковой пачки.

Конгломераты и гравелиты отличаются от разностей юры наличием гальки гранит-порфиров и ороговикованных пород. Стяжения мергелей содержат пятиокись фосфора до 2%. [4]

Ожогинская свита (КЮг)

Отложения ожогинской свиты распространены в пределах восточных предгорий хр. Арга-Тас в бассейнах руч. Якши и р.Куранах- Сала. С западной стороны они находятся в тектоническом соприкосновении с образованиями илиньтасской свиты верхней юры; в северном и восточном направлении скрываются под чехлом рыхлых неогеновых и четвертичных образований.

Контактов ожогинской свиты с подстилающими и перекрывающими образованиями не наблюдалось. На смежной с севера площади она согласно налагает на бастахскую свиту верхней юры и согласно перекрывается селяпской свитой нижнего мела.

Свита представлена преимущественно песчаниками полимиктовыми серыми, зеленовато- и буровато-серыми, содержащими пачки и линзы углистых алевролитов, линзовидные прослои углей. Песчаники обладают мелкой, средней и грубой до гравийной зернистостью, часто содержат "плавающую" гальку алевролитов и изобилуют растительным детритом. Встречаются массивные, косо- и параллельнослоистые разности. На плоскостях напластования часто отмечаются примазки углисто-глинистого материала и отпечатки флоры.

В распределении пород в разрезе намечается некоторая закономерность. Нижние горизонты содержат несколько меньшее количество углей и углистых алевролитов, которые концентрируются на определенных уровнях, слагая либо самостоятельные относительно мощные пачки, либо насыщая линзовидными прослоями отдельные пачки песчаников. Среди песчаников преобладают средне-зернистые массивные и тонкопараллельнослоистые разности.

В верхних горизонтах разреза количество углей и углисто-глинистых пород увеличивается, но этот материал распределен в виде тонких прослоев довольно равномерно по мощности. Песчаники верхних горизонтов преимущественно грубозернистые и гравийные, иногда косослоистые, содержат большое количество унифицированного растительного детрита. [3]

Глава 3. Кайнозойская группа

Кайнозойские отложения наиболее широко развиты в восточной части бассейна в предгорьях хр.Арга-Тас и представлены генетически различными образованиями, охватывающими по возрасту широкий интервал - от верхнего олигоцена до голоцена.

3.1. Палеогеновая система, верхний отдел – неогеновая система, нижний отдел

Олигоцен-миоценовые отложения распространены в восточных предгорьях хр. Арга-Тас по правобережью р. Рассохи - преимущественно в долинах рек Олгуя, Бильбет и их притоков.

Они залегают субгоризонтально на отложениях бастахской свиты. У подножья хр.

Арга-Тас выходят на дневную поверхность, слагая водораздельные части увалов на гипсометрических уровнях 600 м. При удалении от гор в сторону Колымской низменности они ступенчато погружаются под толщу плиоценовых и более молодых осадков и вскрываются лишь в русле и нижних частях долин современных водотоков. По составу это достаточно плотно сцементированные ржаво-желтые галечники, с крупными прослоями, линзами серых голубовато-серых глин, мощность которых 1-3 м, а в сторону низменности возрастает до 7 м. В отдельных местах галечники (в видимой части разреза) полностью замещаются глинами. В виде линзовидных прослоев (2-3 м), чаще по границе галечников и глин, отмечены темно-бурые, почти черные пески, переслаивающиеся (1-10 см) с супесями и суглинками. Темную окраску эти прослои имеют за счет включения большого количества углефицированных растительных остатков. [16]

3.2. Неогеновая система

Верхний отдел (N2)

Плиоценовые отложения распространены широко, покрывая практически сплошным чехлом все восточные предгорья хр. Арга-Тас. Реликты их сохраняются также на поверхности высоких цокольных террас р. Рассохи.

Они согласно перекрывают олигоцен-миоценовые отложения, но чаще лежат непосредственно на коренных породах различного возраста. В их составе выделяются галечники, валунно-галечные отложения с прослоями песков, суглинков, глин. По окраске, крупности и составу обломочного материала отложения этого возраста более разнообразны, чем олигоцен-миоценовые.

Полного их послойного разреза нет, отмечено лишь, что в низах толщ, наблюдаемых в долинах рек, преобладают сероцветные галечники с песчано-суглинистым наполнителем и хорошо окатанной галькой пёстрого состава. В верхних частях, наблюдаемых на поверхности увалов в междуречье Рассоха-Омулёвка, преимущественным развитием пользуются галечники грязно жёлтого цвета с суглинистым заполнителем и уплощённой галькой исключительно местных пород: песчаников, алевролитов тёмно-серой, чёрной, землистой, грязно-жёлтой окраски; на отдельных участках с включением валунов (0,25-0,4 м.), представленных, как правило, габброидами.

Разрезы нижних частей толщи плиоценовых отложений наблюдались в обрывах по р. Олгуя совместно с подстилающими олигоцен-миоценовыми отложениями. Верхние части толщи здесь отсутствуют, и на нижние горизонты ложатся либо плиоцен-нижнечетвертичные, либо верхнечетвертичные осадки. [3]

3.3. Плиоцен-нижнечетвертичные отложения

Отложения плиоцен-раннечетвертичного возраста развиты в восточных предгорьях хр. Арга-Тас на более низких гипсометрических уровнях (300-850 м), чем неогеновые образования, а в горной части района слагают покрывку цокольных террас (70-90 м 100-120 м) р. Рассохи, Омuleвки, Олгуи и др. Они залегают на неогеновых отложениях и перекрываются в отдельных случаях верхнечетвертичными отложениями. По составу это галечники, валунно-галечные отложения с прослоями гравийников, песков, супесей, глин, суглинков. [5]

Нерасчленённые миоцен-нижнечетвертичные отложения выполняют нижние горизонты рыхлых образований, покрывающих плато в центральной и восточной частях района. Обнажённость отложений плохая, в большинстве случаев они перекрыты более молодыми четвертичными образованиями. Выходы их на дневную поверхность известны в бортах долин водотоков, прорезающих чехол рыхлых отложений плато до коренных

пород. В их составе преобладают буроватые аллювиально-пролювиальные галечники с прослоями и линзами песков, гравия, супеси, реже суглинка, слабосцементированных конгломератов и лигнитов. Мощность прослоев и линз конгломератов, лигнитов составляет 0,2- 3,5м. Лигниты в составе толщи отмечены в истоках р.Сугун, конгломераты в долинах руч. Дириг, р.Сугун. Обломочный материал хорошо окатан, по составу отвечает местным породам. Верхняя граница отложений проведена условно по кровле буроватых галечников. [4]

3.4. Четвертичная система

В составе четвертичной системы выделяются ниже-, средне- и верхнечетвертичные отложения, верхнечетвертичные - голоценовые и голоценовые отложения.

В генетическом отношении выделяются аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, озерно-аллювиальные, озерные и палюстринные, гляциофлювиальные, ледниковые, озерно-ледниковые, лессоиды, комплекс склоновых отложений. Мощность и состав этих отложений находится в прямой зависимости от морфоструктурной обстановки.

По возрасту подразделяются на плейстоценовые (неоплейстоцен) и голоценовые.

Нижнечетвертичные отложения (Q1)

Отложения, условно отнесенные к нижнему плейстоцену, развиты весьма локально. Они обнажаются под среднечетвертичными осадками в основании 2 надпойменной террасы р. Рассохи в нижнем течении руч. Кереместях. Это аллювиальные отложения с хорошей окатанностью обломочного материала и характерной темно-серой и серой окраской. От более древних пород отличаются рыхлой цементацией. [3]

Среднечетвертичные отложения (Q2)

Аллювиальные отложения среднего звена распространены в восточных предгорьях Арга-Таса - в долинах рек Рассохи и Якши, слагая террасы высотой (10-40м), в цоколе которых нередко обнажаются коренные породы ожогинской и бастахской свит. Они представлены темно-серыми, реже желтовато-серыми галечниками и гравийно-галечными отложениями с прослоями песков и суглинков.

Разрез отложений II надпойменной террасы р.Рассохи был описан в обрывах по правому берегу р.Кереместях, где под солифлюкционно-делювиальными суглинками залегают:

1. Галечники темно-серые с гравийным, внизу с гравийно-песчаным заполнителем и единичными валунами 1,9м
2. Галечники с суглинистым, внизу с песчано-суглинистым заполнителем 0,5м
3. Пески мелко- и среднезернистые с редким гравием. 0,3м
4. Галечники с песчаным заполнителем 0,4м
5. Пески мелко- и среднезернистые с редким гравием 0,5м
6. Галечники с песчано-гравийным заполнителем и редкими валунами, внизу - линза суглинков с плавающей галькой 0,8
7. Галечники с суглинистым, внизу гравийно-песчаным заполнителем 1,1м
8. Гравийно-галечные отложения с редкими валунами 0,3м

Ниже до уреза воды - осыпь - 0,8 м. Видимая мощность в разрезе - 5,8 м. Более полный (вид. мощн. 29м) разрез в долине р.Якши сложен однообразными желтовато-серыми галечниками с единичными валунами. Общая мощность среднечетвертичных отложений более 30 м

Пыльца и споры в отложениях либо отсутствует, либо спектры очень бедны. В самых нижних горизонтах приведенного разреза зафиксированы спектры, в которых пыльца древесно-кустарниковой группы (70-80%) принадлежит *Corylus*, *Alnus*, *Betula* sec. *Nanae*, меньше *Betula* sec. *Albae*, *Pinus* s/g *Naip.*, *Alnaater*, *Tsuga*, *Carya*, *Carplnus*, *Salix*. Пыльца трав и кустарничков (12-15%) разнообразна: *Cyperaceae*, *Gramlnea*, *Artemisia*, *Erloacea*, *Polygonaceae*, *Ranunculaceae*, *Onagraceae*, *Potamogetonaceae*. Споры (7-17%) принадлежат *Sphagnum*, единично хвощам, Палинокомплексы характеризуют растительность лесного типа, более бедную в видовом отношении, чем плиоцен - раннечетвертичная, с заметно увеличившейся ролью холодолюбивых видов. [3] Все это свидетельствует о наступлении похолодания в связи со среднечетвертичным оледенением. Среднечетвертичные отложения обнаружены также под верхнеплейстоценовым аллювием (15м) правой цокольной террасы р.Дарым; здесь они представлены серым галечником с редкими валунами (до 0,3м) и песчаным заполнителем. Мощность 5м.

Также к отложениям этого возраста отнесены нерасчленённые аллювиальные, пролювиальные и ледниковые образования.

Первые развиты на высоких (70-160м) террасах рек Артык, Делянكير. Пролувиальные отложения распространены в Дарпирской впадине и в низовьях рек Сугун, Аччигый-Нагаин, Удахан-Нагаин, ледниковые на поверхности плато в обрамлении высокогорного хребта Удахан-Чистай и массива Еллу. [4]

Ледниковые отложения представлены серыми, желтовато-серыми несортированными галечниками с валунами кислых эффузивов (до 20%), примесью (до 10%) щебня и дресвы, с гравийно-песчано-суглинстым заполнителем. Валунки хорошо окатаны. Мощности отложений варьируют от 50-60м (руч.Сурага) до 120м (руч.Диринг).

Для отложений характерны «холодные» спектры с преобладанием травянистых (23-90%) и споровых (5-76%) растений над древесно-кустарниковыми (0,9-17,7%).

Аллювиальные и пролювиальные отложения представлены тёмносерыми, буровато-серыми косослоистыми галечниками с линзами песков, гравия, валунов, супесей, льдистых суглинков. Наиболее распространены линзы разнотернистых полимиктовых песков. Мощности их варьируют от 0,1м до 4м. Пески, гравий, супеси, суглинки приурочены к верхней части отложений, валунки - к нижней. Мощности отложений в районе изменяются в пределах 15-40м. В отложениях установлено преобладание пыльцы древесно-кустарниковых растений (23,9-39%), трав (46-50,3%), споровых растений (15-25,8%). [4]

Верхнечетвертичные отложения (Q3)

В группе верхнечетвертичных образований по генетическим признакам выделяются аллювиальные, озерно-аллювиальные, ледниковые и водно-ледниковые отложения.

Аллювиальные отложения развиты по многим наиболее крупным рекам района. В горной части они слагают покрывку цокольных террас (12-15 м), реже аккумулятивную террасу (8-10 м), а в предгорьях ложатся на размытую поверхность плиоценовых, либо плиоцен-нижнечетвертичных отложений, слагая в комплексе с ними террасу (13-15м).

Выделяют: 1. Аллювиальные отложения III надпойменной террасы молотковского (межледникового) горизонта (aIIIml), 1982 г. по стратотипу Молотковский Камень в бассейне р.Ануй [16]. Опорный разрез изучен в Ожогинском районе в устье р.Силяп. Отложения с размывом залегают на неогене, перекрыты едомой и представлены песками серыми с прослоями супесей, гравия, включениями растительного детрита и крупных обломков древесины. Радиоуглеродные датировки относят их ко второму межледниковому горизонту верхнего звена неоплейстоцена.

2. Аллювиальные отложения II надпойменной террасы сартанского горизонта

По составу отложения разнообразны: светло-коричневые и серые галечники, валунки, валунно-галечные, гравийно-галечные образования с прослоями суглинков, песков.

Спорово-пыльцевой спектр состоит из пыльцы древесных (26-38%), главным образом, карликовой березки (14-18%), ольховника (3-12%), кедрового стланика (2-12%), трав (28-45%) с преобладанием сложноцветных (6-7%) и постоянным присутствием осок, злаков, маревых, гвоздичных, полыни. Споры, в основном, принадлежат плаунку сибирскому и зеленым мхам. В пробе с глубины 2,5 м резко возрастает содержание пыльцы ольховника (36%), появляется пыльца лиственницы, исчезают споры плаунка. Спектр «теплее».

Озерно-аллювиальные отложения распространены только в пределах Колымской низменности и представлены суглинками, глинами, с редкими прослоями торфяников. В силу очень плохой обнаженности наблюдались лишь самые верхние части отложений, вскрытые современными водотоками. [16]

Ледниковые отложения ойягосского горизонта распространены в горах Арга-Таса, Гармычан и в предгорьях, где образуют боковые, донные и конечные морены. Формирование ледниковых образований ойягосского горизонта связано с эпохой зырянского оледенения, распространены во многих троговых долинах, в которых они слагают конечные, стадийные, боковые и донные морены, мощности от первых метров до 65 м. Ледниковые отложения также отмечены на юго-западе района в бассейнах рек Омудевки, Дарпир - Юряха и Нючаги в долинах и на междуречьях, где они образуют донные, боковые и конечные морены. Они сложены несортированным валунно-галечным материалом, связанным желтой супесью. Валун (до 3-4 м) и галька различной окатанности состоят из осадочных пород, а также гранитов и, реже, амфиболовых диабазов, которые в коренном залегании в пределах района неизвестны. Мощность отложений до 40-60 м. Они представлены валунниками, валунно-глыбово-галечными, валунно-глыбовыми образованиями, глыбами. Морены имеют грязно-желтую и желтовато-серую окраску и по вещественному составу отвечают комплексу коренных пород, распространенных в области питания ледников. [4] Наиболее полные разрезы наблюдались по правобережью р. Уродан и в троговых долинах в восточных предгорьях Арга-Таса. В первом случае ледниковые отложения слагают гряды, холмы высотой 15-30 м и представлены плохо сортированными валунно-глыбово-галечными образованиями с гравийно-древесным заполнителем. Валун и глыбы (0,3-0,8 м) составляют 40-50%, галька – 40%, заполнитель - 10-20%. Обломочный материал чаще совершенно не окатан, либо окатанность слабая. В восточных предгорьях Арга-Таса боковые морены протяженностью несколько километров и крупные конечноморенные валы сложены плохо сортированными валунниками, валунно-глыбовыми отложениями, как правило, без заполнителя либо с небольшим количеством (5-10%) суглинисто-песчаного и супесчано-гравийного материала. Валун (0,3-0,5 м, изредка до 3 м) несет ледниковую штриховку. Глыбы того же размера обладают остроугольными, либо слабо сглаженными краями. Мощность отложений изменяется от нескольких метров до 40 м. [3]

Описанные ледниковые отложения практически не содержат пыльцы и спор. Их верхнечетвертичный возраст устанавливается на основании их налегания на межледниковые отложения Казанцевского времени и залегания на них современных отложений. Отнесение их к эпохе Зырянского оледенения обосновано тем, что они образовались в результате горно-долинного оледенения, широко проявившегося в регионе, в то время как более молодое Сартанское оледенение имело в регионе локальный каровый характер. [16]

Ледниковые отложения сартанского горизонта распространены только в высокогорной зоне хребтов и массивов. Они сложены плохо сортированными угловатыми и полуокатанными обломками и глыбами, реже полуокатанными валунами, диаметром до 1 м. Заполнитель – дресвяная супесь, суглинок. Мощность их достигает 20-30 м. Отложения характеризуются, в отличие от древних образований этого же генезиса, очень свежим обликом и находятся на уровнях современных источников питания оледенения, или на незначительном расстоянии. Они образуют небольшой протяженности (до 200-

300м) валы и встречаются вдоль склонов троговых долин.

Спор и пыльцы в большинстве случаев не обнаружено. В нескольких пыльцевых пробах были встречены *Betula sec. Nanae*, *Polypodiaceae*, *Selaginella sibirica*.

Отсутствие спорово-пыльцевых спектров в описанных отложениях, а также нахождение их на определенном эрозионном уровне, позволяет отнести комплекс этих отложений к сарганской ледниковой эпохе. [17]

Водно-ледниковые отложения наиболее широко развиты в предгорьях Арга-Гаса и отрогах Гармычана, слагая террасы, зандровые поля и шлейфы. Разделены на ойягосский и сарганский горизонт. Они представлены галечниками, песками, валунногалечными, дресвяно-гравийными образованиями, гравийниками, супесями, суглинками, глинами.

В предгорьях Гармычана по левому берегу р.Булкут в уступе 10-12-метровой террасы под растительным слоем залегают:

1. Пески суглинистые серо-желтые 0,1м
2. Суглинки пылеватые светло-серые с дресвой 0,2м
3. Галечники серо-желтые с примесью (до 30%) гравия. 0,6м
4. Дресвяно-гравийные отложения темно-бурые с единичными обломками и галькой 0,8м
5. Гравийники зеленовато-серые с суглинисто-песчаным заполнителем, с редкой галькой и обломками 1,0м
6. Дресвяно-гравийные отложения с редкими ведунами и галькой 0,5м
7. Валунно-галечные отложения с линзовидными прослоями (3-5см) грязно зеленовато-серых супесей и бурых глин 1,7м
9. Валунно-галечные отложения с суглинисто-песчано-дресвяным заполнителем 0,8м

Ниже (4,5м) - осыпь. Видимая мощность в разрезе - 5,7 м, полная - около 10 м. На северо-востоке района крупный водно-ледниковый шлейф сложен преимущественно сероцветными галечниками с линзовидными прослоями песков.

Пыльца и споры в водно-ледниковых отложениях обычно отсутствуют, изредка в самых верхних горизонтах спектры представлены преимущественно пылью *Pinus s/g* *Нарп.*, меньше *Larix*, *Corylus*, *Betula sec. Albae*, *Alnus*, *Betula sec. Nanae*, *Salix*; трав мало - *Ericaceae*, единично *Gramineae*, *Compositae*, *Onagraceae*. Споры единичны и принадлежат *Sphagnum*. [3]

Водно-ледниковые образования пространственно связаны с ледниковыми, слагают террасы (2-15 м) и зандровые поля, представлены галечниками с редкими валунами (0,3 м) и прослоями песка (до I м). Галечники желтовато-серого цвета с гравийно-песчаным заполнителем, окатанность гальки хорошая и средняя. Вещественный состав: карбонатные и терригенные породы, реже жильные кварц и кальцит, граниты, диабазы.

Палинокомплексы характеризуют холодолюбивую растительность арктической тундры с преобладанием спор (81,3-84,3%) над пылью древесно-кустарниковых растений (11,5-15,4%) и трав (0,3- 7,2%). Среди споровых доминируют *Polypodiaceae* (54,2-63,3%) и *Selaginella sibirica* (33,4-39,3%). Группа деревьев и кустарников представлена кустарниковыми березами, ольховником, кедровым стлаником, единично - древесной березой и ольхой, *Pinus sp.* (с мелкой сеткой), *P. s/g Diploxylon*, группа трав - *Gramineae*, *Asteraceae*. [5]

Водно-ледниковые отложения отличаются от ледниковой хорошей сортировки, меньшей глинистостью, присутствием в верхней части линз песков мощностью до 2м. В юго-западной части бассейна мощности водно-ледниковых отложений изменяются от 25м (р.Дарпир-Юрях) до 30-50м (руч. Бугчан, р.Делянкир). [4]

Состав спорово-пыльцевых спектров из ледниковых и водно-ледниковых отложений в отличие от террасовых характеризуется преобладанием спор над пылью трав и древесных растений.

Отложения едомного горизонта (LIIIed) Распространены в пределах Колымской низменности. В многочисленных обнажениях данные отложения представлены

алевритами, обогащенными мелкими растительными остатками (нитевидные корешки трав и др.) с редкими прослоями древесных остатков и линзовидными прослоями супеси и мелкозернистого песка. Среди алевритов довольно часты неправильные, разобщенные включения темно-бурого торфа. С отложениями этого надгоризонта связана основная масса повторно-жильных накапливаемых льдов, залегающих в виде вертикальных жил с видимой мощностью 20-25м и шириной до 6-8м. Иногда льдистость достигает 90%. По криогенному строению выделяются два типа отложений: сильнольдистые сизовато-серые алевриты и плотные коричневатые алевриты. [16].

3.5. Неоплейстоцен, верхнее звено – голоцен

Представлены аллювием первой надпойменной террасы и аллювиально-пролювиальными отложениями.

Аллювиальные отложения слагают I надпойменную террасу высотой 4-7, прослеживающуюся в долинах наиболее крупных водотоков: р. Рассоха, Булгут, Олгуя и др. Наибольшие площади ими заняты на крайнем северо-востоке района при выходе р. Рассохи из предгорий в пределы Колымской низменности.

В составе отложений основную роль играют сероцветные галечники и валунно-галечные отложения, реже отмечаются галечно-гравийные отложения: пески и суглинки. В уступе террасы по левому берегу р.Рассохи, выше устья р.Якши, под растительным слоем залегают:

1. Галечники с дресвяно-песчаным заполнителем. Галька мелкая 1,1 м
 2. Галечники с гравийно-дресвяно-песчаным заполнителем. Галька крупная 0,7м
 3. Галечно-гравийные отложения с песчаным заполнителем 0,4м
 4. Валунно-галечные отложения. В заполнителе - гравий, мелкая галька, песок 1,2м
- Видимая мощность в разрезе - 3,4 м. [3]

Аллювиально-пролювиальные отложения (арIII-Н) Приурочены к склонам крупных долин, где образуют обширные шлейфы подножий и слившиеся конуса выноса. Они сложены валунниками и галечниками с несортированными и плохо окатанным галечно-гравийным заполнителем или щебнем, неслоистыми щебнистыми супесями суглинками, мощность их у подножья склонов достигает 15м. [16].

Обломочный материал аллювиально-пролювиальных отложений по составу полностью соответствует осадочным и интрузивным образованиям, развитым в пределах района. В краевых частях шлейфа в песчано-глинистых отложениях встречаются линзовидные сингенетичные и повторно-жильные льды, позволяющие говорить о перигляциальном режиме осадконакопления.

3.6. Голоцен

К современным отнесены аллювиальные, озерно-болотные образования, по возрасту и геоморфологическому положению разделенные на две части.

Нижняя часть

Отложения нижней части представлены аллювиальными и озерноболотными образованиями, которые слагают аккумулятивные и цокольные террасы высотой до 2-3 м. Аллювий состоит из галечников с отдельными валунами и щебнем, песков, суглинков, илов, торфяников. Галька и валуны различной окатанности состоят из местных коренных пород и перемытого материала более древних рыхлых образований. Мощность аллювия 5-6 м.

Разрез высокой поймы р.Рассохи ниже устья р.Якши следующий:

1. Торфяники темно-бурые 0,2 м
2. Супеси тонкие серые, замещающиеся светло-коричневыми суглинками с линзами серых суглинков и древесного мусора 0,6 м

3. Пески тонкозернистые зеленовато-серые с пропластками (1-10 см) торфяников, древесного мусора, линзовидными прослоями (3-4 см) супесей 0,8 м

4. Валунно-галечные отложения. В заполнителе гравий, грубозернистый песок, мелкая галька. В верхах - прослой (10-12 см) песков с гравием

Видимая мощность в разрезе - 2,2 м. Ниже по течению р. Рассохи разрез представлен исключительно галечниками с суглинисто-песчаным заполнителем.

Максимальная мощность отложений, судя по высоте высокой поймы, не менее 3-3,5 м.

Спорово-пыльцевые спектры отражают растительность лиственничного редколесья.

Древесно-кустарниковые (39,8-58,6%) представлены кустарниковыми березами, кедровым стлаником, ольховником, менее - ивой, лиственницей, древовидной березой, ольхой.

Среди недревесных (22,4-27,4%) преобладают вересковые, злаковые, осоковые, в группе споровых (14,9-32,8%) - Bryales, Sphagnum, Polypodiaceae, Lycopodium alpinum.

Невысокий процент кедрового стланика в древесно-кустарниковой группе и доминирующее значение зеленого мха среди споровых характеризуют начальную фазу голоцена, более холодную, чем современная. [3]

Озерно-аллювиальные отложения распространены на северо-востоке исследуемой территории по лево- и правобережью р. Рассохи в пределах Колымской низменности.

Верхняя часть

Представлена аллювием и пролювием.

Отложения, слагающие низкую пойму и выстилающие русла рек, распространены почти по всем водотокам района и разнообразны по составу: темно-серые галечники, валунно-галечные отложения, гравийники, пески, супеси, суглинки. Состав и мощности зависят от величины водотока и уклона русла. На крупных реках - Рассоха, Омудевка, Булгут и др. материал лучше сортирован и хорошо окатан; состав пестрый. На мелких водотоках, особенно на участках с крутым падением русла, материал грубый, сортировка практически отсутствует и окатанность незначительная.

Разрез отложений низкой поймы р. Рассохи в устье р. Итакня

1. Суглинки бурые с растительными остатками 0,2 м
2. Галечники с гравийным заполнителем, с единичными валунами 0,3 м
3. Галечники с песчано-гравийным заполнителем, с редкими мелкими валунами 1,0 м
4. Гравийники с мелкой галькой. 0,2 м
5. Валунно-галечные отложения с гравийным заполнителем. 0,6 м

Видимая мощность 2,3 м [5]

Русловые отложения по характеру близки к пойменным. На крупных реках это - валунно-галечные отложения, галечники с линзами песчаного и гравийного материала. Мощность их редко превышает 1-1,5 м

Пролувиальные отложения (рН) образуют конусы выносов у подножья склонов, сложены несортированными щебнем, глыбами, скрепленным суглинком. Мощность достигает 10-15 м. [16]

3.7. Неоплейстоцен, верхнее звено – голоцен, нерасчлененные

Нерасчлененные отложения представлены склоновыми (коллювиальными, десертационными, делювиальными, солифлюкционными и их парагенезисами) образованиями.

Делювиальные и солифлюкционные отложения (d,sIII-H) широко распространены на пологих и средней крутизны склонах и у их подножий. Нередко они перекрывают аллювий террас и образуют террасоувальные фации. Представлены супесями, суглинками, песками, щебнем, дресвой, мелкими глыбами. Мощность до 15-30 м. В составе отложений в разных соотношениях присутствуют щебень, глыбники, валунники, супеси, суглинки, дресвяники, редко пески. Мощность рассматриваемых отложений 3-20 м.

Делювиальные и десерпционные (d,drIII-H) образования отмечены на склонах средней крутизны (10-20°). Здесь, среди участков, где отложения сформированы медленным смещением слабо увлажненного материала, отмечены признаки площадного смыва мелкозема (делювий). Отложения представлены дресвяно-щебнистой породой с супесчаным наполнителем (до 10%) мощностью до 4 м.

Делювиальные отложения (dIII-H), представленные щебнем, дресвой, суглинком и глыбами мощностью 2-3 м.

Коллювиальные и десерпционные отложения (с,drIII-H) развиты преимущественно в средне-высокогорной альпинотипной крутосклонной части территории, в пределах которой широко распространены коллювиальные осыпи. Чехол мощностью до 15 м. Они представлены в основном глыбниками и валунниками, щебенью и дресвяниками с очень небольшой примесью песчано-галечного материала и мелкозема. Мощность их достигает 40 м.

Делювиальные и коллювиальные отложения (d,cIII-H) состоят из нескольких генетических подтипов, которые приурочены к определенным геоморфологическим условиям. На склонах высокой и средней крутизны наиболее широко развиты отложения, представленные сухими, не плотно уложенными, проницаемыми для воды и воздуха и легко подвижными скоплениями крупных и мелких глыб, щебня, дресвы. Особенно часто встречается на склонах, сложенных осадочными породами, вулканитами кислого и среднего состава. На склонах, сложенных гранитоидами в тех же геоморфологических условиях часто отмечаются крупноглыбовые образования. У подножий склонов указанные фации коллювия образуют мощные и значительные по площади накопления, которые часто осложнены оползевыми процессами. В условиях массивных плосковершинных низкогорий и среднегорий нередко возникают скальные обвальные и оползневые тела размерами до нескольких км, часть из которых, возможно, имеет сейсмогенную природу. Мощность достигает 40 м.

Элювиальные и делювиальные (e,d) образования приурочены к выположенным поверхностям водоразделов или пологим склонам, сопряженным с поверхностями выравнивания в пределах среднегорного и низкогорного типов рельефа. Сложены они дресвяно-щебнистыми породами с супесчаным или суглинистым заполнителем. Мощность отложений 1-1,5 м, на выположенных седловинах – до 3 м.

Делювиально-пролювиальные и солифлюкционно-делювиальные отложения, слагающие конусы выноса, шлейфы развиты достаточно широко по всей территории и особенно в ее восточных частях.

Делювиально-пролювиальные отложения слагают преимущественно конусы выноса и шлейфы у подножья крутых склонов и представлены несортированными щебнем, глыбами, суглинками мощностью от 0,5 до 5 м.

Солифлюкционно-делювиальные отложения развиваются на склонах пологих и средней крутизны. Наиболее широко они распространены в восточных предгорьях хр. Арга-Тас на склонах увалов, сложенных неогеновыми галечниками и валунно-галечными образованиями. Этим во многом объясняется их состав - суглинки, супеси, глины с примесью щебня, иногда с плавающей галькой и валунами. Время формирования отложений достаточно длительное, в значительной мере накопление их связано с усилением эрозии в верхнечетвертичное время и продолжается в голоцене. [16]

Глава 4. Интрузивные образования

Среди интрузивных пород выделяются четыре разновозрастных комплекса. Наиболее ранний, среднеюрский, комплекс представлен габброидами и развит очень локально, в Булкутском массиве. Позднеюрский комплекс распространен широко по всей изучаемой территории и представлен гранитоидами и габброидами. К раннемеловому комплексу отнесены граниты и аплиты Рассошинского массива, а к палеогеновому - габброиды дайковых серий, концентрирующихся вдоль зон разрывов, отвечающих этапу поздней активизации.

Среднеюрские интрузии.

Среднеюрские интрузии сложены диабазами, долеритами, эссекситовыми габбро и представлены штоками и дайками на левобережье р. Булкут в районе Булкутского массива, а также в верховьях руч. Ичен, на правобережье руч. Широкий. Интрузии прорывают верхнепалеозойские и триасовые отложения и перекрыты верхнеюрскими конгломератами илинйтасской свиты содержащими гальку аналогичных габброидов.

Наиболее крупный из штоков расположен в междуречье Трюлиньи и Булкута и занимает в плане около 18 км² площади. Он вытянут в субмеридиональном направлении. Границы его с вмещающими верхнепалеозойскими и триасовыми породами резкие, секущие, субвертикальные. Кровля массива неровная с частыми провесами. Шток сложен диабазами, переходящими иногда в зоне эндоконтакта в долериты. Экзоконтактовые изменения незначительны и проявляются, главным образом в слабом ороговиковании пород. Иногда возле контакта появляются кальцит-эпидотовые жилы мощностью не более 1,0 м. [6]

Небольшой шток эссекситового габбро описан в верховьях р. Ичен. Он занимает в плане площадь около 1,5 км² и вытянут в северо-западном направлении. Границы его с вмещающими породами верхнего девона, ордовика и триаса секущие резкие. Строение штока однородное. Он сложен крупнозернистым габбро, ближе к контакту зернистость пород постепенно уменьшается до среднезернистых, а на отдельных участках до мелкозернистых разностей. Экзоконтактовые изменения незначительны и проявляются в появлении возле штока карбонатных и кварц-карбонатных прожилков мощностью не более 0,3-0,4 м.

Дайки обычно располагаются сериями, ориентированы в северо-западном направлении и протягиваются на расстояние до 10 км при мощности 20-50 м, реже 100-200 м. Дайки либо вертикальные, либо субпластовые, с падением на восток, или юго-восток. Дайки обычно сложены диабазами, реже долеритами. На контакте с дайками наблюдается незначительное ороговикование пород, иногда окремнение. Мощность зон экзоконтактового изменения не превышает 0,3-0,5 м.

Эссекситовое габбро - темно-зеленая порода с монцонитовой структурой. Она сложена плагиоклазом (30%), калиевым полевым шпатом (40%), клинопироксеном (20-25%), ильменитом (5-10%).

Плагиоклаз присутствует в идиоморфных таблитчатых и удлиненно-таблитчатых индивидах с зональным строением. Зональность прямая: внешние зоны - водяно-прозрачный альбит; внутренние зоны - андезин интенсивно замещенный мелкозернистым агрегатом эпидота. [10]

Клинопироксен образует зерна идиоморфных очертаний и представлен клиноэнстатитом. Иногда замещается волокнистой роговой обманкой.

Ортоклаз образует ксеноморфные, сильно пелитизированные зерна. В контакте с плагиоклазом корродирует последний.

Ильменит часто лейкоксенизирован. Присутствует в мелких ромбоэдрических

кристаллах между индивидами плагиоклаза и клинопироксена.

По химическому составу эссекитовое габбро попадает в группу пород, недосыщенных кремнеземом и глиноземом, умеренно богатых щелочами, преимущественно калием; богатых магнием.

Диабазы - зеленовато-серые и грязно-зеленые массивные, обычно среднезернистые породы с порфировой, гломеропорфировой либо эфировой структурами. По химическому составу диабазы среднеюрских интрузий относятся к нормальному ряду пород, в большинстве своем слабо недосыщенных кремнеземом и глиноземом. От более молодых диабазов отличаются повышенной щелочностью и значительным колебанием содержания кремнекислоты.

Долериты обладают тем же минеральным составом, что и диабазы, отличаются от последних только своей долеритовой структурой.

Среднеюрский возраст описанных выше интрузий устанавливается по геологическим данным. Они прорывают отложения триаса и перекрываются базальными конгломератами верхней юры. Таким образом, время их формирования связано со среднеюрским этапом складчатости в районе. [8]

Позднеюрские интрузии

Позднеюрские интрузии представлены габброидами и гранитоидами, слагающими штоки и дайки.

Габброидные штоки и дайки сложены диабазами, долеритами, базальтовыми порфиритами, диоритами, перидотитами, пикритами. Из перечисленных пород лишь диабазы слагают самостоятельные тела. Остальные породы являются фациальными разновидностями в пределах диабазовых тел.

Описываемые интрузии распространены широко в пределах хр. Арга-Тэс, в низовьях р. Сибикеньи, известны в центральной части района, и на лево- и правобережье р. Рассоха. Они прорывают образования илиньтасской свиты верхней юры и пространственно тесно связаны с покровами базальтов и субвулканическими телами позднеюрского возраста.

Штоки немногочисленны, распространены по правобережью р. Рассохи, известны в долине р. Сибикеньи. В плане они представляют собой изометричные тела размером 0,15-0,28 кв. км, в отдельных случаях - 2 км². Сложены однородными по всему телу диабазами, обычно крупнокристаллическими зеленовато-серыми. Часто содержат ксенолиты измененных карбонатных и красноцветных пород палеозоя, провесы кровли, сложенные туфами и туфопесчаниками илиньтасской свиты.[5]

Дайки распространены широко и располагаются на площади сериями. Наибольшая концентрация даек наблюдается в пределах хр. Арга-Тас и в бассейне нижнего течения р. Сибикеньи. Преобладающие простирания даек - северо-западные. По отношению к вмещающим породам дайки ведут себя как согласные, полусогласные, либо секущие тела. В некоторых случаях они располагаются вдоль плоскостей разрывных нарушений. Характер залегания меняется от субгоризонтального до вертикального. Протяженность даек составляет от нескольких сотен метров до 10 километров. Мощность колеблется от 2-10 до 100-200 метров. Крупные дайки часто по простиранию расщепляются на ряд более мелких. Они сложены преимущественно диабазами и базальтовыми порфиритами массивной текстуры, зеленовато-серой, салатно-зеленой, темно-зеленой окраски. Внутреннее строение даек находится в прямой зависимости от их мощности. Маломощные тела (первые метры) сложены, как правило, мелкокристаллическим равномернозернистым диабазом. Тела мощностью в десятки метров в центральных частях представлены крупнокристаллическими диабазами порфировидного сложения, в других случаях - среднекристаллическими равномернозернистыми диабазами, диоритами, долеритами. В краевых частях таких тел отмечаются мелкокристаллические диабазы, базальтовые порфирита. Переходы между всеми разновидностями пород постеленные.

Позднеюрский возраст штоков и даек основного состава принимается по геологическим данным. Они прорывают образования илиньтасской свиты верхней юры, будучи пространственно и генетически тесно связаны с позднеюрскими покровами базальтов. [8]

Гранитоидные штоки и дайки. Сложены лейкократовыми, биотитовыми, биотит-роговообманковыми, роговообманковыми гранит-порфирами, гранитами и микрогранитами. Распространены менее широко, чем одновозрастные интрузии основного состава, главным образом, в западной части изученного района, в районе хр. Гарнычан и западной части Булкутского массива.

Интрузии прорывают различные палеозойские толщи и приурочены, как правило, к зонам крупных разрывных нарушений северо-западного направления, располагаясь часто в местах сочленения палеозойских и мезозойских образований.

Штоки имеют в плане изометричную форму занимая по площади от 1,5 км² до 16 кв.км. Контакты с вмещающими породами обычно крутые, в сторону от интрузии, резкие, прямолинейные. Кровля обычно пологая, неровная с частыми провесами. Центральные части штоков обычно сложены лейкократовыми гранитами, переходящими ближе к контакту в гранит-порфиры.

Дайки гранитоидов субвертикальные, реже наклоненные под углом 40-60°, внедряются обычно вдоль крупных разломов северо-западного простирания и имеют протяженность не более 200 м при мощности от 10 м до 50 м. Сложены они обычно микрогранитами, либо гранит-порфирами. Строение даек весьма различно. Иногда они сложены микрогранитами, переходящими в гранит-порфиры в зоне эндоконтакта. На отдельных участках они сложены гранит-порфирами, содержащими различное количество вкрапленников в центральных и периферических частях дайки. Контактные изменения возле даек практически отсутствуют.

Магматические породы описываемых штоков и даек обладают массивной текстурой, светло-серой, зеленовато- и розовато-серой окраской и различаются по структуре.[3]

Раннемеловые интрузии

Раннемеловые интрузивные образования представлены гранитами Рассошинского массива и сопровождающими его дайками аплитов.

Раннемеловые граниты слагают массив, вскрытый в долине р. Рассохи в 6 км выше устья руч. Сахарымнан, прорывающий известняки и доломиты живецкого яруса и туфопесчаники, туфогравелиты и туфоалевролиты илиньтасской свиты верхней юры.

Рассошинский массив имеет в плане изометричную форму и размер 30 км². Контакты массива резкие крутые, рвущие, наклонены в сторону от интрузии. С востока контакт осложнен крутым взбросом, приведшим к расщеплению ожелезнению гранитов восточной части массива. В центральных частях массив сложен неравномерно- крупно- и среднезернистыми гранитами лейкократовыми биотитовыми серой окраски. В краевых частях массива появляются мелкозернистые белые гололейкократовые граниты.

В эндоконтактных зонах граниты содержат ксенолиты серых кремнистых пород. Экзоконтакты сопровождаются ороговикованием терригенных вмещающих пород, мраморизацией и участками скарнированием карбонатных пород. Скарны обычно диопсидовые с примесью гематита и пирита. Мощность зон скарнирования не более 0,5 м. Скарнирование в пределах зоны неравномерное, пятнистое.

Массив сопровождается дайками аплитов и жилами молочно-белого кварца, содержащими иногда чешуйчатый гематит, пирит, арсенопирит, касситерит, висмутин. Мощность жил не более 0,5- 0,5 м.[3]

Дайки аплитов, сопровождающие граниты Рассошинского массива представляют собой линейные тела небольшой протяженности, мощностью 3-4 м (реже до 10-15 м). Они

концентрируются сериями вблизи контактов массива, располагаясь параллельно контактам, либо рассекая их. Встречаются так же в отрыве от массива, к северо-западу от него. В этом случае ориентированы в северо-западном направлении согласно с простиранием структур вмещающих пород. Дайки обладают однородным строением, контактовых изменений не несут. Аплиты представляют собой белые и светло-серые массивные мелкозернистые породы с аплитовой (гранулитовой), иногда микропегматитовой структурой.

Граниты и связанные с ними аплиты прорывают верхнеюрскую илиньтасскую свиту. Кроме того, по составу, строению массива к особенностям химизма они сходны с Колымским комплексом гранитоидов, имеющим раннемеловой возраст.[8]

Палеогеновые интрузии

К палеогеновым интрузивным образованиям отнесены дайки диабазов, диабазовых порфиритов, габбро-диабазов, базальтовых порфиритов, концентрирующиеся сериями вдоль крупных зон разрывов, отвечающих этапу поздней активизации. Дайки рассекают плоскости более древних разрывных нарушений.

Наиболее западная серия располагается на крайнем юго-западе района работ, где параллельные субвертикальные дайки диабазов северо-западного простирания сечет отложения среднего и верхнего ордовика, а также силура. Контакты даек с вмещающими породами крутые, резкие, прямолинейные. Мощность даек 5-6 м. при протяженности 400-600 м.[6]

Дайки обычно сложены в центральных частях диабазами, реже габбро-диабазами, переходящими в зоне эндоконтакта мощностью до 0,3 м в диабазовые, либо базальтовые порфириты. Экзоконтактовые изменения незначительны и выражаются в слабом ороговиковании алевролитов и песчаников. В карбонатных породах появляются единичные эпидот-диопсидовые прожилки мощностью не более 0,2-0,4 м. Мощность зоны экзоконтактовых изменений не превышает обычно 1-1,5 м.

Вторая крупная серия даек располагается восточнее, в бассейне рек Нуманья, Глухарь, Сибикеня, где дайки имеют субмеридиональное простирание, отклоняясь восточнее р. Глухарь на северо-восток, а западнее - слегка на северо-запад. Это также как и в западной полосе крутые, преимущественно субвертикальные дайки мощностью 10-30 м при протяженности от 50-60 м до 3 км. Дайки этой серии отличаются более однообразным составом. Центральные части обычно сложены диабазами, переходящими к периферии в диабазовые порфириты. Эндоконтактовые части даек, секущих карбонатные толщи девона, отличаются более меланократовым составом слагающих их диабазов. В экзоконтакте появляются редкие эпидотовые, эпидот-кальцитовые и кварц-эпидотовые прожилки мелкозернистого строения мощностью не более 10-15 см.

Третья серия даек располагается вдоль Аргатасской системы разломов на лево- и правом берегу р. Булкут в его нижнем течении. Дайки имеют северо-западное и северо-восточное простирание, секут отложения магарской свиты и увязкинской толщи, а на левобережье р. Булкут и илиньтасскую свиту. Дайки субвертикальные, мощность их 5-10 м при протяженности до 1,3 км. Они однородны по строению и сложены преимущественно диабазами. Экзоконтактовые и эндоконтактовые изменения практически отсутствуют. Иногда в зоне экзоконтакта появляются единичные маломощные кальцитовые и кальцит-эпидотовые прожилки (до 0,2 м). [5]

Диабазы, являющиеся наиболее распространенными породами в палеогеновом комплексе, представлены массивными мелко- и среднезернистыми разновидностями, иногда порфиридовидными. Это серые, темно-серые и зеленовато-серые породы, бурящие на выветрелой поверхности.

По результатам химических анализов диабазы могут быть отнесены к группе недосыщенных кремнеземом, бедных щелочами меланократовых габброидов.

Оливиновые разности - к группе слабо недосыщенных кремнеземом, умеренно богатых щелочами меланократовых пород.

В отличие от более ранних габброидов палеогеновые диабазы отличаются отсутствием вторичной альбитизации, высокой железистостью и низкими содержаниями титана.

Описанные выше интрузии отнесены к палеогеновому этапу условно. Они являются наиболее молодыми в изучаемом районе по геологическим соотношениям и радиологический возраст их, установленный калий-аргоновым методом, колеблется от 28 до 67 млн. лет.

Глава 5. Субвулканические образования

Субвулканические образования пользуются широким распространением в северо-восточной части района, главным образом, в восточной части Булкутского массива и в пределах хр. Арга-Тас. Среди них выделяются девонские трахилипариты и верхнеюрские базальты и базальтовые порфириды.

Девонские субвулканы

К девонским субвулканическим образованиям отнесены два тела трахилипаритов в бассейне р. Булкут, секущие породы увязкинской толщи среднего девона. Наиболее крупное из них располагается на левобережье р. Булкут в 7 км выше устья руч. Тыннях. Субвулканическое тело имеет в плане неправильную слегка вытянутую в северо-западном направлении форму. Длина его около 4 км при ширине до 1,5 км. Юго-западный контакт осложнен разломом. На других участках контакт падает к центру субвулкана под углом 50-70°. Центральные части субвулкана сложены трахилипаритами порфировой структуры, в краевых частях развиты преимущественно афировые разности. В эндоконтакте часты плохо переработанные ксенолиты кремнистых пород и похожие на туфы автомагматические брекчии. В последних обломки псаммитовой, реке псефитовой размерности остроугольной формы трахилипаритов, кремнистых алевролитов, сцементированы трахилипаритом. Количество обломков в автомагматической брекчии колеблется от 60-70% до 40-50%. Максимальная ширина зоны брекчий наблюдается на выположенных участках контакта и измеряется несколькими метрами. В зоне разлома на юго-западе трахилипариты превращены в кварц-хлоритовые сланцы. Экзоконтактовых изменений не наблюдается. [3]

Второй субвулкан меньших размеров располагается ниже по долине р. Булкут в районе устья руч. Уродан. Это субпластовое тело, вытянутое в северо-западном направлении на 7 км при ширине 600-800 м, сложенное трахилипаритами порфировой структуры. Аналогичные тела, но немасштабные, вскрыты в береговых обрывах р. Булкут в 2 км выше устья руч. Тыннях, где субпластовые субвулканические дайки прорывают увязкинскую толщу. Углы наклона контактов около 40-60°, оба контакта сопровождаются автомагматическими брекчиями, часто принимаемыми за туфы. Мощность брекчий около 0,5 м. Автомагматические брекчии сложены остроугольными обломками (до 70% объема породы) светло-серых трахилипаритов, сцементированных сильно серицитизированным и каолинизированным трахилипаритом с фельзитовой структурой. Внутреннее строение субпластовых даек отличается однородностью. Они сложены афировыми трахилипаритами. В верхних частях лишь появляются мелкие пиароловые пустоты, выполненные щетками мельчайших кристаллов кварца, реже альбита (до 0,2-0,3 мм).

Трахилипариты девонских субвулканических штоков и даек представляют собой серые, желтовато-серые и розовато-серые мелко-среднекристаллические породы часто с плитчатой отдельностью. Наблюдаются порфировые разности с микро-

аллотриоморфнозернистой и микролитовой структурой основной массы и афировые разности с микро-аллотриоморфнозернистой структурой.

Возраст охарактеризованных выше трахилипаритов весьма условен и принят по их геологическому положению. Они с резким угловым несогласием перекрываются базальными конгломератами илиньтасской свиты верхней юры и пространственно, а возможно, и генетически, тесно связаны с увязкинской толщей среднего девона. В опорных разрезах увязкинской толщи в долине руч. Увязки описаны туфы кислого состава, содержащие сходные трахилипариты в обломках, что позволяет предположить и генетическую связь. [5]

Позднеюрские субвулканы

Позднеюрские субвулканические базальты и базальтовые порфириты распространены в районе хр. Арга-Тас и в его восточных предгорьях, образуя серию крупных и мелких тел, тесно пространственно и генетически связанных с описанными выше позднеюрскими габброидами.

Наиболее крупные тела располагаются цепочкой вдоль осевой части хр. Арга-Тас, где прорывают вулканогенно-осадочные образования шумнинской толщи предположительно пермского возраста. Самое крупное из них вытянуто в субмеридиональном направлении на расстояние до 7 км при ширине не более 2 км. Западный контакт его имеет восточное падение под углом 40-50°, на отдельных участках осложнен разломом. Восточный контакт падает на запад под углом 70-80°. Северный и южный контакты имеют крутое (70-80°) падение в сторону центра субвулканического тела. Со всех сторон в зоне экзо- и эндоконтакта субвулканического тела имеются автомагматические брекчии, мощностью до 700-800 м на западе и до 150-200 м на востоке. Эндоконтактные брекчии сложены крупными (до 10-30 см в поперечнике) остроугольными, слегка оплавленными по краям обломками базальтов, базальтовых порфиритов, изредка диабазов, сцементированными базальтами афировой структуры, часто эпидотизированными. Иногда обломки вытянуты вдоль поверхности контакта; часто периферическая часть оплавленных обломков сильно осветлена. Ширина зоны осветления достигает 3-4 см для наиболее крупных обломков. Экзоконтактные брекчии среди оплавленных обломков содержат черные кремнистые алевролиты, зеленовато-серые сланцы, песчаники и базальты шумнинской толщи. Центральная часть субвулканических тел сложена базальтовыми порфиритами, переходящими в базальты ближе к контакту. [3]

Севернее описанного субвулканического тела на его простирании располагается второе более мелкое тело, возможно являющееся сателлитом первого. Контактные взаимоотношения его с вмещающими породами аналогичны только что описанному, западный и восточный контакты осложнены разломами. Для этих тел характерна субвертикальная столбчатая отдельность.

Вторая группа субвулканических тел развита в восточных предгорьях хр. Арга-Тас в верховьях руч. Якши. Это вытянутые преимущественно в субмеридиональном направлении мелкие тела, занимающие в плане не более 0,18-0,8 км² площади. Контакты их с вмещающими породами илиньтасской свиты верхней юры обычно крутые, секущие, сопровождаются незначительным ороговикованием вмещающих пород. Упомянутые выше автомагматические брекчии играют здесь ничтожно малую роль. Субвулканические тела сложены обычно базальтами, реже базальтовыми порфиритами, тяготеющими обычно к центральным частям тел. Некоторые тела расщепляются по простиранию на серию субвулканических даек.

Субвулканические тела сопровождаются удлиненно-линзовидными прожилками кварца, кальцита, серпентин-асбеста мощностью от 0,5 до 20-30 см, рассекающими контакты тел.

Субвулканические базальты и базальтовые порфириты представляют собой зеленовато-

серые, либо темно-зеленые миндалекаменные, реже массивные породы. Миндалины составляют 20-30% объема породы, имеют размер от 1,5 до 10 мм и выполняются зеленым мелкочешуйчатым хлоритом, часто совместно с халцедоном, в других случаях - агрегатом зерен кальцита.

Глава 7. Гидротермальные и метасоматические образования

Гидротермальные проявления в изучаемом районе представлены разнообразным жильным комплексом, зонами окварцевания и сульфидизации. Метасоматические образования представлены скарнами и роговиками.

Жильный комплекс включает кварцевые, карбонат-кварцевые, эпидот-кварцевые, баритовые, аксинитовые, гематитовые жилы.

Кварцевые жилы приурочены к зонам разломов, экзоконтактовым частям разновозрастных интрузий, на участках развития бастакской свиты. Наиболее часто встречаются они в хр. Арга-Тас и в районе гряды Козловой. Кварцевые жилы сложены молочно-белым кварцем мелко- и среднезернистой структуры. В хрусталеносных жилах кварц обычно перекристаллизован с образованием полостей, выполненных кристаллами горного хрусталя. Среди кварцевых жил выделяется мономинеральные кварцевые жилы, карбонат-кварцевые и эпидот-кварцевые. в качестве карбоната в жилах выступает обычно кальцит, реже доломит, магнетит и сидерит. По морфологии выделяются пластообразные тела, линзовидные жилы, серий трещинных прожилков, сложные по строению жилы, лестничные яйлы и зоны, насыщенные кварцевыми жилами разной морфологии. Длина жил колеблется от 10 м до 2 км, мощность от 1,5 м до 15,0 м. Большая часть жил безрудна. Иногда в них содержится убогая вкрапленность сульфидов. С некоторыми жилами связаны проявления золота и хрусталя.

Баритовые жилы очень редки и встречаются на западе и в центральной части района. Отмечается их приуроченность к отложениям силура и ордовика, либо к полям развития даек основного состава. Это линзовидные жилы, однородного строения, сложенные серовато-белым массивным среднезернистым баритом. Видимая протяженность некоторых жил достигает 30 м при мощности 0,5-2,5 м.

Аксинитовые жилы часто встречаются в районе хр. Арга-Тас, где располагаются вблизи крупных тел позднеюрских диабазов, однородного строения и сложены бледно-фиолетовым оксинитом, зеленым эпидотом и цоизитом. Контакты с вмещающими породами редкие, четкие. Мощность жил не превышает 0,4 м при видимой протяженности до 10 м.

Гематитовые жилы установлены в юго-восточной части площади в экзоконтактовых частях верхнеюрских гранитоидов. Они образуют своеобразные небольшие зоны прожилкования, состоящие из тонких (1-7 мм) прожилков гематита, Ширина зоны гематитизации 2-10 м, при видимой протяженности до 10 м.

Зоны окварцевания часто встречаются на изученной территории, Окварцевание обычно выражается в развитии маломощных (до 10 см) кварцевых прожилков. Последние насыщают участки пород, примыкающие к разрывным нарушениям. Зоны повышенной трещиноватости, возникающие на пересечении разломов. Часто окварцеванию подвергаются терригенные палеозойские породы. В долине р. Рассоха выше устья р. Серечен в зоне Сереченского разлома отмечается интенсивное окварцевание пород мирнинской свиты. Здесь тонкозернистый агрегат наложенного кварца развивается по песчаникам, алевролитам и конгломератам, придавая им кварцитовидный облик. Площадь тонкого окварцевания около 4 км². На восточном склоне хр. Арга-Тас интенсивному окварцеванию подверглись алевролиты и песчаники куранахсалинской толщи. Возле разлома на участке площадью около 0,5 км², в серых кварц-полевошпатовых песчаниках появляется в значительных количествах тонкозернистый агрегат вторичного кварца.

Порода осветляется, становится массивной и внешне напоминает вторичный кварцит. С этими кремненными породами связано золото. [3]

Пиритизация является наиболее распространенным процессом. Она сопровождает многочисленные интрузивные и эффузивные магматические образования, в ряде случаев пирит отмечается в различных типах жил, а также во вмещающих их породах. Пирит интенсивно развивается по зонам разломов, смятия. Пиритизация проявляется практически во всех стратиграфических подразделениях вне зависимости от возраста и их состава. Наиболее широко она распространена в породах илиньтасской свиты, где пиритизированные участки достигают 1 км. Обычно же эти участки составляют сотни кв.м. и не выражаются в масштабе карты. Многие толщи содержат сингенетичный пирит в значительных количествах. С зонами пиритизации связаны повышенные концентрации золота.

Сульфидизация встречается редко преимущественно в экзо- и эндоконтактных частях разновозрастных интрузий кислого, реже основного состава. Обычно тончайшая вкрапленность магнетита, пирротина, либо галенита с халькопиритом, либо магнетита и галенита. Состав рудных минералов устанавливается лишь при минералогическом анализе. Площадь сульфидизированных участков не превышает 100-200 м² по простиранию. С зонами сульфидизации связаны часто ореолы свинца, цинка, меди, золота.

Скарны установлены в экзоконтакте раннемеловой интрузии с известняками живета, где они образуют серию вытянутых метасоматических тел мощностью 0,3-0,5 м при протяженности до 5-6 м. Тела скарнов обычно вытянуты вдоль интрузивного контакта. Контакты скарна с известняками обычно неровные, волнистые, но резкие. Скарны зеленовато-серые и зеленые, часто густо-зеленые породы мелко- и среднезернистого строения, массивные. Среди них выделяются эпидотовые, эпидот-диопсидовые и диопсид-магнетитовые разновидности, распределяющиеся в метасоматических телах в виде зон. Ближе к интрузивному контакту с гранитами преобладают диопсид-магнетитовые скарны с вкрапленностью галенита и сфалерита, далее от контакта они интенсивно сменяются эпидот-диопсидовыми и эпидотовыми разновидностями с вкрапленностью гематита и пирита. Структура породы нематогранобластовая.

Роговики установлены в зоне экзоконтакта в северо-западной части Россошинской интрузии, где граниты контактируют с песчаниками и алевролитами илиньтасской свиты. Породы темно-серые плотные мелкозернистые, часто пятнистые с роговиковой микроструктурой. Сложены они гранобластовыми зёрнами кварца, альбита, содержащими неправильной формы скопления биотита и кальцита, иногда кордиерита. На контакте с песчаниками ороговикование пород незначительное и выражается, главным образом, в некоторой грануляции зёрен кварца и полевых шпатов, а также в появлении мелких скоплений новообразованного биотита и кварца. [5]

Глава 8. Тектоника

Изучаемый район располагается на южном окончании хр. Черского и является составной частью Омудевского антиклинория, входящего в систему мезозойско-Яно-Колымской складчатой области. [3]

Район имеет очень сложное строение, так как неоднократно претерпевал деформации сжатия, приведшие к значительным горизонтальным разнонаправленным перемещениям и сближению палеозойских блоков из различных структурно-фациальных зон. Поэтому название Омудевский антиклинорий сохранено для этой части района скорее по традиции, чем по сути.

Антиклинорий имеет двухярусное строение. Нижний структурный ярус сложен мощным комплексом осадков от ордовика до нижней юры включительно и весьма неоднороден по набору формаций, что позволяет выделить в районе ряд зон. Поскольку полнота вертикальных формационных рядов не одинакова, а также не исключается возможность их аллохтонного залегания, выделение этих зон в какой-то мере условно. [12]

На западе изучаемого района (*Гармычанская зона*) нижний ярус представлен набором карбонатных и терригенно-карбонатных формаций от ордовика до нижнего карбона включительно миогеосинклинального типа общей мощностью около 9 км. Восточнее происходит существенное изменение вещественного состава формаций нижнего яруса за счет появления сначала на уровне ордовика и силура трахибазальтов и трахиандезитов и связанных с ним пирокластических пород (Россошинская зона), а затем вулканогенных пород: на уровне девона - спилит—диабазовой формации, а перми - формации толеитовых базальтов, ассоциирующих с филлитовидными сланцами, песчаниками и кремнистыми алевролитами (Аргатасская зона). [10]

Верхний структурный ярус является общим для всех выделенных зон и представлен вулканогенно-терригенной и терригенной формациями верхней юры (илиньтасская и бастахская свиты). На границе между выделенными выше крупными зонами развиваются многочисленные надвиги, тектонические покровы (участки сжатия), либо зоны сбросов (участки растяжения).

Изучаемый район характеризуется сложным строением из-за сложной сети разрывных нарушений. Большая часть разрывных нарушений, как пологих, так и крутых, является складчатой и сформировалась, по-видимому, в среднеюрское время, определив разнородность строения нижнего структурного яруса. Позднее до настоящего времени происходит обновление среднеюрских разломов и возникает серия послепермских разломов, усложняющих строение не только нижнего, но и верхнего структурного яруса. [3]

Гармычанская зона

Зона охватывает всю территорию хр. Гармычан и ограничена с востока Сереченской зоной взбросо-надвиговых деформаций.

Нижний структурный ярус в ее пределах выведен на поверхность в виде отдельных выступов и сложен карбонатными формациями среднего ордовика, карбонатно-терригенной формацией верхнего ордовика, силура, карбонатной формацией девона - нижнего карбона.

Породы собраны в серию брахиформных и линейных складок северо-западного простирания с углами наклона прослоев от 30°- 40° до 60-80°, осложненных мелкой дисгармоничной складчатостью и многочисленными разрывными нарушениями, ширина складок на юго-западе района, где выходы палеозойского основания наиболее крупные,

колеблется от 12-15 км до 3-4 км. Севернее, на северо-западе района характер складчатости более сложен. Здесь преобладают узкие (ширина 1,5-3 км) линейные складки, часто опрокинутые, и моноклинали (долина р.Трюлинья в ее верховьях, верховья р.Булкут), осложненные надвигами и сбросами, по которым на них надвигаются верхнедевонские и нижнекаменноугольные карбонатные толщи, собранные в относительно пологие брахиформные складки. Углы наклона в крыльях складок аллохтона 35-60°, в складках автохтона - 70-80° до вертикальных. [6]

Верхний структурный ярус представлен мощной (до 4,5 км) терригенно-вулканогенной формацией келловейского-волжского ярусов (илиньтасская свита). В строении верхнего структурного яруса наблюдаются линейные, вытянутые в северо-западном направлении складки разной ширины и крутизны, часто наследующие характер складчатости нижнего структурного яруса.

На северных участках зоны складки обычно узкие (1,0-2,5 км), линейные, с крутыми крыльями (70-85°), часто опрокинутые и осложненные сбросами. На юге зоны складчатость более спокойная. Складки более широкие (до 80-85 км) с углами падения крыльев от 20° до 50°. Обычно над синклиналями нижнего структурного яруса развиваются синклинали в верхнем.

Интрузивные образования в зоне довольно малочисленны и представлены небольшими телами габброидов и гранитоидов, тесно связанных с покровами и потоками Илиньтасской свиты. [5]

Рассошинская зона

Зона находится в среднем течении р.Рассоха на ее левом берегу и ограничена с запада Сереченской, а на востоке - Аргатаской зоной разломов. (Рис. 7)

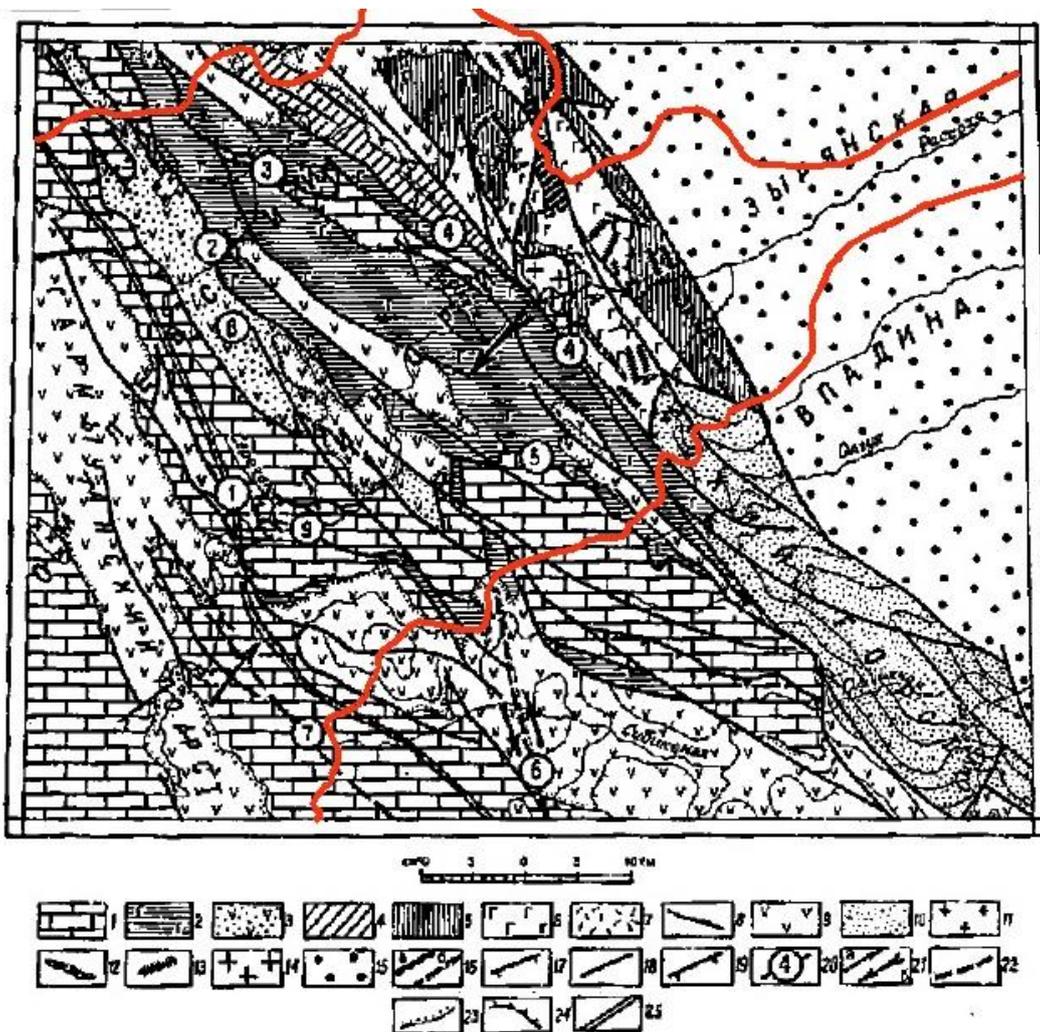


Рис. 11 Тектоническая схема на лист Q-55-XXIX,XXX. [3]

1-14 -Омулевский антиклинорий: 1-6 - нижний структурный ярус: 1 - терригенно-карбонатная формация ордовика - нижнего карбона, 2 - терригенная формация верхнего палеозоя - раннего мезозоя, 3 - вулканогенно-терригенная формация ордовика и силура, 4 - терригенно-вулканогенная формация среднего девона, 5 - терригенная формация верхнего палеозоя, 6 - терригенно-вулканогенная формация верхнего палеозоя, 7 - штоки суб вулканических трахилипаритов среднего девона, 8 - штоки и пластотелье тела среднеюрских габброидов; 9-14 - верхний структурный ярус: 9 - верхнеюрская терригенно-вулканогенная формация, 10 - терригенная формация верхней юры и нижнего мела; 11-13 - поздне-юрские штоки, пластотелье тела и дайки: 11 - гранитоидов, 12 - субвулканических базальтов, 13 - габброидов; 14 - штоки раннемеловых гранитов; 15 - Зырянская наложенная впадина; 16-25 - прочие обозначения: 16-17 - среднеюрские разрывные нарушения: 16 - а - вертикальные, б - вертикальные, перекрытые более молодыми образованиями; 17 - наклонные; 18-19 - меловые разрывные нарушения: 18 - вертикальные, 19 - наклонные; 20 - обозначения конкретных структур и разломов: 1 - Сереченская система чешуйчато-надвиговых дислокаций, 2 - Трюлиньинская система взбросов, 3 - Булкупская система надвигов, 4 - Аргатаская система сбросов, 5 - Рассошинская зона надвигов и взбросов, 6 - сдвиг Глухариный, 7 - Чугаская антиклиналь, 8 - Сереченская моноклинал, 9 - Рассошинская аллохтонная пластина; 21 - направление горизонтальных напряжений: а - среднеюрских, б - меловых; 22 - оси антиклиналей; 23 - граница верхнего структурного яруса; 24 - структурные линии; 25 - глубокий долгоживущий разлом

— - граница бассейна р. Рассоха, центральная часть бассейна

Большая часть площади зоны занята породами нижнего структурного яруса, а вулканогенно-терригенная формация верхнего яруса занимает лишь локальные участки.

В строении *нижнего структурного яруса* принимают участие вулканогенно-терригенные образования ордовика и силура, мощный карбонатный комплекс девона, карбонатно-фтанитовый комплекс верхнего девона - нижнего карбона, вулканогенно-

терригенный комплекс нижнего-среднего карбона (магарская свита), триаса, терригенные комплексы нижней перми и нижней юры и терригенно-карбонатный комплекс верхней перми (бочарская свита). Для нижнего структурного яруса характерен сложный мозаичноглыбовый, участками покровно-чешуйчатый характер структур, обусловленный одновременными движениями по нескольким направлениям в условиях сжатия.

Наиболее древние вулканогенно-осадочные образования ордовика залегают моноклиально. Эта моноклиаль шириной до 5 км - вытянута в северо-западном направлении на расстояние до 28 км. Со всех сторон моноклиаль оборвана взбросами и осложнена внутри серией продольных крутых малоамплитудных разломов. Падение пластов в моноклинали юго-западное под углом 40-65°.

С запада, севера и юга на ордовикскую моноклиаль взброшены карбонатные породы девона, а также верхнего силура (мирнинская свита). С востока по серии Трюлиньинских взбросов и надвигов на ордовикскую моноклиаль надвинут крупный, так называемый, восточный блок, сложенный породами преимущественно верхнего палеозоя и мезозоя. Девонские карбонатные породы в восточном блоке имеются лишь в виде тектонических пластин, зажатых Булкутской системой надвигов среди пород триаса, перми и нижнего-среднего карбона (магарская свита). Восточный блок имеет северо-западное простирание, протягивается на расстояние более 75 км при ширине до 20 км. Он разбит серией крутых сбросов, взбросов и надвигов на серию более мелких блоков, в которых сохраняются фрагменты линейных и брахиформных складок. В долине р. Олгуя в ее среднем сечении сохранилась узкая линейная синклиальная складка, в мульде которой залегают нижнеюрские, а на крыльях - триасовые породы.

Интрузивные породы в нижнем структурном ярусе Россошинской зоны играют незначительную роль. Это штоки и дайки среднеюрских габброидов.

Верхний структурный ярус сложен двумя формациями. Нижний, вулканогенно-терригенной келловейского-ранневожского возраста (илиньтасская свита), пользующейся большим распространением в зоне и верхней, терригенной (бастахская свита), играющей резко подчиненную роль. Породы верхнего яруса залегают либо моноклиально, либо смяты в брахиформные синклиальные складки с углами падения крыльев от 20° до 60°. Часто верхний структурный ярус залегает субгоризонтально.

В строении верхнего яруса принимают участие мелкие штоки позднеюрских гранитоидов и дайки позднеюрского и палеогенового этапов.[3]

Аргатасская зона

Зона располагается вдоль хр. Арга-Тас и восточной части Булкутского массива, занимая промежуточное положение между Россошинской зоной на западе и Ожогинской впадиной на востоке. С запада ее ограничивает Аргатасская система сбросов, с востока - серия молодых разломов, обрамляющих наложенную впадину.

В строении *нижнего структурного яруса* участвуют вулканогенные формации толеитовых базальтов предположительно пермского возраста (шумнинская и куранахсалинская толщи) и спилит-диабазовая девона (увязкинская толща), ассоциирующиеся с филлитовидными сланцами, кремнистыми алевролитами, реже песчаниками. Породы собраны в линейные, вытянутые в северо-западном направлении складки, часто крутые с элементами опрокидывания.

Наиболее крупная синклиальная складка фиксируется в осевой части хр. Арга-Тас. В Центральной части ее залегают толеитовые базальты, и филлитовидные сланцы шумнинской толщи, на крыльях - алевролиты, часто кремнистые, реже песчаники куранахсалинской толщи. Складка осложнена серией продольных и поперечных разломов. Углы наклона пластов на западном крыле варьируют от 30° до 60-65°, на восточном - от 65 до 85°. Ширина складки около 11 км при протяженности до 40 км.

Серия более мелких линейных складок описана в восточной части Булкутского

массива. Складки узкие (1-2 км в ширину), вытянутые в северо-западном направлении, сложены породами увязкинской толщи девона. Углы наклона крыльев меняются от 65 до 85°. Аналогичные складки установлены в западных предгорьях хр. Арга-Тас, в поле развития пород куранахсалинской толщи, ширина складок до 1,5 км при протяженности до 11-12 км. Углы наклона крыльев меняются от 70-75° до вертикальных. Часто наблюдается опрокидывание крыльев.[5]

Верхний структурный ярус в отличие от Гармычанской и Россошинской зон представлен, главным образом, терригенной формацией верхней юры (бастахская свита), занимающей значительные площади на юге зоны, и в меньшей степени вулканогенно-терригенной формацией (илиньтасская свита), распространенной преимущественно по периферии зоны.

Для верхнего яруса характерны линейные складки, вытянутые в северо-западном направлении, осложненные серией мелких дисгармоничных складок II и III порядка и многочисленными разломами. Встречаются фрагменты брахиформных складок, особенно в северной части района, и моноклинали.

В мульде наиболее крупной синклинали на юге зоны залегают породы бастахской свиты. Она вытянута в северо-западном направлении более чем на 30 км при ширине до 12 км. В Центральной части складки залегают породы верхней подсвиты, а на крыльях - нижней и средней подсвит бастахской свиты. Крылья складки осложнены серией крупных продольных разломов северо- западного простирания и серией мелких малоамплитудных дисгармоничных складок II и III порядка.

В восточной части Булутского массива породы илиньтасской свиты смяты в крупную брахиформную синклинали складку с углами наклона крыльев от 30° до 15°. В мульде отмечается субгоризонтальное залегание пород. Ширина ее более 10км.

В поле развития илиньтасской свиты в верховьях р.Якши, также фиксируется крупная брахиформная синклинали складка, ширина которой достигает 7 км при меняющихся углах наклона крыльев от 60° до 35° в мульде.

Для верхнего структурного яруса, так же как и в Гармычанской зоне, наблюдается унаследование характера складчатости нижнего. Над синклиналиями в нижнем структурном ярусе часто развиваются синклинали в верхнем.

В строении верхнего структурного яруса принимают участие интрузии и дайки габброидов позднеюрского этапа, а также субвулканические тела кислого состава девонского и основного состава позднеюрского этапов.

Ясачненская зона

Для ясачненской зоны характерно преобладание карбонатных формаций, брахиформный и промежуточный тип складчатости. В юго-восточной части зоны, простираясь за пределы района, располагается *Эльгенчакская брахиантиклиналь*(Рис. 8).

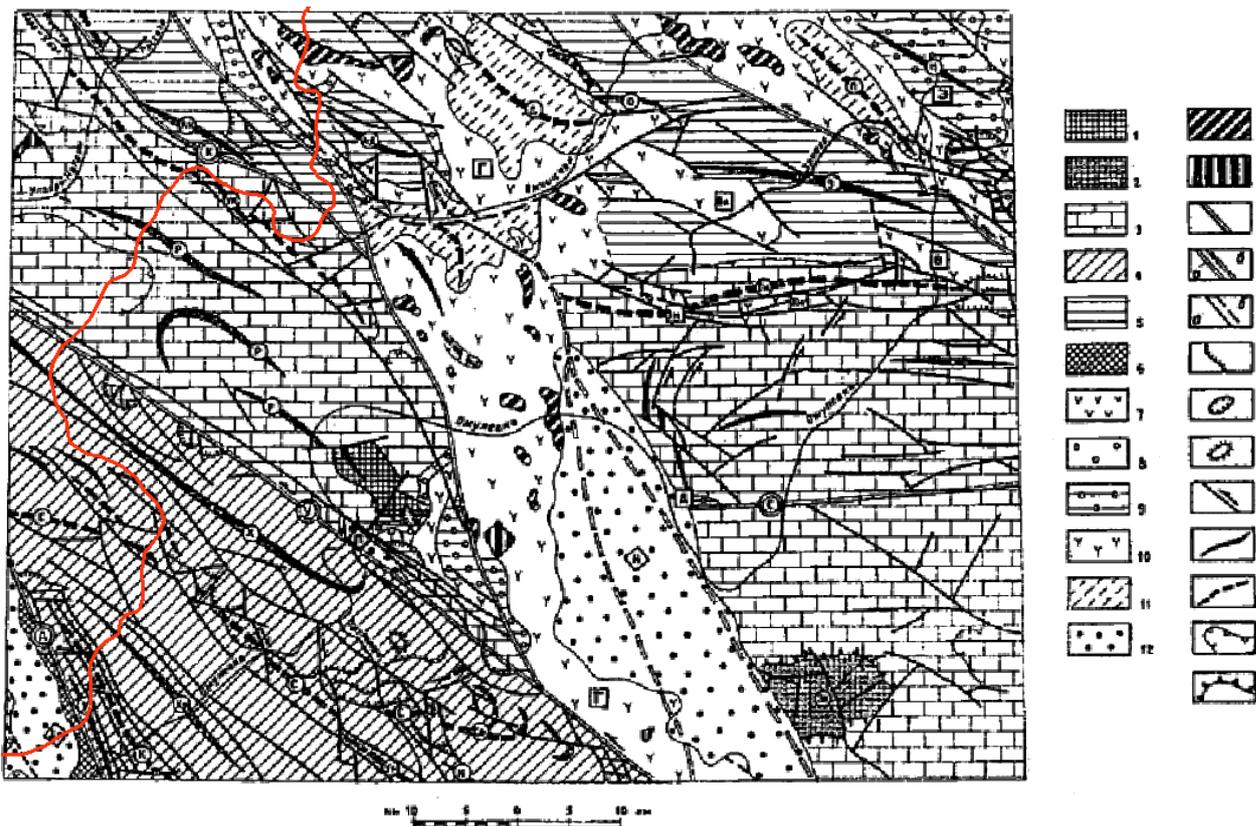


Рис.12 Тектоническая схема лист Q-55 XXXV,XXXVI [2]

1-5 -Омулевское поднятие: 1-2 - выходы структурного яруса, образованного верхнепротерозойскими (?) метаморфическими породами (РК₂?): 1 - Журская, 2 - Ивашкинский; 3-5 - структурный ярус, образованный комплексом существенно карбонатных формаций палеозоя (О-С₁): 3 - Ясачненская структурно-формационная зона с брахиформным и промежуточным типом складчатости; 4-5 - структурно-формационные зоны с линейным типом складчатости: 4 - Урультунская, 5 - Эриехнская; 6-8 -Иньяли-Дебинский мегасякловорий: 6 - аспидная формация (Т₂-Т₃), 7 - терригенно-вулканогенная формация Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (J_{3ii}), 8 - угленосная моласса (К₁); 9-11 - Илинътасская рифтогенная зона:9- нижняя терригенная формация (J_{3iii}) 10 - спилит-кератофировая (?) формация (J_{3ii2}), 11 - аспидная (?) формация (J_{3ii3}); грабены: Г - Гар мычанский, Э - Элекчанский, В - Водичкинский, Вл - Вилтимский, Д - Дорожненский, Зм - Зимненский; 12 - неотектонические структуры: П - Переправинский грабен; Др - Дарпирская впадина; Н - Нерегинская впадина; 13-14 - позднеюрские субвулканические тела: 13 - базальтов, долеритов, 14 - липаритов, гранит-порфиров; 15-18 - разрывные нарушения: 15 - долгоживущие разломы, заложившиеся не позднее раннего палеозоя (Д — Дарпир, К — Кольдекчанский, С — Сабиллский, У — Улахан), 16 — долгоживущие разломы, заложившиеся в поздней юре: а - достоверные, б - предполагаемые; 17 - прочие разломы: а - достоверные, б - предполагаемые; 18 - линии надвигов; 19 - тектонические окна; 20 - тектонические останцы; 21 - направление сдвига; 22-24 - складчатые структуры: 22 - оси антиклиналей (И - Инаньинской, Кр - Кривунской, ЛД - Лево-Дарымской; ЛК - Лево-Кручининской, Н - Незабудкинской, О - Омчикчанской, р - Разлучненской, У - Уочатской, Ур - Урультунской, Э - Эриехинской); 23 - оси синклиналей (Д - Дарымской, К - Каньонской, П - Поворотненской, С - Серненской, Сн - Снеженской, Ср - Сердарской, УН - Улахан-Нагаинской); 24 - брахисинклинали 25 — брахиантиклинали
— - граница бассейна р. Рассоха, юго-восточная окраина

С запада она ограничена Гармычанским грабеном, с севера Сабиллский разломом. Брахиантиклиналь имеет субширотную ориентировку. Общая длина ее 50 км, ширина около 40 км. Ядро складки имеет вид пологого (до 20°) купола. Его образуют верхнепротерозойские метаморфические породы ивашкинской толщи. Крылья брахиантиклинали сложены известняками нижнего и среднего ордовика. В основании палеозойского разреза находятся базальные конгломераты, залегающие на метаморфитах с незначительным угловым несогласием. Наклон крыльев брахиантиклинали пологий (5-20°), при приближении к Сабиллскому разлому увеличивается до 30-40°, местами до 50-60°. Часть западного крыла срезана Гармычанским грабеном. Структура осложнена

пологими мелкими складками и разбита сетью различно ориентированных вертикальных разрывов. С севера Эльгенчакская брахиантиклиналь обрамляется субширотными линейными складками. Углы падения пород на их крыльях, размах которых достигает нескольких сотен метров, меняются от 10 до 85°.

На границе с Эриехинской зоной, располагается субширотная *Снеженская синклиналь*. Размах ее крыльев от 6 км в районе устья р.Снежная, где шарнир воздымается, до 22 км в бассейнах ручьев Зимний и Дорожный. Ядро складки слагают толщи среднего и верхнего девона, на отдельных участках - нижнего карбона. Крылья образованы породами силура и нижнего девона. В западной части Ясачненской зоны тип складок переходный от линейного к брахиформному. Очень сложно построенной структурой здесь является Разлучненская антиклиналь. Она состоит из серии кулисообразно расположенных антиклиналей второго порядка, ядра которых сложены инаньинской свитой и нючагинской толщей. Между их периклинальными замыканиями располагаются брахиформные синклинали, выполненные среднеордовикскими известняками и имеющие падение крыльев 20-40°.

На юго-восточном продолжении *Разлучненской антиклинали* находится Журский выход метаморфических пород, образующий горст-антиклиналь с наклоном крыльев 15-20°. К северо-востоку от Разлучненской антиклинали располагается *Улахан-Нагаинская синклиналь*, представляющая собой сложно построенную линейную структуру с ундулирующим шарниром, в целом погружающимся на северо-запад. В пределах района, где складка прослеживается на протяжении 55 км, наблюдается только ее юго-восточная часть. Размах крыльев около 10 км, углы наклона 20- 40°. По мере погружения шарнира усложняется строение складки (до мозаичного на северо-западе). [2]

Урультунская зона

Разломом Дарпир Урультунская зона отделяется от Иньяли-Дебинского мегасинклинория, разломом Улахан - от Ясачненской зоны. В отличие от последней складчатость здесь более напряженная. Шире распространены разрывные нарушения, в том числе взбросы и надвиги. Форма складок, имеющих в основном северо-западное простирание, линейная, иногда линейно-брахиформная. Она нередко зависит от состава дислоцированных толщ, представленных терригенно-карбонатными, карбонатно-терригенными и карбонатными формациями ордовика, силура, девона, пестроцветно-карбонатными формациями верхнего силура и среднего девона и отдаленной кремнистой формацией нижнего карбона. Все складчатые структуры первого порядка осложнены продольными, в меньшей степени поперечными и диагональными разрывами.

Длина антиклиналей в среднем 50 км, ширина до 10-14 км. Ядра *Кривунской и Харкинджинской антиклиналей* образованы мокринской свитой среднего ордовика. Внутреннее строение этих структур очень сложное: пластичные породы, особенно в ядрах, собраны в мелкие складки с крутыми (60-70°) падениями крыльев. На крыле Харкинджинской антиклинали по правобережью р.Дарпир-Юрях отчетливо проявлена дисгармоничная складчатость.

Инаньинская и Уочатская антиклинали. В ядре первой из них вскрывается дарпирская свита, на крыльях - толщи среднего ордовика - силура. Юго-западное крыло почти полностью срезано разломом, падение северо-восточное - 60-70°. Уочатская антиклиналь на территории района заключена в горсте, внутри которого наблюдается только ее северо-восточное крыло, образованное породами верхнего ордовика-силура. Оно наклонено на северо-восток (70-80°) и разбито многочисленными разрывами, сопровождающими разлом Дарпир.

Серненская синклиналь прослеживается на 50 км. Размах крыльев, сложенных толщами среднего ордовика - нижнего силура, достигает 8 км. Ядро выполнено породами верхнего силура - девона. Северо-восточное крыло местами опрокинуто. Вдоль него откартирована

зона надвигов с пологим падением сместителей на северо-восток.

Каньонская и Урультунская синклинали, сложенные силурийскими и девонскими толщами, в основном находятся за южной границей площади листа. Первая из них, располагаясь вблизи разлома Дарпир, разбита многочисленными разрывами и на территории района представляет собой грабен-синклиналь. Падение пород на крыльях составляет 50-90°. Сопряжение Урультунской синклинали с соседними структурами также происходит по разрывам и местами носит торцовый характер. Залегание пород на крыльях отмечается под углом 50-60°, в ядре - 15-20°. В долине р.Урультун наблюдается опрокидывание на юг мелких складок, осложняющих структуру, и развитие субширотных надвигов, падающих на север под углом 40° /50, 53, 68.

Сердарская синклиналь находится на юго-восточном продолжении Серненской синклинали, имея общее крыло с Инаньинской антиклиналью. В ее ядре залегает интенсивно дислоцированный нижний карбон. Северо-восточное крыло структуры срезано разломом Улахан; вблизи него она осложнена приразломными разрывами и складками, возникшими в результате левосдвиговых перемещений вдоль этого разлома. Последние привели также к тому, что Харкинджинская антиклиналь оказалась надвинутой на Сердарскую синклиналь.

Эриехинская зона

В ней развиты карбонатно-терригенная (ордовик и нижний силур), карбонатная (верхний силур, девон и карбон) и пестроцветно-карбонатная (верхний силур) формации. Степень дислоцированности всех толщ здесь не менее интенсивная, чем в Урультунской зоне. Господствует напряженная складчатость, в северо-восточной части зоны отмечаются наклонные и опрокинутые на север и северо-восток складки. Простираение пликтивных структур субширотное, на западе - северо-западное.

Эриехинская антиклиналь имеет длину 30 км, ширину 14 км. В ядре выступает интенсивно смятая в мелкие складки эриехинская свита, на крыльях обнажаются толщи среднего и верхнего ордовика и силура. Верхнеордовикские и силурийские образования в силу большей компетентности дислоцированы слабее, чем ниже- и среднеордовикские. На северном крыле отмечено опрокинутое (30°) их залегание.

Омчикчанская антиклиналь прослеживается на 15 км. Ядро сложено породами нижнего силура, северное крыло, ограниченное разломом, - верхнесилурийскими и девонскими толщами, смятыми в складки второго порядка с падением крыльев 40-60°. В западной части северного крыла антиклинали отмечено опрокинутое (70°) залегание пород. Южное крыло полностью срезано разломами.

Лево-Дарымская антиклиналь выступает из-под вулканитов илиньтасской свиты, прослеживаясь на расстоянии 16 км, при ширине 6 км. С северо-востока и юго-запада складка ограничена разрывами. В ядре выходят толщи ордовика и нижнего силура, на крыльях - верхнего силура и девона. Падение пород на северном крыле крутое (60-80°), на южном пологое (10-40°).

Лево-Кручининская антиклиналь прослеживается в районе на 25 км при ширине до 7 км. С юго-запада она ограничена Кольдекчанским разломом, с северо-востока Гармычанским грабеном. В ядре выходят толщи ордовика, на крыльях - силура и девона. Структура сильно осложнена вертикальными разломами и надвигами. [2,4]

В *Берелёхской зоне* основную структурную канву составляют крупные сопряжённые антиклинальные и синклинальные складки шириной 3-6 км, протягивающиеся через район за его пределы на многие десятки километров.

Крупные складки осложнены многочисленными напряжёнными складками высоких порядков различной морфологии, среди которых распространены прямые, наклонные, гребневидные и изоклиналильные. Падение пород на крыльях складок составляет 60-85°, в

мульдах синклиналей и сводах антиклиналей не превышает 40° . складки осложнены крупными продольными разрывами, оперяющими их нарушениями и прорваны интрузиями разного состава. [2]

Омулёвско-Сеймчанская зона имеет неоднородное строение. В пределах её выделяется Момантайский тектонический блок.

Момантайский блок располагается между структурными швами Кунтукского и Дарпирского разломов. В строении его участвуют породы верхоянского комплекса, среднекимеридж-волжские осадочно-вулканогенные образования Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса, верхневолжские терригенные и угленосные неокомовые отложения.

Породы верхоянского комплекса обнажаются в полосе шириной 5-14 км, протягивающейся вдоль Кунтукского разлома, и среди вулканитов в зоне Дарпирского разлома. На значительной площади они прорваны гранитоидами Дарпирского массива, позднеюрскими субвулканическими и гипабиссальными интрузиями. Для них характерны симметричные линейные складки длиной до 20 км, шириной 1,5-2 км, с углами падения пород на крыльях $40-80^\circ$. Отмечается общее воздымание шарниров складок в юго-восточном направлении. Крупные складки осложнены разрывами и связанными с ними мелкими приразломными складками.

Осадочно-вулканогенные образования Уяндино-Ясачненского пояса локализованы в восточной части Момантайского блока в полосе шириной 10-15 км. Они несогласно перекрывают различные горизонты верхоянского комплекса, смяты в пологие подобные складки с углами падения на крыльях $20-40^\circ$ (в вулканитах) и мелкие дисгармоничные складки с амплитудами в первые десятки метров, с углами падения пластов на крыльях до $30-80^\circ$ (в туфитах).

Терригенные верхневолжские и угленосные неокомовые отложения приурочены к юго-восточной части блока, где выполняют грабенообразную Дарпирскую впадину северо-западного простирания, ограниченную с северо-востока надвигом, с юго-запада разрывами неустановленной кинематики.

В пределах структуры развиты протяженные складки шириной 1-2 км с углами падения на крыльях до $20-40^\circ$, осложненные более мелкими, крутыми, кулисообразными складками. Вблизи тектонических ограничений впадины складки приобретают характер сжатых асимметричных и запрокинутых на юго-запад складок с углами падения на крыльях $60-90^\circ$.

Чешуйчато-складчатые сооружения Омуповского горст-антиклинория и Иньяли-Дебинского мегасинклинория перекрыты недеформированными кайнозойскими рыхлыми толщами, выполняющими отмеченные ранее межгорные впадины. Последние представляют межгорные прогибы дискордантные к мезозойским структурам. Нижне-Сумунская впадина локализована в так называемой Момской рифт своей зоне на северо-востоке площади. Джапкачанская, Удахан-Чистайская впадины приурочены к северо-восточному крылу Иньяли-Дебинского мегасинклинория. [4]

Иньяли-Дебинский мегасинклинорий

Наиболее древней здесь является аспидная формация среднего и верхнего триаса, интенсивно смятая в мелкие крутые складки с размахом крыльев до нескольких сотен метров и углами падения $40-70^\circ$. С угловым несогласием на ней залегает терригенно-вулканогенная формация верхней юры, входящая в состав Уяндино-Ясачненского вулканического пояса. На верхоянском комплексе и юрских вулканитах несогласно залегает раннемеловая континентальная угленосная моласса Дарпирской впадины, Она смята в приразломные складки, наклоненные на запад, что связано с надвиганием Омуповского поднятия на Иньяли-Дебинской мегасинклинорий по разлому Дарпир,

разделяющему эти структуры.

Илинтьасская рифтогенная зона

В поздней юре на структурах Омилевского поднятия заложились Элекчанский, Гармычанский и ряд других более мелких грабенов, составляющих Илинтьасскую рифтогенную зону. В наборе формаций и устройстве этих структур много общего. Разрез во многих местах начинается с нижнеилинтьасской подсвиты, представленной конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами (нижняя терригенная формация). Средняя часть разреза образована ассоциацией вулканогенных пород, близких к спилит-кератофировой формации, а верхняя - толщей глинистых сланцев и алевролитов верхнеилинтьасской подсвиты, представляющей собой, по-видимому, основание аспидной формации.

Гармычанский грабен простирается в север-северо-западном направлении. Ширина его от 11-12 км на юге до 30 км на севере. Верхнеюрские породы смяты в сложные складки субмеридионального и север-северо-западного простирания длиной до 18 км, с размахом крыльев до 10 км (Дарымская синклиналь), осложненные более мелкими пликативными структурами с углами падения пород на крыльях 20-80°.

Элекчанский грабен занимает северо-восточную часть территории. Здесь выделяются *Незабудкинская антиклиналь* и *Поворотненская синклиналь*, простирающиеся в северо-западном направлении. Это линейные структуры длиной до 20 км при ширине 6-8 км. В ядре Незабудкинской антиклинали обнажается нижнеилинтьасская подсвита. На юго-восточном ее продолжении выступает палеозойское основание грабена, надвинутое на верхнеюрские породы. Поворотненская синклиналь образована верхнеилинтьасской подсвитой, смятой в мелкие складки с размахом крыльев до нескольких десятков метров и углами падения 30-50°. На юго-западном крыле отмечено опрокинутое залегание.

Дорожненский грабен приурочен к Сабиллскому разлому. большей частью он скрыт под четвертичными отложениями Нерегинской впадины. Вскрытая длина его около 1 км, ширина до 0,6 км. Выполняющие грабен конгломераты нижнеилинтьасской подсвиты моноклинально падают на юг под углом 30°. Вилтимский, Водичкинский и Зимненский грабены сложены вулканогенными образованиями, смятыми в складки с наклоном крыльев 25-50°. Длина этих грабенов от 3 до 20 км, ширина от 0,5 до 5 км. Зимненский грабен, состоящий из двух участков, разделенных выступом девонских пород, как и Водичкинский, заложился на продолжении Кольдекчанского разлома. [2]

Сибикеньинский блок

Эта структура представляет собой часть крупного тектонического покрова, надвинутого с юга на Россошинскую зону. Он занимает значительную территорию на правобережье р. Рассоха, примыкая с запада к Гармычанской, а с востока к Аргатасской зонам. Он также, как и описанные выше зоны имеет двухъярусное строение.

Нижний структурный ярус сложен карбонатно-терригенной формацией силура, карбонатной формацией девона и нижнего карбона, терригенной формацией верхнего триаса и нижней юры. Блок имеет покровно-чешуйчатое строение, а в отдельных тектонических покровах сохраняются фрагменты брахиформных складок. Глухариным сдвигом, который следует в субмеридиональном направлении, блок разбит на две части. В западной части фиксируются крупные покровы верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений, надвинутых на верхнетриасовые образования. На востоке в тектонических покровах участвуют кроме верхнедевонских и каменноугольных отложений и более древние нижне- и среднедевонские, а также верхнесилурийские толщи.

Блок разбит на серию продольных пластин северо-западного простирания. Поверхности взбросов и надвигов, разделяющие эти пластины, имеют южное, либо юго-западное падение под углом от 20-20° до 60-70°. В наиболее широких пластинах сохраняются фрагменты брахиформных складок. В низовьях руч. Ночной описана

брахиформная синклиальная складка, в мульде которой залегают известняки нижнего карбона, а на крыльях верхнедевонские доломиты. Углы падения крыльев варьируют от 20° до 60°. Ширина складки измеряется несколькими километрами. Складка осложнена разрывными нарушениями.

В верховьях руч. Глухарь и Петровский в крупном покрове ниже- и среднедевонских пород описана серия брахиформных синклиальных складок. Ширина складок колеблется от 4,5-5 км до 10-20 км. Углы наклона крыльев меняются от 20-30° до 60-65°. Чаще в тектонических блоках, располагающихся обычно диагонально к общему простиранию пород в Россшинской и Аргатаской зонах, сохраняются моноклинали с углами падения пластов от 30° до 60-75°.

Верхний структурный ярус также отделен от нижнего углового несогласия и представлен фациально изменчивой вулканогенно-терригенной формацией верхней юры (илиньтасская свита).

В строении Сибикеньинского блока интрузивные тела играют ничтожно малую роль. На западе блока имеются мелкие габброидные и гранитоидные тела позднеюрского этапа, а вдоль молодых трещин субмеридионального и северо-восточного простирания локализуются палеогеновые дайки диабазов. [3]

Сумуно-Ирюдийский блок

Сложен преимущественно ордовикскими породами. Более молодые палеозойские комплексы развиты ограничено вблизи раздела Улахан и на северо-востоке блока основным структурным элементом его в пределах района является крупная брахиантиклинадь (протяжённостью более 30км), осложненная более мелкими (3-4 порядков) брахиформными и линейными малоамплитудными складками с углами падения 35-50° и 60-75°. Наиболее крупные из них имеют протяжённости до 10км, ширину до 4км. Юго-западное крыло её срезано разломом Удахан, а центральная часть разбита оперяющими разрывами на более мелкие блоки. (Рис. 9)

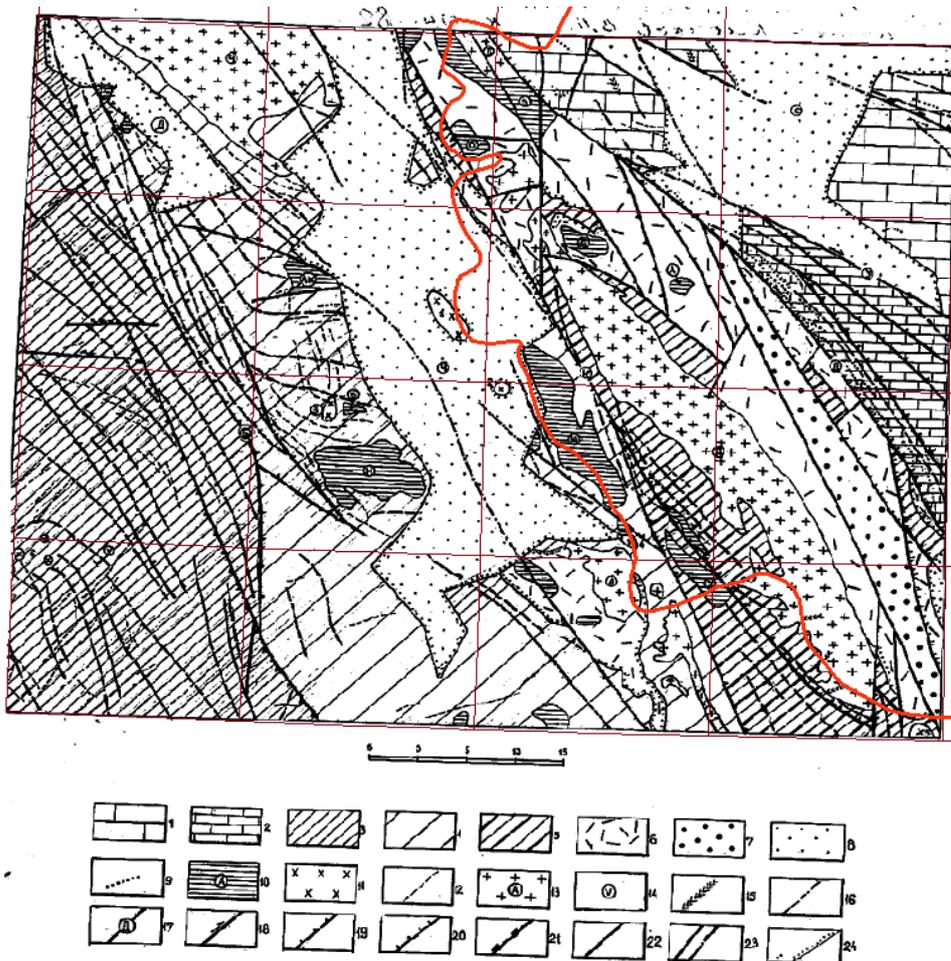


Рис.13 тектоническая схема Q-55-XXXIII,XXXIV [4]

1,2 - структуры Омүлөвского горст-антиклинория: 1 - Сумуно-Ирүдийский блок; 2 - Урультинский блок; 3-5 - Иньяли-Дебинский мегасинклиорий: 3 - Берелёхская зона линейной складчатости; 4,5 - Омүлөвско-Сеймчанская зона со сложной складчатостью (4 - Оханджинский блок, 5 - Момантайский блок); 6 - вулканыты Уяндино-Ясаченского вулканогенного пояса; 7 - Дарпирская грабенообразная впадина; 8 - межгорные впадины (Д - Джапкачанская, Ч - Чистайская, С - Нижне-Сумунская); 9 - среднедевонские силлы и дайки; 10-12 - поздне юрские интрузивы: 10 - субвулканические массивы (Ак - Акбура, А - Аччигай-Нагаин, Б - Берда, М - Марка, О - Осихат, С - Серганья, У - Улахан-Нагаин, Э - Энги, Ю - Юлла) II - гипабиссальные массивы (I - Сугун, 2 - Душный, 3 - Мела, 4 - Одэри, 5 - Дарпирчик, Асьимб - Хуламиринский), 12 - дайки; 13 - раннемеловые интрузивы гранитов (А - Ачмолачанская, Д - Дарпирская, Ч - Чугулулукская, Барыллызлах ская), 14,15 - позднемеловые - палеогеновые интрузивы(14- шток,15 - дайки), 16 - оси линейных складок, 17-23 - разрывные нарушения: 17 - структурные швы (Б - Бургандинский, Д - Дарпирский.К - Кунтукский, У - Улахан), 18 - сдвиги, 19- взбросы, 20- надвиги, 21 - сбросы, 22 - неустановленной морфологии, 23 - разрывы всех видов выраженные на дневной поверхности (а) и предполагаемые (б), 24 - границы структурных несогласий
— - граница бассейна р. Рассоха, западная, юго-западная часть бассейна

Урультинский блок

В строении его принимают участие комплексы пород от среднего орбика до среднего девона, смятые в линейные складки, разбитые продольными взбросами на ряд тектонических пластин. В восточной части блока выделяется крупная антиклиналь в западой синклиналь, имеющие протяжённости в пределах района 40 и 45 км соответственно при ширине 5-6 км.

Северо-западный фланг и восточное крыло антиклинали срезаны разломом Удахан. Западное крыло осложнено двумя взбросами с амплитудами до 500м. Свод её гофрирован небольшими брахиформными складками. Углы падения пород в своде антиклинали не

превышают 30-45°, на крыльях увеличиваются до 60-75°.

Юго-западное крыло синклинали нарушено Дарпирским разломом. Асимметричность складки усиливается от восточного крыла к Дарпирскому разлому. В этом направлении углы падения пород возрастают от 50 до 90°, вплоть до запрокинутого. Восточное крыло синклинали нарушено продольными взбросами и сопряжёнными с ними складками высших порядков. Вблизи сместителя Дарпирского разлома отмечены небольшие запрокинутые (до лежачих) складки с падениями осевых плоскостей на СВ под углами 10-20°. [4]

Ожогинская впадина

Она занимает всю площадь Колымской низменности, а также частично восточные предгорья хр. Арга-Тас. С запада Ожогинская впадина примыкает к Аргатаскской зоне, а на севере, востоке и юге уходит далеко за пределы изученного района. Это крупная впадина, вытянутая в северо-западном направлении, выполненная кайнозойскими осадками, залегающими субгоризонтально на смятых в брахиформные складки угленосных отложениях мела, а также верхней юры.

С запада она обрамлена серией молодых рельефообразующих разломов, смещенных диагональными сбросами северо-восточного простирания. Впадина крупными разломами северо-западного простирания разбита на ступенчато расположенные блоки, в которых складчатое основание погружается на различную глубину. Наиболее погруженной частью является крайней северо-восток района в долине р. Рассоха. В периферических частях впадины на восточных склонах хр. Арга-Тас складчатое основание выведено на дневную поверхность, где сложено нижнемелевыми (ожогинская свита) и позднеюрскими образованиями (бастакская и илиньтасская свиты). Видимая мощность кайнозойских отложений на западной периферии впадины составляет 120 м и возрастает по данным бурения до 370 м в ее наиболее погруженной части. [5]

8.1. Разрывные нарушения

Разрывные нарушения играют очень большую роль в строении данного района. По времени заложения выделяются среднеюрские разломы, проявленные в нижнем структурном ярусе и перекрытые позднеюрскими формациями, и послеюрские разломы. Среднеюрские разломы были более многочисленны, чем сейчас показаны на тектонической схеме. Большая часть их обновилась в позднеюрское время и точно установить время их заложения очень затруднительно. Поэтому дальнейшее описание разломов будет дано по их значимости.

Наиболее важными в строении района являются крупные зоны разломов, разделяющие описанные выше структурно-фациальные зоны и блоки.

Сереченская зона чешуйчато-надвиговых дислокаций имеет северо-западное простирание и протягивается вдоль восточных предгорий хр. Гармычан. Ширина зоны около 5-6 км при протяженности более 70 км. Зона на поверхности выражена серией взбросов и надвигов северо-западного простирания, по которым карбонатные толщи девона, карбонатно-терригенные и вулканогенно-терригенные образования силура надвинуты на терригенно-вулканогенные толщи ордовика. В автохтоне в зоне взбросов появляются элементы опрокидывания слоев, нижние горизонты аллохтона часто испытывают рассланцевание, наблюдается срезание пластов, как это имеет место в междуречье руч. Гай и Широкий. Амплитуда смещения самая различная, измеряется иногда несколькими километрами. Сереченская зона чешуйчато-надвиговых дислокаций является, по-видимому, поверхностным выражением крупного на глубине регионального, возможно даже глубинного разлома.

Зона как формационный шов, с которым связано проявление вулканизма, проявилась в

ордовикское время. Основная масса поверхностных надвигов и взбросов является соскладчатой и сформировалась по-видимому, в среднеюрское время. Позднее зона была осложнена более молодыми крутыми разломами и взбросами.

Аргатаская зона сбросов вытянута в северо-западном направлении. Ширина ее колеблется от 4-5 км на севере до 1-1,5 км на юге. При протяженности более 100 км. Зона выражена серией субвертикальных сбросов и является, по-видимому, соскладчатой, но обновляется до настоящего времени. Многие из сбросов являются рельефообразующими, хорошо дешифрируются на космическом аэрофотоснимке. На северном отрезке зона выражена интенсивной милонитизацией пород, южнее вдоль нее развиваются межгорные пониженные участки рельефа, на правобережье Рассохи зона становится уже, четко выражена в рельефе, срезает чешуи и пластины, развитые в Сибикеньинском блоке. Вдоль сбросов захватываются мелкие и крупные блоки карбонатных пород девона, представляющие собой инородные тела среди терригенных пород юры и верхнего палеозоя.

Росошинская зона надвигов и взбросов обрамляет Сибикеньинский блок с севера. С северо-востока блока это крупный надвиг с падением плоскости сместителя на юго-запад под углом 20-30°, по которому карбонатные толщи девона надвинуты на верхнепалеозойские, триасовые и нижнеюрские терригенные образования. Поверхность надвига неровная, сопровождается милонитизацией пород автохтона и на многих участках фиксируется появление мелких, часто опрокинутых дисгармоничных складок в автохтоне.

На северо-западе блока это крупный взброс с падением на юго-восток под углом 50-60°, который выколаживается на отдельных участках до 40-35°. По взбросу карбонатные толщи нижнего карбона надвинуты на верхнетриасовые, живетские, а также на кремнисто-карбонатные образования верхнего девона - нижнего карбона.

Кроме этих крупных зон разломов на изученной территории широким распространением пользуются среднеюрские, послееюрские и обновленные среднеюрские продольные надвиги, взбросы, взбросо-сдвиги и сбросы, большей частью протягивающиеся на значительные расстояния. Менее распространены диагональные по отношению к ним разломы северо-восточного, субмеридионального и субширотного простирания, которые сопряжены со взбросами и надвигами в единую систему и представляют собой обычно короткие (3-10 км) сбросы и взбросо-сдвиги. Амплитуда смещения по продольным разломам колеблется от сотен метров до 4-4,5 км, по диагональным не более 0,5 км.

Среди прочих среднеюрских зон пологих дислокаций можно - по значимости выделить Трюлиньинскую зону взбросов, Булкутскую систему надвигов и Хара-Уулахскую зону взбросо-надвигов.[3]

Трюлиньинская зона взбросов протягивается в северо-западном направлении более чем на 50 км при ширине до 2 км. По ней восточный блок Рассошинской зоны, сложенный образованиями верхнего палеозоя и раннего мезозоя, надвинут на наиболее древние в изученном районе породы нижнего ордовика. Поверхности взбросов неровные, падают на северо-восток и восток под углами 60- 80°, часто осложнены более молодыми разломами северо-западного простирания.[1]

Булкутская система надвигов разделяет тот же восточный блок Рассошинской зоны как бы на две части, фрагменты булкутских надвигов были описаны ранее Николаевым А.А. (1940г.), Лапшиновым А.Г. (1959г.), В.М.Мерзляковым (1971).

Это зона протяженностью более 40 км при ширине интенсивного шарьирования до 8 км. В зоне серия пластин среднедевонских отложений надвинута на триасовые, пермские, а участками и на ниже-среднекаменноугольные отложения. В береговых обрывах р. Булкут вскрыта часть пластин. Поверхность падения поверхностей сместитель в зоне меняется от 10-15° до 20-30°. В зоне соприкосновения пластин в береговых обрывах р. Булкут видна глина трения, участками окремненная и минерализованная, по-видимому, в более поздний период. [3]

Хара-Уулахская система взбросов и надвигов заходит на рассматриваемую территорию лишь своим восточным краем. Это серия пластин, сложенных верхним девонем и карбоном, силуром и девонем, последовательно надвинутых друг на друга.

Среди вертикальных среднеюрских разломов наиболее крупным является *Глухариный сдвиг*. Он протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние более 14 км при ширине до 2 км и на севере сопрягается с Трюлиньинской зоной взбросов. В плане сдвиг трассируется серией развернутых в субмеридиональном направлении узких тектонических блоков, сложенных породами триаса и нижней юры. В перекрывающих его породах илиньтасской свиты сдвиг проявился при более поздних деформациях в виде коротких вертикальных разломов и трещин, следующих субпараллельно сдвигу.

Во внутренней части *Омчикчан-Россошинского блока* фиксируется серия взбросов и тектонических покровов. Взбросы в восточной части блока имеют падение на юг и юго-запад под углом 35- 60°, часто сопровождаются опрокидыванием слоев в автохтоне. Покровы имеют северное и южное ограничение в виде надвигов с углами падения варьирующими от 10-15° до 30°, Тектонические покровы вытянуты обычно в северо-западном, либо субширотном направлениях. [1]

К среднеюрским взбросам, обновленным в послеюрское время, по-видимому, следует отнести взбросы и надвиги в южной части *Сереченский зоны взбросо-надвиговых деформаций*, в бассейне руч. Ночной и Чугас, где затронуты тектоническими движениями и образования илиньтасской свиты. Наиболее крупными крутыми послеюрскими разломами являются продольные сбросы в долине руч. Широкий, руч. Ичен, вдоль восточных склонов хр. Гармычан, вдоль осевой части хр. Арга-Тас.

К позднеюрским взбросам и надвигам отнесены надвиги в районе хр. Арга-Тас в восточной его части в верховьях руч. Кюрюн-кюн, р. Куранах-Сала, в западной в долинах руч. Голубой и Чуде - на западных, на правобережье р. Омuleвки в породах бастахской свиты.

Разлом Дарпир в пределах района прослеживается на 20 км. На поверхности выражается широкой, до 15-20 км, зоной сближенных разрывов, крупнейшим из которых является нарушение, отделяющее палеозой от триаса. В современном срезе на площади района этот разрыв имеет характер отчетливо выраженного вертикального взброса. Однако южнее, в верховьях р. Урультун, он переходит в пологий надвиг. К северо-западу от района имеются доказательства надвигания Омuleвского поднятия на Иньяли-Дебинский мегасинклиний в позднеюрскую эпоху.

На рассматриваемой площади поднятие также, по-видимому, надвинуто на крыло мегасинклиория. Об этом свидетельствует блок нижнеюрских глинистых сланцев среди отложений силура и девона в 2 км от полосы триасовых отложений. По всей вероятности, он представляет собой тектоническое окно подпалеозойским аллохтоном, образованное в результате перемещения по вертикальным разрывам, более поздним, чем надвиг. Минимальная амплитуда надвигания Омuleвского поднятия, судя по этому тектоническому окну и по конфигурации линии разлома в верховьях р. Урультун, составляет не менее 2-4 км. Современный облик зоны разрывов с вертикальными сместителями разлом Дарпир приобрел, очевидно, после складчатости. Оживленные вертикальные движения вдоль него продолжались и в неотектонический этап. Амплитуда вертикальных движений составляет не менее 2,4-2,7 км, достигая, по крайней мере, 5 км.

Разлом Улахан, отделяющий Урультунскую структурно-формационную зону от Ясачненской, в современном плане выражен зоной сближенных вертикальных разрывов шириной до 4 км. Вдоль него происходили и сдвиговые подвижки левого типа. На это указывает простираание складок и надвигов, сопряженных с разломом. Наличие на его северо-восточном крыле чешуй известняков сонской свиты среднего ордовика, надвинутых не только на верхнепротерозойские, но и верхнеюрские образования, позволяет утверждать, что сдвиговые перемещения происходили после юры. Амплитуда сдвига, судя по приразломным складкам, составляла не менее 5 км. Тектонические чешуи

карбонатных пород верхнего силура-девона, примыкающие к разлому с юго-запада, возможно, образовались в результате надвигания Ясачненской зоны на Урультунскую.

Сабиллский разлом представляет собой зону сближенных вертикальных сбросов шириной до 2 км. Амплитуда смещения, определенная по геологической карте, достигает 2- 2,5 км.

Кольдекчанский разлом отделяет Ясачненскую зону от Эриехинской. Под острым углом он пересекается Гармычанским грабеном. К западу от грабена разлом представлен одним крупным нарушением, сместитель которого в бассейне р.Рассохи вертикальный, а в верховьях р.Омчикчан слабо наклонен на северо-восток. Судя по тому, что на водоразделе р.Омчикчан и руч.Кручина вдоль разлома приведены в соприкосновение отложения ордовика и нижнего девона, амплитуда вертикального перемещения может достигать 3,5 км и более. Однако следует учитывать, что это соприкосновение, возможно, обусловлено и горизонтальными движениями. К востоку от Гармычанского грабена на продолжении описанного нарушения картируется широкая (10-15 км) зона вертикальных и слабонаклонных на север субширотных разрывов, разбивающих Снеженскую синклиналь на ряд блоков. Некоторые из этих разрывов ограничивают мелкие грабены, выполненные позднеюрскими вулканитами.

Региональные разломы позднеюрского заложения ограничивают Элекчанский и Гармычанский грабены. Они под острым углом секут разломы, заложившиеся в палеозое, или причленяются к ним и пересекают складчатые структуры палеозойских толщ; на отдельных участках эти нарушения, возможно, наследуют более древние разрывы. В морфологическом отношении рассматриваемые дизъюнктивы представляют собой сбросы и сбросо-сдвиги. Левосторонние горизонтальные перемещения происходили вдоль разрыва, ограничивающего Элекчанский грабен. С ними связано надвигание палеозойского основания грабена на верхнеюрские породы. Сбросо-сдвиговую природу, видимо, имеет и разлом, предполагаемый под Нерегинской впадиной между устьями руч.Ясчан и р.Инанья. Левосторонними горизонтальными подвижками вдоль него можно объяснить смещение части Ивашкинского выхода метаморфических пород и резкое изменение простирания полосы позднеюрских диабазов с субширотного на субмеридиональное в районе руч.Дорожного. Амплитуда горизонтального перемещения вдоль разлома оценивается в первые километры. Вертикальные амплитуды смещения по позднеюрским разломам составляют не менее нескольких сотен метров.

Близповерхностные разрывы локального значения на юго-востоке Ясачненской зоны представлены разноориентированными вертикальными сбросами. В Урультунской, Эриехинской зонах, а также в северной и западной частях Ясачненской зоны наряду с вертикальными и крутопадающими разрывами, в основном совпадающими с направлением главных складчатых структур, отмечаются пологие надвиги. В Илинтьасской рифтогенной зоне преобладают вертикальные нарушения, параллельные простиранию грабенов.

Важную роль в структуре района играют пологие (до 20-30°) надвиги и связанные с ними чешуи. Последние в основном сложены жесткими массивными известняками и доломитами верхнего силура и нижнего девона. Поверхность срыва чаще всего совпадает с горизонтом пластичных пород среднего ордовика - нижнего силура, реже проходит внутри мергелей мирнинской или сланцев вечернинской свит. Надвиги местами группируются в зоны. Самая протяженная зона приурочена к северо-восточному крылу Серненской синклинали. Она, по-видимому, связана с общим соскладчатым надвиганием Омuleвского поднятия на Иньяли-Дебинский мегасинклинорий. На юго-восточный фланг зоны наложился надвиг, связанные с более поздними сдвиговыми подвижками вдоль разлома Улахан. Надвиги нередко пересекаются непротяженными (до 5 км) вертикальными сбросами, в результате чего их фронтальные части в поднятых блоках "отскакивают" от линий нарушения в опущенных частях чешуи на расстояние до 2 км.

Среди вертикальных разрывов, более молодых, чем надвиги, выделяется группа

субмеридиональных правых сдвигов и сбросо-сдвигов протяженностью до 15 км, расчленяющих на отдельные блоки Серненскую синклинали. Амплитуда горизонтальных перемещений вдоль них - до 3 км. На северо-западе Элекчанской брахиантиклинали и юго-западе смежной Снеженской синклинали закартирована серия левых сдвигов северо-восточного простирания длиной до 10 км с горизонтальной амплитудой до 2 км. [2]

Многие из описанных выше разломов обновляются до настоящего времени, определяя современный орографический план района.

Глава 9. Геоморфология

В формировании рельефа основная роль принадлежит неотектоническим движениям и экзогенным процессам.

В районе видна отчетливая связь крупных элементов рельефа с основными блоковыми и складчатыми структурами северо-западного простирания. В среднем и нижнем течении р.Рассоха выделяются три положительные морфоструктуры: хр. Гармычан, хр. Арга-Тас - области высокогорного рельефа и Рассошинско-Омулевское междуречье, включая Булгутский массив - область среднегорья; две отрицательные морфоструктуры: северо-восточные предгорья хр. Арга-Тас и Колымская низменность - аккумулятивная равнина. Почти все выделенные морфоструктуры разделены тектоническими швами. [3]

Гидросеть имеет сложный рисунок, образованный сочетанием коленчатого типа с центробежным. Долины коленчатого типа характерны для основных рек (Сугун, Улахан-Нагаин) и их крупных притоков. Мелкие водотоки образуют густую сеть центробежного типа. Все крупные долины и часть мелких развиваются по зонам разрывных нарушений. Коленообразные долины круто меняют свое направление на участках сопряжения разрывов различной ориентировки [4] Однако сама р.Рассоха на участке пересечения хр. Арга-Тас протекает вкрест разрывным нарушениям и простиранию пород, что может свидетельствовать об antecedентом характере долины.

Территория исследования характеризуется определенными генетическими типами рельефа, объединяющимися в три основные группы: структурный, выработанный и аккумулятивный рельеф.

Элементы структурного рельефа приурочены к тектоническим швам.

Выработанный рельеф объединяет несколько генетических типов рельефа, из которых структурно-денудационный, эрозионный, значительная часть форм денудационно-эрозионного, и денудационный характеризуют область среднегорья; экзарационный и эрозионный приурочены к областям высокогорья, а один из подтипов денудационно-эрозионного рельефа типичен только для предгорьев.

Аккумулятивный рельеф характеризуют равнинную область. Однако формы, созданные речной и ледниковой аккумуляцией, плоскостным намывом и временными потоками, присущи разным морфоструктурам.

9.1. Структурный рельеф

Склоны, предопределенные разрывными нарушениями

Они развиты, в основном, по границам вышеуказанных крупных морфоструктур, реже связаны с разломами внутри них.

Это тектонические уступы, обработанные процессами денудации, в основном расчлененные эрозией. В современном рельефе, как правило, сохраняются отдельные части уступа по форме в виде треугольников, протягивающиеся вдоль линии того или иного разлома на расстояние от первых км до нескольких десятков км. Высота уступов варьирует в широких пределах - от 30-50 м до нескольких сотен метров. По крутизне они также различны. Наиболее хорошо выражен крупный уступ высотой 600-800 м с крутыми (до 50°) склонами, протягивающийся на 50-60 км вдоль восточного фаса хр. Арга-Тас в пределах бассейна р. Рассоха. Далее на юго-восток он снижается, выполаживается, и на

левобережье р. Омчикчан горная часть постепенно переходит в предгорья.

Второй крупный уступ, отделяющий предгорья от равнины, протягивающийся в пределах района на 40-45 км, морфологически выражен хуже. Высота его 400-500 м на левобережье р. Рассохи и 150-300 м на правобережье. Склоны (20-35°) размыты, затянута делювиально-пролювиальными и солифлюкционно-делювиальными шлейфами.

Остальные уступы имеют сходную морфологию, но меньше по масштабам.

К формам структурного рельефа относятся также, тектонически предопределенные седловины долины и участки долин, заложенные по зонам тектонических нарушений. Таковы долины р. Мамы, руч. Широкого, участки нижнего течения р. Серечен, Ичен и др.

Время формирования элементов данного рельефа достаточно длительное. Начало заложения наиболее крупных из них, видимо, относится к палеогену, но максимального развития они достигли в конце плиоцена, а затем в позднечетвертичное время - в основные периоды тектонической активизации. [3]

9.2. Выработанный рельеф

В группе выработанного рельефа выделяются следующие морфогенетические типы рельефа: структурно-денудационный, эрозионный, денудационно-эрозионный, денудационный и экзарационный.

Структурно-денудационный рельеф

В данном типе рельефа выделяются:

Склоны горных гряд, образовавшиеся в результате препарировки вулканогенных образований.

Эти формы распространены в области среднегорья и связаны с выходами на дневную поверхность эффузивных и туфовых образований булгутской и илиньтасской свит, в большинстве случаев северо-западного простирания. Горные гряды резко выделяются на фоне окружающего денудационно-эрозионного рельефа. Протяженность их от 5 км до 30 км при ширине 2-5 км. Абсолютные отметки гребней, как правило, выше 1400 м, относительные превышения 700-800 м. Гребни островерхие, склоны крутые покрытые крупноглыбовыми осыпями. Все речные долины в местах пересечения этих гряд имеют вид каньонов с множеством водопадов. Препарировка этих форм происходила длительное время - практически с палеогена и продолжается в настоящее время.

Склоны горных массивов, образовавшиеся в результате препарировки интрузивных тел

Наиболее крупный (около 20 км²) горный массив, сложенный гранитами, расположен в бассейне р. Рассохи ниже устья р. Булгут. (Рис. 11)



Рис.14 Рассошинский гранитный массив. Фото Правдина Н.Б. 2017г

Он характеризуется резкорасчлененными крутыми склонами, островерхими водоразделами с абсолютными отметками 1400-1490м при относительных превышениях 1000-1100 м. На склонах широко развиты осыпи, встречаются скальные останцы.

Массив на правом берегу р. Трюлиньи имеет уплощенную неширокую вершину (абсолютные отметки 1370 м, относительные превышения до 550 м) и очень крутые (до 60°) склоны, особенно с западной и северной стороны. На склонах нередко скальные останцы.

Небольшой массив в верховьях руч. Ичен имеет вид остроконечной вершины с крутыми склонами, покрытыми курумами, осыпями. Абсолютная высота вершины 1110 м, относительное превышение 500м. В междуречье Рассоха-Сибикеня, Хара-Уулах-Хаханджа на водоразделах отмечаются резко выраженные гряды высотой 1,5-3м, шириной до 3-5 м, протягивающиеся на десятки, иногда сотни метров. Они образованы за счет препарировки даек основного состава. Препарировка описанных выше форм происходила в течение длительного периода, начиная с палеогена, и продолжается в настоящее время.

Эрозионный рельеф

Поверхности скульптурных речных террас. В долинах некоторых рек района развиты разновозрастные скульптурные террасы двух уровней.

Скульптурные террасы высотой 180-200 м.

Приурочены к области среднегорного рельефа. Они прослеживаются в долинах рек Рассоха, Сибикеня, Омчикчан, Омулёвка в виде разрозненных площадок, выработанных в коренных породах. Размер площадок различен. Протяжённость их от 400 м. до 2 км, при ширине от 100-200 м, до 1,5 км. Поверхность террас ровная со слабым уклоном в сторону реки, обычно покрыта элювиальными развалами. Изредка на ней отмечаются аллювиальные отложения (мощностью 0,2-0,5 м) со споро-пыльцевыми спектрами, характерными для плиоцена, чем определяется возраст данных террас.

Эрозионные склоны речных долин. Молодой эрозионный врез отмечается фрагментарно по многим водотокам в пределах среднегорного и высокогорного рельефа. На участках

вреза долины мелких и средних водотоков имеет v-образную форму с крутыми склонами, местами - каньонообразную с отвесными склонами, с массой порогов, водопадов в русле.

На крупных реках: Рассоха, Омудевка, Булгут и некоторых других долины имеют ящикообразную форму, крутые эрозионные склоны спускаются к поверхности пойменных террас, выстилающих плоское днище. Наиболее ярко выражен эрозионный врез, продолжающийся до настоящего времени, на участках пересечения реками хр. Арга-Тас. Долина р. Рассохи на таком участке имеет вид каньона с крутыми высокими бортами, порожистым руслом. Глубина эрозионного вреза варьирует от 5-7 м до 50 м., а на указанном участке долины р. Рассохи до 200 м. [3]

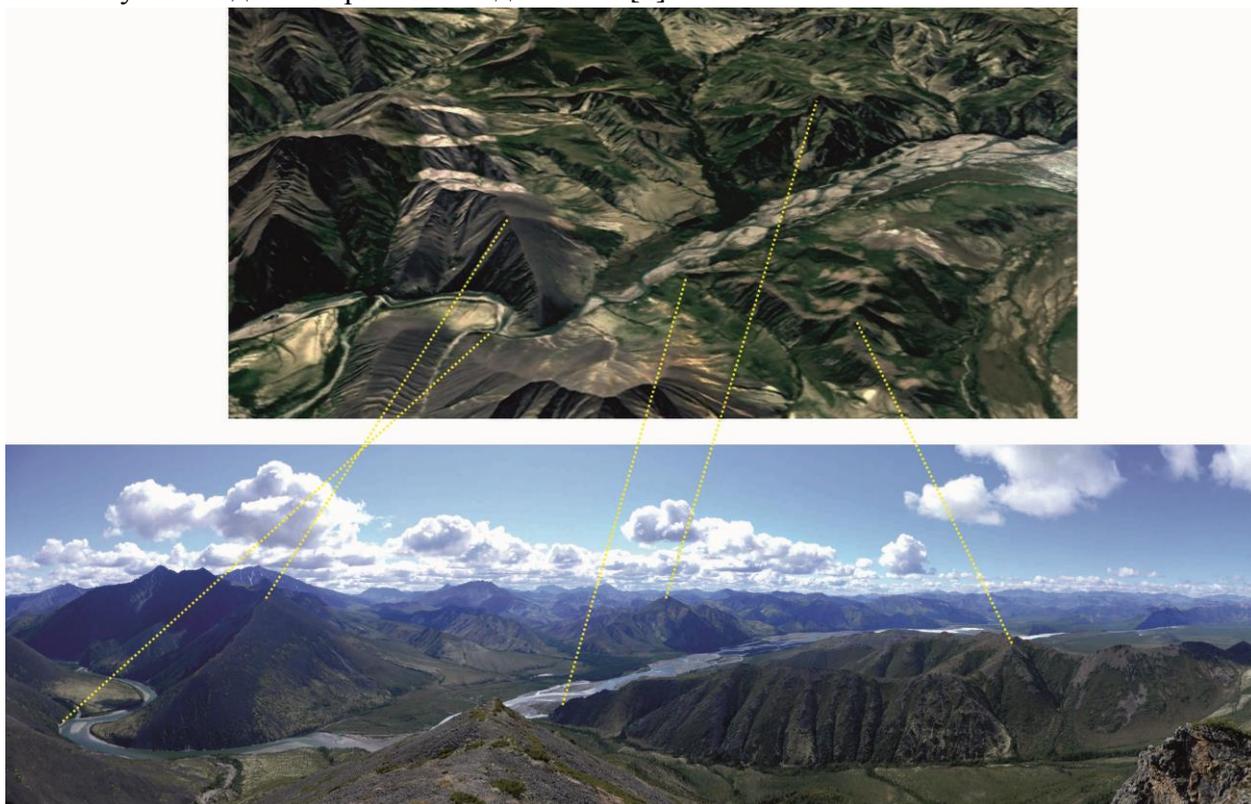


Рис. 15 пара космоснимок-фотопанорама. р. Рассоха на участке пересечения хр. Арга-Тас. Фото Правдина Н.Б. 2017г.

В западной части бассейна р.Рассоха гидросеть имеет сложный рисунок, образованный сочетанием коленчатого типа с центробежным. Долины коленчатого типа характерны для основных рек (Сугун, Улахан-Нагаин) и их крупных притоков. Мелкие водотоки образуют густую сеть центробежного типа. Все крупные долины и часть мелких развиваются по зонам разрывных нарушений. Коленообразные долины круто меняют свое направление на участках сопряжения разрывов различной ориентировки. Наиболее распространены долины, меняющие направление с северо-западного на северо-восточное и субширотное. Долины рек и их притоков местами прорезают насквозь хр.Улахан-Чистай и Ачмолачанскую цепь, расчленяя их на отдельные горные массивы. Глубина расчленения изменяется от 500-700м (Ачмолачанская цепь) до 700-1150м (хр.Улахан-Чистай, массив Еллу).

Все крупные долины имеют троговый характер. Мелкие долины эрозионные характеризуются V-образным поперечным профилем. Продольные профили рек и их крупных притоков близки к равновесному, характерному для начальной стадии боковой

эрозии. [4]

Верхнечетвертичный-современный возраст эрозионных склонов устанавливается по секущему положению по отношению к формам позднечетвертичного рельефа.

Денудационно-эрозионный рельеф

В пределах денудационно-эрозионного рельефа выделяются 3 подтипа, различающиеся по преобладанию рельефообразующих денудационных процессов и времени формирования.

Склоны гор, возвышенностей, созданные эрозией, существенно переработанные склоновыми процессами. Склоны данного подтипа рельефа развиты в областях среднегорья преимущественно в южной и юго-западной частях района. Абсолютные высоты здесь 900-1200 м при относительных превышениях 400-600 м. Крутизна склонов средняя и лишь на отдельных участках превышает 30°. Рельеф характеризуется сглаженными формами. Склоны и водоразделы часто покрыты чехлом элювиальных и солифлюкционно-делювиальных отложений. Нередко отмечаются солифлюкционные террасы размером от 5 до 20 м, ступенями спускающиеся по склонам. Формирование рельефа происходило за счет эрозионного вреза в конце плиоцена и сглаживания склоновыми процессами в течение длительного времени, начиная с палеогена. [16]

Склоны возвышенностей, созданные эрозией на месте неогеновой равнины. Склоны, вложенные в неогеновую равнину, развиты в северо-восточных предгорьях хр. Арга-Тас, в пределах увалистого низкогорного рельефа с абсолютными высотами 400-800 м при относительных превышениях 200-500 м. Склоны, как правило, пологие (15-20°), сплошь покрытые солифлюкционно-делювиальными шлейфами. Однако вблизи горной части и в долинах рек отмечаются более крутые (35°) эрозионные уступы; на таких участках переходы к уплощенным водоразделам обычно отчетливые, в остальных случаях постепенные. Формирование склонов происходило за счет оживления эрозии в ранне- и позднечетвертичную эпоху. В остальные периоды происходило выравнивание с преобладанием склоновых процессов. Глубина эрозионного вреза за весь период развития составила на разных участках от 100 до 500 м. Медленный процесс расширения площади этого рельефа за счет разрушения поверхности равнины продолжается в настоящее время.

Склоны, созданные преимущественно эрозией, незначительно переработанные склоновыми процессами. Эрозионный рельеф, незначительно видоизмененный склоновыми процессами, занимает на исследованной территории наибольшие площади, охватывая значительную часть среднегорья и частично высокогорье. Абсолютные отметки варьируют от 1200 до 1900 м. В рельефе преобладают резко расчлененные крутые склоны, а на участках, примыкающих к крупным долинам и в юго-восточной части хр. Арга-Тас - очень крутые (более 45°). Большинство склонов покрыто осыпями. Долины в большинстве случаев V-образной формы. На некоторых участках развития устойчивых пород наблюдаются многочисленные останцы различные по форме и размерам. Ярко выраженный участок останцового рельефа наблюдался в верховьях руч. Ичен в поле распространения тремадокских конгломератов, где скальные останцы - "жандармы" с отвесными склонами достигают высоты 10-20 м

На некоторых участках, прилегающих к экзарационному рельефу (бассейны р. Булкут, Трюлинья, Куранах-Сала), эрозионные склоны несут следы слабой ледниковой обработки - ледниковые ниши, борозды, бараньи лбы, кое-где эрратические валуны (1-3 м). [3]

Денудационный рельеф

К денудационному типу относится рельеф, созданный в результате комплекса склоновых процессов, а также пологонаклонные поверхности педиментов.

Склоны гор и возвышенностей, созданные в результате комплекса склоновых процессов.

Денудационный рельеф занимает незначительные по площади разрозненные участки среднегорного рельефа в области истока р. Рассоха. Абсолютные отметки здесь 900-1200, относительные превышения 350-500 м. Склоны средней крутизны, иногда пологие, постепенно переходящие в уплощенные неширокие (до 100-300 м) водоразделы, часто прикрытые чехлом элювиальных и солифлюкционно-делювиальных отложений.

Эти участки выположенного рельефа являются, по-видимому, реликтами палеогеновой поверхности выравнивания. Основным рельефообразующим процессом здесь являлась комплексная денудация, продолжающаяся по настоящее время. [3]

Среднегорье создано на участках интенсивных неотектонических поднятий. При сравнительно небольших абсолютных отметках вершин (1200-1830 м) оно характеризуется глубокими врезами долин (500-800 м) и значительными (более 150 м/км) неотектоническими градиентами. Альпинотипное среднегорье с очень крутыми (до 50° и более), часто обрывистыми склонами обвально-осыпного сноса, острыми зубчатыми скалистыми вершинами развито в южном окончании бассейна р. Рассоха (Омулевские горы) на существенно карбонатных породах бизонской и нелюдимской свит. Рельеф здесь обращенный, так как наиболее высокие водораздельные гряды приурочены к ядрам синклиналей. Крутосклонное среднегорье, отличающееся более плавными очертаниями водораздельных линий, склонами меньшей крутизны осыпного сноса (20-40°), образовано на терригенных свитах (кривунской, мокринской, харкиндкинской) в Омулевских горах, на Курском выступе верхнепротерозойских метаморфических пород и на верхнеюрских вулканитах в отрогах хр. Гармычан и гряды Козловой. [2]

В районе рек Сугун и Улахан-Нагаин, которые сливаются в р. Рассоха среднегорный рельеф, характеризуется преобладанием нешироких (до 50 м) водоразделов и денудационно-эрозионных склонов умеренной крутизны (20-30°), глубоким расчленением речными и ледниковыми долинами.

Склоны прямые, изрезаны распадками и деллями. Водоразделы и верхние части склонов преимущественно покрыты маломощными элювиальными и элювиально-делювиальными развалами коренных пород. Иногда на них встречаются денудационные останцы. Нижние части склонов повсеместно несут следы ледниковой экзарации и аккумуляции. Местами у подножий склонов наблюдаются небольшие коллювиальные шлейфы.

Высотные отметки водоразделов изменяются в пределах 1500-1900 м. Глубина расчленения рельефа достигает 500-700 м. Гидросеть густая, рисунок её ближе к сетчатому типу. Основные долины (рр. Улахан-Нагаин, Кунтук) имеют продольную ориентировку относительно простирания геологических структур, все притоки поперечную. Большинство крупных речных долин: преобразованы в трогги шириной до 1,5 км, выполненные донной мореной с врезанными в неё руслами, поймой, террасой I уровня. Склоны троговых долин имеют заплечики на высоте 100-200 м над днищами. Долины V-образные, находятся в стадии глубинной эрозии.

Омулёвское среднегорье занимает восточную часть района междуречья Сугун-Сурага

оно непосредственно примыкает к хр. Улахан-Чистай, а южнее граничит с Дарпирской впадиной. Морфоструктура Омулёвского среднегорья сформировалась на карбонатно-терригенных породах палеозоя в обстановке дифференцированных блоков поднятий. В составе её выделяется среднегорная гряда, зона низкогорного рельефа и Нижнесумунская впадина.

Массивный среднегорный рельеф распространён в северо-восточной части плоскогорья Нижнесумунской впадины. От высокогорной зоны хр. Черского он отделяется Джакпачанской и Улахан-Чистайской впадинами. Характерными особенностями его являются слабая расчленённость гидросетью, массивность денудационных форм рельефа, преобладание плоских и пологосклонных водоразделов, представляющих реликты палеогеновой поверхности выравнивания. Абсолютные высоты водоразделов варьируют в пределах 1250-1795 м. Глубина расчленения рельефа составляет 50-400 м.

Среднегорная гряда занимает юго-западную часть морфоструктуры, располагаясь вдоль восточного борта Дарпирской впадины. Морфологически рельеф её отличается от упомянутого выше среднегорного рельефа более низкими высотами водоразделов (1400-1650 м), меньшей глубиной расчленения (400—600 м), ограниченным развитием ледниковых форм. Последние распространены главным образом в крупных поперечных троговых долинах (рр. Аччигый-Нагаин, Улахан-Нагаин, Дарпир-Юрях, руч. Никодай-Юрях) и в отдельных глубоких переметных седловинах. В долинах рек помимо пойм и первых террас местами наблюдается II надпойменная терраса. [4]

Низкогорье развито на участках умеренных неотектонических поднятий. Абсолютные отметки водоразделов здесь варьируют от 600 до 1283 м, при относительных превышениях их над днищами речных долин в 260-400 м. Крутосклонное низкогорье занимает обширные пространства в юго-западной части бассейна и создано на различных по возрасту и составу осадочных и метаморфических породах. Водораздельные гряды имеют здесь плавные очертания, куполовидные, реже конусовидные вершины, крутые (20-40°) и средней крутизны (10-20°) осыпные склоны. [2]

Низкогорный рельеф Омулёвского среднегорья распространён в обрамлении Нижнесумунской и Дарпирской впадины. Он сформировался в обстановке слабых положительных неотектонических движений, стимулирующих преобладание процессов денудации. Для него характерны широкие (до 200 м) водоразделы, расчленённые пологими седловинами и сквозными долинами. Высота их не превышает 900-1200 м. На поверхности водоразделов встречаются денудационные останцы высотой до 10-15 м. Склоны пологие (до 20°), выпуклые с хорошо развитым делювиальным покровом. У подножий их нередко распространены широкие (до 1,5 км) делювиально-солифлюкционные шлейфы. [4]

Реликты педиментов сохранились в среднегорье в бассейне р. Рассохи ниже устья р. Хаханджи и на левобережье р. Булкут. Это сравнительно небольшие (0,5-3 км) выровненные площадки, наклоненные в сторону речных долин, располагающийся на абсолютных высотах 800-900 м, реже 1100 м. Иногда они расположены ступенчато в результате новейших перемещений. Поверхность площадок покрыта элювиальными развалами. По правобережью р. Рассохи в них вложены скульптурные террасы 180-200 м уровня.

Форма и положение в рельефе позволяют считать их приречными полиментами неогенового возраста. В настоящее время они продолжают сокращаться за счет эрозионных процессов.

Экзарационный рельеф

Экзарационный рельеф охватывает области высокогорья на хребтах Гармычан и Арга-Тас, максимальные отметки которых 1900-2300 м при относительных превышениях 900-1500 м. Морфологически это типичный альпийский рельеф с узкими пилообразными водоразделами и широким развитием ледниковых форм: каров, цирков, трогов и др.

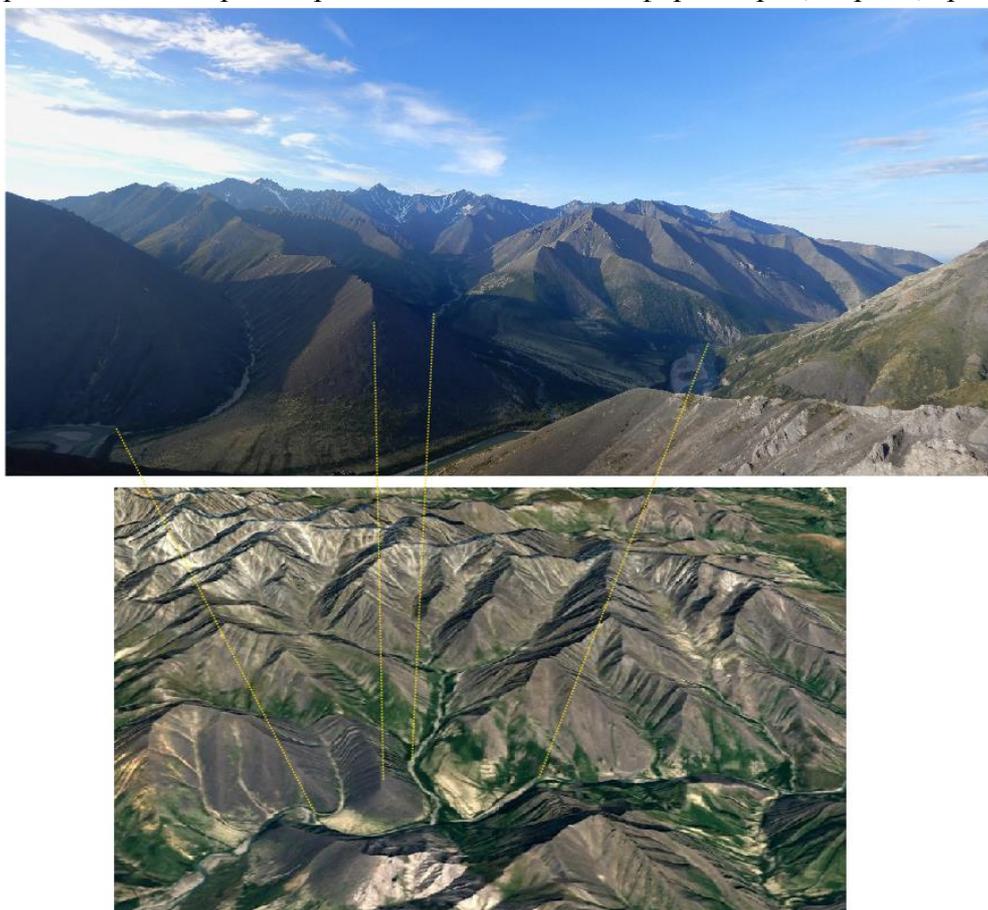


Рис 16. Область высокогорья хребта Арга-Тас в районе русла р.Рассоха.
Фото Правдина Н.Б. 2017г.

Карами заняты все осевые части хребтов. Стенки каров очень крутые, местами почти отвесные высотой до 400-600м, иногда до 800 м. Днища выположенные, часто загроможденные моренами. Крупные кары переходят в трогои, а мелкие боковые, открываясь в троговые долины, нередко оказываются висячими.

Наиболее крупные троговые долины имеют реки: Булкут, Трюлинья, Хаханджа, Уродан и Куранах-Сала. Ширина троговых долин р. Булкут и Трюлинья до 1,5-2 км, глубина 150-200 м, протяженность в пределах района около 15-20 км. Трогои обычно выходят за пределы альпийского рельефа, заканчиваясь конечно-моренными валами. В некоторых трогах встречаются бараньи лбы, курчавые скалы, как это имеет место в верхнем течении р.Хаханджи и на правом берегу Булкута. В рельефе много седловин, сквозных долин переметных ледников, особенно это характерно для хр. Гармычан. [3]

В истоках многих водотоков западной части бассейна р.Рассоха наблюдаются ледниковые формы рельефа - кары, ригели, перемётные седловины. На бортах троговых долин сохранились борозды выпаживания, маргинальные каналы, цирки. Аккумулятивные

формы в пределах высокогорья представлены узкими поймами, надпойменными террасами I уровня, боковыми моренами, реликтами донных морен, конусами выноса, курумами.

Ледники существовали на хр. Арга-Тас в районе отметки 2391 м. до недавнего времени. В настоящее время в течение всего лета здесь сохраняются снежники. Все формы ледникового рельефа свежие, резко выраженные, формирование их связано с верхнечетвертичным оледенением - в основном зырянской стадией, хотя часть из них, видимо, принадлежит к более поздним стадиям.

9.3. Аккумулятивный рельеф

Гидросеть в юго-западной части бассейна имеет древовидный рисунок. Долины рек и ручьёв трапецеобразные с террасированными днищами и склонами (русла, поймы, низкие террасы I-IV уровней, высокие террасы), в верховьях V-образные с врезающимися неравновесными руслами. Речные долины в зоне плоскогорья, подвергшейся оледенению, преобразованы в корытообразные долины с широкими днищами, выполненными ледниковыми отложениями. Некоторые из них осложнены молодыми эпигенетическими и антецедентными каньонообразными участками. В тальвегах таких долин наблюдаются речные формы - русла, поймы, низкие террасы (I и II). [4]

В группе аккумулятивного рельефа по характеру аккумуляции различаются следующие типы рельефа: созданные речной, ледниковой аккумуляцией, водно-ледниковыми потоками, совместной деятельностью рек и озёр, плоскостным намывом и солифлюкцией, временными потоками.

Рельеф, созданный речной аккумуляцией

Этот рельеф объединяет комплекс аккумулятивных и цокольных террас.

Низкая пойма (1,5-2,5 м.) аккумулятивного характера прослеживается почти по всем речным долинам. Ширина ее варьирует от нескольких метров на мелких водотоках до 0,5-2 км на крупных реках: Рассоха, Булкут, Трюлинья. Пойма имеет четкую бровку, ровную или волнистую (за счет стариц) поверхность. Особенно выровненный характер ее поверхности наблюдается на участках наледей в долинах р. Булкут, Рассоха, Трюлинья, Серечен. Наледные поляны протягиваются на несколько км, иногда до 10-15 км при ширине 100-200 м. Наиболее крупные наледи и наледные поляны расположены в долине р. Булкут в приустьевой части и выше устья р. Трюлинья. Формирование поймы относится ко второй половине голоцена и продолжается в настоящее время.

Высокая пойма (2,5-3,5 м) распространена в основном в долине р. Рассоха, при этом в горной части прослеживается отдельными "обрывками" протяженностью 0,5-2 км, шириной 200-800 м, а в пределах Колымской низменности - непрерывными полосами по обоим берегам реки шириной 1-2,5 км. По строению терраса аккумулятивная, отделена от низкой поймы уступом 1-1,5 м. Поверхность ее ровная, слабо наклоненная в сторону реки, иногда с глубокими старицами шириной 3-5 м, заполняющимися весной водой. Для поверхности этой террасы характерны веера блуждания, отчетливо видимые на аэрофотоснимках. Раннеголоценовый возраст террасы определяется положением в рельефе - выше уровня низкой поймы и спорово-пыльцевым комплексами, содержащимися в аллювии.

Надпойменная терраса (4—7 м) аккумулятивная, прослеживается спорадически на

0,5—3 км при ширине до 1 км по многим рекам района, но наиболее широко развита в долине р. Рассохи, особенно в пределах Колымской низменности, имея форму наземной дельты. Ширина ее здесь достигает почти 8 км. Терраса отделена от поймы отчетливым уступом высотой 2—3 м. Поверхность ее ровная заболоченная. Тыловой шов, примыкающий к коренному борту долины, обычно четкий.

Позднечетвертичный-раннеголоценовый возраст террасы определяется положением в террасовом комплексе и спорово-пыльцевыми спектрами, слагающих ее отложений.

Цокольные террасы (8-17м) прослеживаются в долинах р. Омулевка, Рассоха, Сибикеня, Омчикчан в области среднегорья. Они протягиваются полосами по несколько км длиной при ширине от 50 - 70 м до 800 м. Террасы цокольного характера. Высота коренного цоколя варьирует от 1 до 10 м на разных участках долин. В редких случаях в террасах 8-10 м уровня он почти исчезает, сохраняясь лишь у самой подошвы уступов. Поверхность террасы, как правило, ровная со слабым уклоном в сторону - реки кочкарная, но в некоторых случаях (правобережье р. Омчикчан) с глубокими промоинами, небольшими увалами. [3]

В пределах низкогорья и по периферии впадин террасы различных уровней и основания склонов нередко перекрываются делювиально-солифлюкционными шлейфами, при этом возникают гетерогенные формы рельефа - террасоувалы шириной до 2-4 км

Позднечетвертичный возраст террас определяется их морфологическим положением между I надпойменной и террасой средне-плейстоценового возраста. Формирование их происходило в эпоху верхнечетвертичного оледенения, о чем свидетельствуют спорово-пыльцевые спектры отложений, слагающих эти террасы.

Цокольная терраса (10 - 40 м) отмечена в области предгорий - в долине р. Рассохи и ее левому притоку - руч. Якши.

В долине р. Рассохи она прослеживается по правому берегу на расстоянии 12-13 км при ширине от 300 м до 1,7 км. Высота ее вблизи горной части 30 - 40 м. и постепенно снижается до 10-20 м в сторону Колымской низменности. Поверхность террасы ровная, в пределах Колымской низменности заболоченная.

В долине руч. Якши, направленной вдоль простирания хр. Арга-Тас, терраса прослеживается узкими (150-300 м) прерывистыми полосами (0,5-4 км) по обоим берегам. Высота ее уменьшается от 35 м в низовьях до 17 м в верхнем течении; в этом же направлении повышается положение коренного цоколя от 0,5 м до 11 м. Среднечетвертичный возраст террасы определяется положением в рельефе и возрастом осадков, слагающих ее. [5]

Цокольные террасы (70-90 м, 100-120 м) распространены в горной области в долинах р. Рассохи, Омулевки, Омчикчана.

В долине р. Рассохи по правому борту в районе устья руч. Итакня прослеживается терраса (100-120 м); протяженность ее площадок 0,5 - 2,5 км при ширине 100-130 м. Основную часть уступа слагает коренной цоколь. Мощность рыхлой покрывки от 5-10 м до 29 м. Поверхность террасы мелкобугристая, наклонена в сторону реки.



Рис.17 Цокольная терраса в правом борту руч. Итакня. Фото Правдина Н.Б. 2017г.

Плиоцен-раннечетвертичный возраст террас определяется положением в рельефе - они вложены в скульптурные террасы и поверхность равнины неогенового возраста. В свою очередь по уступу к ним примыкают нижерасположенные террасы среднего и позднего плейстоцена. [16]

Рельеф, созданный ледниковой аккумуляцией

Ледниковая аккумуляция на исследованной территории связана с верхнечетвертичным оледенением.

Донные и конечные морены зырянского оледенения

Ледниково-аккумулятивные формы распространены преимущественно в областях высокогорного альпийского рельефа, а также в примыкающих областях среднегорья. Наиболее широко они развиты в бассейнах рек: Булкут, Трюлинья, Хаханджа, Уродан, Куранах-Сала, руч. Кюрюнкюн и представлены донными, боковыми и конечными моренами. Донные морены сохранились в карах и межгорных понижениях, покрывая их днища и склоны - как это имеет место в междуречье Булкут-Трюлинья, Булкух-Саркынья и на правом берегу руч. Уродан.

Боковые морены в виде холмов, валов высотой 1,5-7 м, реже до 30 м прослеживаются на несколько километров вдоль всех троговых долин.

Конечные морены в крупных троговых долинах морфологически хорошо выражены, представляя собой серию крупных дугообразных валов высотой до нескольких десятков метров протяженностью от 70-100м до 3-4 км, либо - гряды, холмы высотой 15-40 м. Понижения в поле конечных морен иногда заняты мелкими озерами (р. Трюлинья,

Хаханджа). Наиболее крупные конечно-моренные валы развиты в долинах р. Куранах-Сала, Трюлинья и руч. Кюрюнкюн. В устье каров, открывающихся в троговые долины, обычно наблюдаются более мелкие моренные валы высотой 10-25 м длиной 50-100 м, иногда представляя собой просто крупную гряду глыбого материала.

Свежесть ледниково-аккумулятивных форм, карово-долинный характер и масштабы оледенения позволяют считать, что они отвечают скорее всего зырянской стадии верхнечетвертичного оледенения. Не исключено, однако, что часть морен верхних частей каров связана с более поздними стадиями. Возраст морен в целом рассматривается как верхнечетвертичный. [3]

Нижнесумунская впадина характеризуется аккумулятивным рельефом. Площадь её в районе составляет 390 км². По морфологическим признакам и гипсометрическому положению в ней выделяются нагорное плато высотой 1100-1200м, участок мелкохолмистого ледникового рельефа и нагорная равнина. Мелкохолмистый ледниковый рельеф развит на площади 130км² в юго-западной части впадины. Для него характерен типичный ледниковый ландшафт. Вершинная поверхность ледниковых образований располагается на абсолютных высотах 800-1000м. [4]

Холмисто-западинный рельеф развит в пределах Дарпирской впадины и в бассейне р.Нючага. Холмы высотой до 40-60 м, сложенные валунно-галечно-щебневыми наносами, разделяются западинами, во многих из которых находятся озера термокарстового происхождения. Более возвышенные части рельефа по краям Дарпирской впадины несут следы ледниковой экзарации. Это довольно обширные (до 3-6 км) площадки обнаженных коренных пород с остатками ледниковых отложений в виде эрратических валунов. Зандровые поля наблюдаются в бассейне р.Нючага и вдоль долины р.Дарпир-Юрях. Они представляют собой широкие террасовидные поверхности, сложенные флювиогляциальными отложениями. [2]

Рельеф, созданный водно-ледниковыми потоками

Флювиогляциальные террасы, шлейфы и зандровые равнины распространены преимущественно во внеледниковых областях. Террасы высотой 6-12 м прослеживаются в долинах р. Булкут, Хаханджа, Итакня и др. Они протягиваются на 1-4 км при ширине 0,3-0,8 км. Поверхность террасы сухая, достаточно ровная.

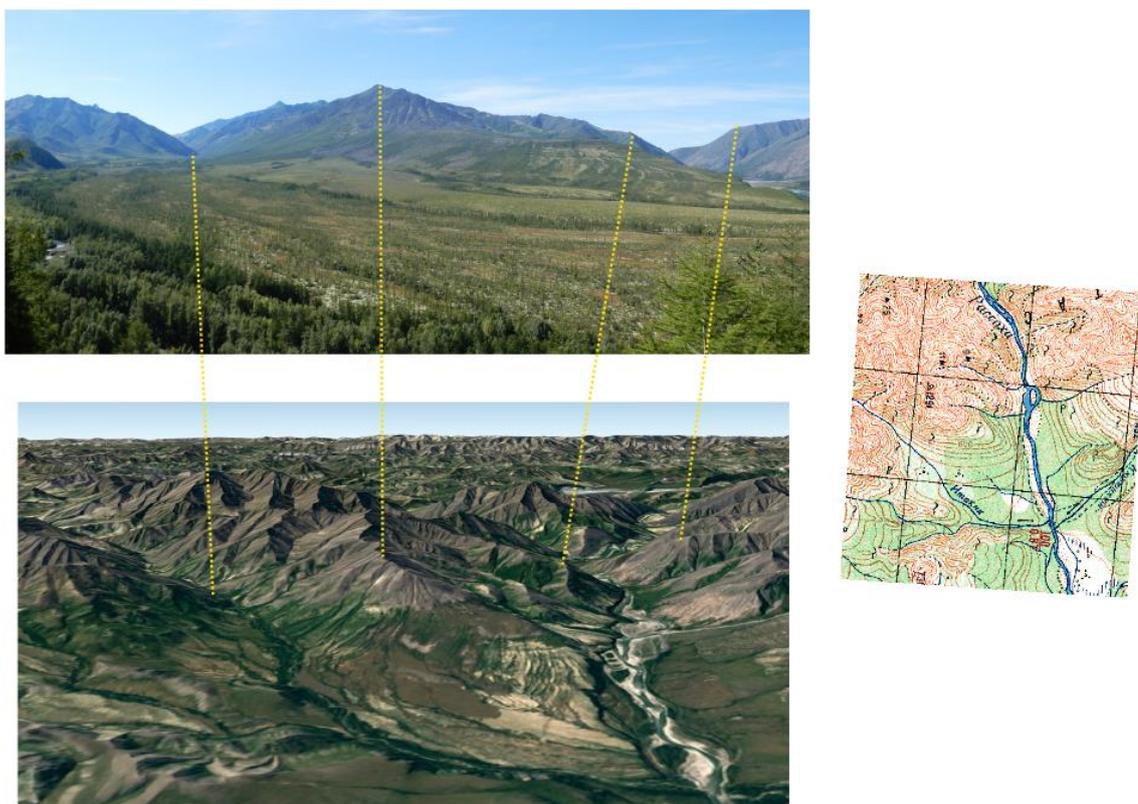


Рис.18 Восточное предгорье хребта Арга-Тас, левый берег р.Итакня.
 Фото Правдина Н.Б. 2017г.

Значительная часть водно-ледниковых зандров приурочена к северо-восточным и юго-западным подножьям хр. Арга-Тас. Они имеют вид крупных шлейфов, конусов выноса, спускающихся с отрогов хребта. Наиболее крупный из них прослеживается на крайнем северо-востоке района. Начинаясь от троговой долины р. Куранах-Сала, шлейф перекрывает в предгорьях неогеновую равнину, далее на восток спускается в Колымскую низменность, где образует полого-наклоненную зандровую равнину, протягивающуюся в пределах района более чем на 2 км. при ширине - 3-7 км. Поверхность равнины волнистая, слабо расчлененная современными водотоками. На аэрофотоснимках хорошо дешифрируется струйчатый рисунок ее поверхности. Изредка в краевой восточной части зандровой равнины отмечаются гряды и одиночные холмы высотой 10-12 м. [16]

Верхнечетвертичный возраст форм определяется на основании взаимоотношений с формами речной аккумуляции. С одной стороны, водно-ледниковые шлейфы такие, как аллювиальные отложения перекрывают размытую поверхность плиоцен-нижнечетвертичных отложений; с другой- в них вложен комплекс террас низкого уровня - I надпойменная, пойменная.

Нагорная равнина занимает северо-восточную часть Нижне-сумунской впадины. Поверхность её пологоволнистая, заболоченная с обширными участками кочкарников, наклонённая на северо-восток Абсолютные отметки равнины постепенно понижаются от 800 до 640м. Широкими речными низинами (0,5-2км) она расчленяется на ряд пологих междуречий. Глубина расчленения не превышает 50м. Междуречья сложены водно-ледниковыми террасами и зандрами. В северо-восточной части площади (низовья р.Сугун) водно-ледниковые междуречья сопряжены с поверхностью II аллювиальной террасы высотой 5-10м.

Дарпирская впадина занимает площадь около 150 км . Поверхность впадины представляет нагорное плато высотой 1000-1200м, покрытое мощным чехлом (до 100м) верхнечетвертичных моренных образований. Плато расчленяется гидросетью на отдельные увалы и холмистые междуречья с моренно-озёрными ландшафтами. Глубина расчленения составляет 80-200м. [4]

Рельеф, созданный совместной деятельностью рек и озер

В данном типе рельефа различаются две разновозрастные равнины.

Реликты предгорной равнины на абсолютных высотах 500-800м. Реликты равнины, развитой на поверхности плиоценовых и частично плиоцен-нижнечетвертичных отложений, прослеживаются по предгорьям вдоль северо-восточного фаса хр. Арга-Тас на расстоянии около 60 км при ширине от 2 до 20 км. От некогда единой поверхности, наклоненной в сторону низменности, сохранились участки выровненных водоразделов различной формы размерами от 1 до 20- 25 км². Переходы от водоразделов к ниже расположенным денудационно-эрозионным склонам либо постепенные, либо резкие в виде уступов, что особенно отчетливо проявлено в бортах долин современных водотоков. Поверхность равнины, судя по сохранившимся реликтам, пологоволнистая с незначительными (50-100 м) превышениями. Все формы рельефа сглаженные. В результате новейших движений отдельные ее части оказались на разных гипсометрических уровнях - от 350 м по краям предгорьев на правобережье р. Рассохи до 800 м - на ее левобережье. Неогеновый возраст равнины определяется отложениями, слагающими ее.

Равнина на абс. высотах 160—200м. Озерно-аллювиальная равнина, расположенная в пределах Колымской низменности, занимает два разрозненных участка на право- и левобережье р. Рассохи. Поверхность ее ровная с общим уклоном на северо-восток, сильно заболочена и характеризуется широким развитием мезо- и микрофоры, связанных с многолетней мерзлотой; булгунняхов, бугров пучения, полигональных грунтов. Нередки здесь и термокарстовые формы - западины, воронки неправильной формы размерам от 1 до нескольких метров. На отдельных участках правобережья р. Рассохи отмечается большое количество термокарстовых озер овально-удлиненной формы, и ландшафт приобретает вид аласной равнины. В общем ровную поверхность нарушают неглубокие врезы современных водотоков и невысокие увалы. Формирование равнины происходило на месте постоянно погружающейся и заполняющейся осадками, впадины. Её поверхность образована за счет накопления рыхлых отложений блуждающими реками, образующими многочисленные протоки, старичные озера (следы блуждания водотоков видны на аэрофотоснимках(Рис.13). [3]



Рис.19 Нижнее течение р.Рассоха, Колымская низменность.

Приведенные участки являются частью огромной равнины, сформировавшейся в верхнечетвертичное время в пределах Колымской низменности. Далее к северу и северо-востоку в долине р. Колымы в лессовидных суглинках этой равнины содержится богатый комплекс фауны верхнепалеолитического комплекса.

Рельеф, созданный плоскостным намывом.

К данному рельефу относятся солифлюкционно-делювиальные шлейфы, распространенные достаточно широко в разных частях исследованной территории. В горной части они развиваются на выположенных склонах, у подножий некрутых уступов и выполняют межгорные понижения. В северо-восточных предгорьях хр. Арга-Тас они многочисленны, покрывают практически все склоны денудационно-эрозионного рельефа, но не имеют четких границ, сливаются с делями.

По границе предгорьев и Колымской низменности шлейфы образуют огромную полосу шириной 3-7 км, протягивающуюся более чем на 35 км.

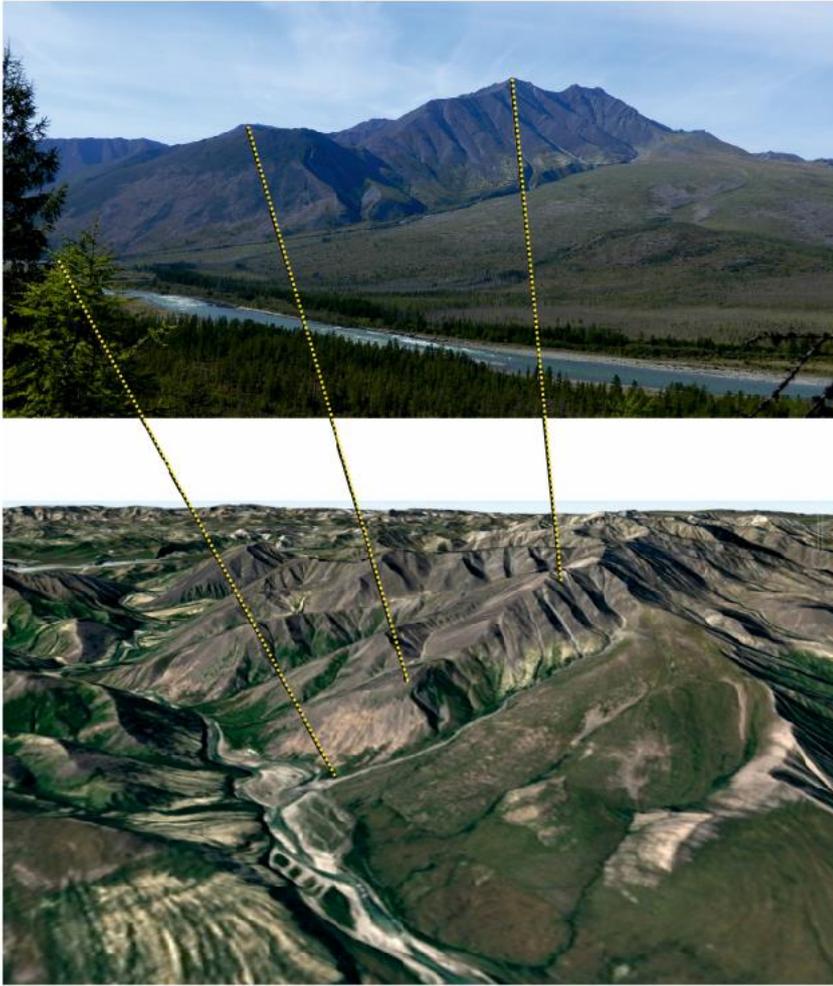


Рис.20 Восточная граница хр. Арга-Тас, выход р. Рассоха на Колымскую низменность.
 Фото Правдина Н.Б. 2017г

Рельеф шлейфов пологоволнистый, осложненный микроформами мерзлотного происхождения- буграми пучения, мелкими западинами, полигональными грунтами. Время формирования шлейфов вероятно длительное, с начала плейстоцена, однако в окончательном виде, близком к современному, они были сформированы в конце позднего плейстоцена- начале голоцена, поскольку они сливаются с поверхностью I надпойменной террасы, а пойменные террасы в них часто вложены. [16]

Рельеф, созданный временными потоками

К данному генетическому типу относятся делювиально-пролювиальные конусы выноса, наблюдаемые в высокогорной и среднегорной областях у основания крутых склонов. Они имеют в плане веерообразную форму, круто наклонены в сторону русла рек. Поверхность выпукло-волнистая.

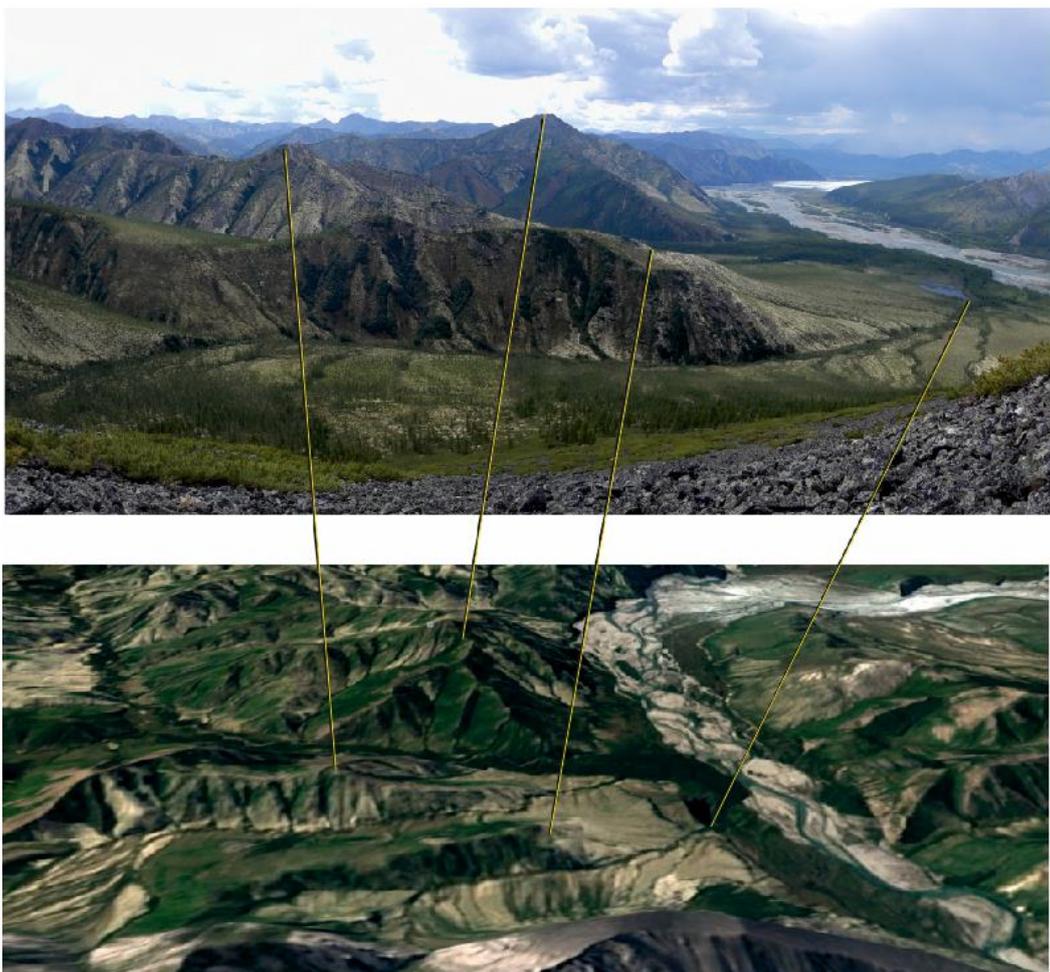


Рис. 21 хребет Арга-Тас, правый берег р. Рассоха на 5 км восточнее Булкутской наледи.
Фото Правдина Н.Б. 2017г.

Отмечаются как закрепленные задернованные конусы выноса, так и формирующиеся в настоящее время, нормирование большинства из них связано с концом верхнего плейстоцена- голоценом. Конусы выноса довольно заметную роль играют в области Омчикчанского низкогорья, где они, сливаясь с делювиальными шлейфами, образуют валы рыхлого материала у подножий склонов долин. Они широко развиты также в зоне тектонического уступа, отделяющего Дарпирскую впадину от Омулевских гор. [4]

Глава 10. История развития рельефа

Рельеф района формировался с конца поздней юры по настоящее время в несколько этапов. В начальный этап (конец поздней юры-мел) произошло полное осушение региона, образование контрастного тектоногенного рельефа, оформление в общих чертах главных морфоструктур района

В палеогене начинаются первые блоковые поднятия, которые привели к расчленению поверхности выравнивания и формированию горных сооружений и впадин. На данной территории резко разграничились области поднятий - хр. Гармычан, Омuleвско-Рассошинское междуречье, хр. Арга-Тас и опусканий- Логинская впадина (Колымская низменность).

В конце олигоцена-миоцене в области впадины, вероятно, существовал озерный бассейн, в котором происходило накопление глин, углей, а ближе к горам они фациально замещались грубыми осадками, выносимыми реками из горных областей, впадина во все последующие этапы оставалась областью погружения и аккумуляции рыхлого материала.

В плиоцене в условиях теплого влажного климата продолжалось расчленение и денудация горных областей. [3]

Конец плиоцена - начало нижнего плейстоцена знаменуется тектонической активизацией. Происходят поднятия по крупным блокам северо-западного простирания (хр. Гармычан, хр. Арга—Тас). На завершающих этапах в поднятие была вовлечена краевая часть впадины, что привело к появлению переходной ступени - предгорий между хр. Арга-Тас и Колымской низменностью. Поднятия привели на отдельных участках к перестройке гидросети. Очевидно, это коснулось участка устья р. Сибикеньи и долины руч. Ягодного. В прошлом - это единая долина, по которой сток шел на юго-восток. Река Омчикчан перехватывает верховья одного из левых притоков р.Сибикеньи и вся система получает возможность стока на север в долину Омчикчана. [2]

В результате поднятий в сферу денудации вовлекались связанные с интрузиями золото- и оловорудные проявления, началось поступление свободного металла в делювий, создались предпосылки для образования россыпей.

В раннем плейстоцене в речных долинах уже сформировался комплекс скульптурных и цокольных террас. Созданный к тому времени морфоструктурный план мало изменился в дальнейшем. Климатические условия меняются в сторону похолодания.

В течение всего раннего и начала среднего плейстоцена в условиях относительной стабильности тектонического режима продолжалось дальнейшее расчленение и денудация территории. [4]

В среднем плейстоцене в связи с дальнейшим общим похолоданием на крупных площадях имело место полупокровное оледенение, однако следов его в современном рельефе исследуемого района не сохранилось. В этот период идет формирование аккумулятивной террасы в долине р. Рассохи; в пределах Колымской низменности продолжается аккумуляция выносимого с гор материала.

Следов казанцевского межледникового в рельефе не сохранилось. В целом же верхнечетвертичное время оказалось насыщенным событиями, изменившими во многом облик рельефа. В результате неравномерных блоковых поднятий окончательно оформились как высокогорные области - хребты Гармычан и Арга-Тас. Появились крупные уступы, обрамляющие хребет Арга-Тас, наиболее резко выраженные по его северо-восточному фасу. В поднятия этого этапа были вовлечены области Омuleвско-

Россошинского междуречья и Булкутское нагорье. Однако амплитуда блоковых поднятий здесь не была столь значительной, как в прилегающих морфоструктурах хребтов Гармычан и Арга-Тас. Область северо-восточных предгорий хр. Арга-Тас претерпевает небольшие поднятия. [3]

В связи с поднятиями начинается расчленение территории и особенно резкое в высокоподнятых хребтах. Наступившее похолодание в зырянскую эпоху привело к карово-долинному оледенению в их пределах. В высокогорных областях создается резкорасчлененный рельеф альпийского типа. Эрозионные долины перерабатываются в трог, по которым ледники выносят моренный материал во внеледниковые области. Образуются водно-ледниковые террасы и зандры. При обилии воды и продолжающихся эрозионных процессах в областях среднегорья и предгорьях происходит в этот период уничтожение ранее созданных террасовых уровней. По Олгуе и Омчикчану активно размываются плиоценовые и плиоцен-нижнечетвертичные отложения и формируются террасы нового уровня. В Колымской низменности идет формирование аласной равнины.

В горной системе хр.Черского амплитуды поднятий в зоне среднегорья достигали 300-400м, в высокогорье 500- 700м. Во впадинах они не превышали 100-300 м и 50 м (Нижне-Сумунская впадина). В результате поднятий в пределах плоскогорья были расчленены и переработаны (местами почти полностью) реликты поверхности выравнивания и палеодолины гидросети. В горной системе хр.Черского в рассматриваемое время протекали интенсивные процессы глубинного расчленения рельефа. Рельеф района приобретает современные черты. [4]

Климатические условия на протяжении плейстоцена постепенно менялись в сторону континентальности и резкого похолодания. Продолжалось видовое обеднение растительности. Хвойные леса сокращались и постепенно замещались лиственничными с примесью берёзы и ольхи. Широкое распространение получили холоднолюбивые кустарничковая береза, кедровый стланик, осоки, плаунки, мхи, плауны. В конце среднего плейстоцена начинается развитие многолетней мерзлоты.

В постледниковое время на значительной части территории за исключением Колымской низменности, продолжается эрозионный врез. Особенно активно он протекает в высокогорных областях, разрушая формы ледниковой аккумуляции и экзарации. В результате неоднократных поднятий и длительной денудации территории суммарный эрозионный срез составил в среднегорной и высокогорной областях более 1 км. Выносимый из этих областей материал аккумуляровался в постоянно погружающейся Колымской низменности, где мощность рыхлых образований, по данным бурения, составляет более 330 м. [16]

В голоцене поднятие территории района замедлилось. Наступило некоторое потепление климата. В долинах района формируются поймы, I террасы и связанные с ними россыпи золота, касситерита, делювиально-солифлюкционные шлейфы, на склонах и водоразделах покровы элювиальных, делювиальных и коллювиальных образований. [4]

Заключение

Выпускная квалификационная работа была выполнена по материалам геологосъемочных работ 2017г масштаба 1:200 000 Рассошинской партии. Создание Государственных геологических карт масштаба 1:200 000 это основа геологического изучения нашей страны, результаты которого крайне востребованы недропользователями и другими специалистами. На изученной мной территории проводилось картирование лишь первого поколения, и по стандартам 70-х годов оно было проведено без создания карты четвертичных образований. Однако подобный картографический материал необходим для ясного понимания геологических процессов формирующих рельеф. Рельеф в каждом отдельном случае это уникальный результат влияния экзогенных процессов на геологический субстрат с учетом тектонической истории конкретной территории. Выявление и описание подобного взаимодействия для бассейна реки Рассоха и послужило целью моей выпускной квалификационной работы.

Для достижения цели мною были изучены работы предшественников, фондовые опубликованные и не опубликованные данные, научная литература и картографические материалы. Это позволило в настоящей работе подробно рассмотреть физико-географическое положение, геологическое строение района, геоморфологию, тектонику и историю развития рельефа.

Анализ литературных источников и результатов полевых работ по ГГК-200/2 листа Q-55-XXIX,XXX показал что рельеф бассейна р.Рассоха в первую очередь обусловлен тектоническими движениями. Рельеф, каким мы видим его сейчас начал формироваться еще в юрском периоде чередой блоковых поднятий, со временем разграничилась горная часть и низменная, появилась переходная зона. В верхнечетвертичное время, в результате неравномерных блоковых поднятий завершили свое формирование высокогорные области района: хребты Улахан-Чистай, Гармычан, Арга-Тас и Ачмолочанская цепь.

Наступившее в зырянскую эпоху похолодание привело к карово-долинному оледенению в высокогорных областях. Эрозионные долины были переработаны в трюги, по которым ледники выносили моренный материал во внеледниковые области.

В настоящее время остались лишь небольшие снежники у самых вершин. В рельефе отчетливо видны старые троговые долины и флювиогляциальные шлейфы. Продолжается врез эрозионной сети разрушающий формы ледниковой аккумуляции и экзарации. На территории бассейна реки Рассоха активно протекают процессы всего склонового ряда, различные в зависимости от крутизны склона. В северо-восточной части бассейна, на территории Колымской низменности получили свое распространение криогенные процессы проявляющиеся в виде бугров пучений и термокарстовых озер. На основе детального изучения реки Рассоха можно сделать интересное предположение об antecedентном характере её долины на участке пересечения хребта Арга-Тас. В отличие от многих рек района Рассоха протекает вкост разрывным нарушениям и простираению пород, практически под прямым углом пересекая хр. Арга-Тас. Ниже по течению река разливается по Колымской низменности, вынося материал из горных областей на равнину.

На основе метода визуального дешифрирования аэрокосмоснимков мною были выявлены границы распространения четвертичных отложений различного генезиса и возраста. Благодаря личным полевым наблюдениям и составлению корреляции между фотопанорамами и космоснимками результат камерального дешифрирования был качественно улучшен. Практическим итогом моей работы стало составление карты четвертичных отложений масштаба 1:200 000 на лист Q-55-XXIX,XXX.

Таким образом, цель данной работы можно считать достигнутой, а задачи выполненными.

Планируется продолжить работу в данном регионе в рамках государственного геологического картирования 200/2.

Список литературы

1. Государственная геологическая карта СССР: масштаб 1:200 000: сер. Среднеколымская: лист Q-55-XXVII, XXVIII: объясн. записка / М-во геологии СССР / [Е. П. Сурмилова, М. И. Гедько, Б. Н. Аулов]; под ред. З. П. Потаповой. – М.: 1981. – 118 с.
2. Государственная геологическая карта СССР: масштаб 1:200 000: сер. Среднеколымская: лист Q-55-XXXV, XXXVI (истоки р. Омчикчан): объясн. записка / М-во Геологии СССР; Северо-Восточное производственное геологическое объединение / [Н.В.Хандожко, Л.В.Кравченко]; под ред. В. М. Мерзлякова. – М., 1990. – 120 с.
3. Государственная геологическая карта СССР: масштаб 1:200 000: сер. Среднеколымская: лист Q-55-XXIX, XXX (Устье р. Булкут): объясн. записка / М-во геологии СССР; Объединение Аэрогеология / [Е.П.Сурмилова, Г.А.Максимова]; под ред. З.П.Потаповой. – М., 115 с.
4. Государственная геологическая карта СССР: масштаб 1:200 000: сер. Среднеколымская: лист Q-55-XXXIII, XXXIV (Улахан-чистай): объясн. записка/ М-во геологии СССР/[В. П. Ключков]; под ред. Ю. В. Архипова. – М.: Недра, 1991. – 195 с.
5. Отчет о геологической съемке масштаба 1:200 000 на площади листа Q-55-XXIX, XXX за 1974-1979 гг (в 3-х томах)/Сурмилова Е.П., Сидячинко А.И., Попадич А.Ф. и др. – М., 1979. – 337 с.
6. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Момы и Зырянки: Окончат. Отчет по геологосъемочным работам: масштаб 1-200000: лист Q-55-XXVII, XXVIII / М-во геологии СССР; ВАНПО « Аэрология» / Сост. Е. П. Сурмилова, Б. Н. Аулов, М. И. Редько. – М. , 1974. – 387 с.
7. Промежуточный отчет по геолого-съемочным работам: масштаб 1-200000: сев.-вост. Часть листа Q-55-XXVII, XXVIII / М-во геологии СССР; Всесоюз. Аэрологический трест / Сост. А. А. Константиновский, Н. И. Степанова. – М., 1971. – 89 с.
8. Геология и полезные ископаемые рассошинской складчатой зоны: отчет в 3 томах / АН СССР; Дальневост. Научный центр / Дылевский Е. Ф., Гагиев М. Х., Горячев Н. А. – Магадан, 1989.
9. Отчет о поисковых работах: масштаб 1-100000 в бассейне ручьев Сахарымнан и Имсали; Колымская партия 1975- 1977 г.г. / М-во геологии РСФСР/ Мясников В. И., Гусельников Э. П. – пос. Усть-Нера, 1977. – 123 с.
10. Отчет Верхне-Рассошинской геолого-поисковой партии за 1934 – 1935 г. / Козлова В. В.. – 132 с.
11. Отчет Гармычанской геологодешифровочной партии за 1959 год / Северо-Вост. геолог. управл. / А. Г. Лапшинов, П. С. Палатный. – Магадан, 1960. – 244 с.

12. Тектоника зоны сочленения Омурлевского поднятия Колымского срединного массива с Иньял и-Дебинским синклиналием Яно-Колымской складчатой системы / М-во геологии РСФСР; Сев. –Вост. геологич. управл. / В. М. Мерзляков. – Магадан, 1965. – 244 с.
13. Легенда Яно-Индибирской серии листов гос. геологич. карты РФ: масштаб 1: 200000: объясн. записка / М-во природ. Ресурсов РФ / А. Н. Вишневский, В. Г. Иванов, Л. И. Сметанникова. – М., 2000. – 145 с.
14. МОРОЗОВ А. Ф., ПЕТРОВ О. В., ШИШКИН М. А. Науч.-метод. основы современного гос. геологического картографирования масштаба 1 : 200 000 // Региональная геология и металлогения . – 2016. - № 67. – С. 34-42
15. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второго издания) Версия 1.3 – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. 173с.
16. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская Лист Q-55 – р.Мома. Объяснительная записка. –СПб.: Изд-во СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. 706с.
17. Отчет о групповой геологической съёмке и доизучения масштаба 1:200 000 в пределах листов Q-55-XXXIII,XXXIV (Улахан-Нагаинская партия) за 1976-1979гг/ ВИГРЭ пос. Усть-Нера/ Клочкин В.П. и др./1979г
18. Единые требования к составу, структуре и форматам представления в НРС Роснедра комплектов цифровых материалов листов Государственных геологических карт масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000. Версия 1.5 – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. 256с
19. Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омурлевского поднятия. Наука, М., 1971,151с
20. Баскович Р.А. Спорово-пыльцевые комплексы четвертичных отложений Северо-Востока СССР. Магадан, 1969, 262с

Интернет ресурсы:

21. <http://gis-lab.info>
22. <http://dic.academic.ru>
23. <http://learn.arcgis.com>