

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Савельев Георгий Владимирович

**Состав и тектонические обстановки формирования пермских
терригенных комплексов Карского прогиба (бассейн реки Кара)**

Выпускная квалификационная работа бакалавра

«К ЗАЩИТЕ»

Научный руководитель:
д.г-м.н., проф. А. К. Худолей

_____ 2016
«__»_____

Заведующий кафедрой:
д.г-м.н., проф. А. К. Худолей

_____ 2016
«__»_____

Санкт-Петербург

2016

Содержание

Введение.....	3
Глава 1. Физико-географический очерк.....	5
Глава 2. История изучения.....	6
Глава 3. Стратиграфия.....	10
3.1. Зилаиро-Лемвинская СФЗ.....	10
3.1.1. Пайхойская подзона.....	10
3.1.2. Байдарацкая подзона.....	11
3.2. Западно-Уральская СФЗ.....	11
3.2.1. Пайхойская подзона.....	12
3.2.2. Лемвинская подзона. Байдарацкий район.....	16
Глава 4. Магматизм.....	18
Глава 5. Тектоника.....	20
Глава 6. Петрографические и геохимические исследования.....	28
6.1. Общая характеристика.....	28
6.2. Выделенные группы пород.....	32
6.3. Исследования методом Гацци-Дикинсона (point-counting).....	36
6.4. Геохимические исследования.....	37
6.4.1. Классификация Ф. Дж. Петтиджона.....	38
6.4.2. Анализ содержания малых элементов.....	39
Глава 7. Интерпретация обстановок формирования.....	42
Заключение.....	44
Литература.....	45
Приложения.....	48

Введение

Пермские терригенные образования Пай-Хоя, приуроченные к северной его части – Карскому прогибу, чаще называемому синклинием, впадиной, а также Северо-Пайхойским синклинием, – ранее (до работ по геологическому картированию 2014-2016 гг.) не разделялись с схожими по составу и возрасту терригенными образованиями Байдарацкого аллохтона, относимого к структурам Полярного Урала. Летом 2015 автором в составе картировочной партии (Карская партия ВСЕГЕИ под руководством С.В. Серегина) был исследован район сочленения Урала и Пай-Хоя, к югу от Карского моря, в междуречье рр Кара - Нгосовейяха. В геологическом отношении район исследования располагается в зоне "поворота" структур Урало-Новоземельского складчатого пояса с северо-восточного и субмеридионального ("уральского") на северо-западное ("пайхойское") простирание (рис. 1). В ходе данных работ (общей длительностью 2,5 месяца) был отобран материал с целью охарактеризовать терригенные отложения пермского возраста. Пробы были отобраны в пределах Карского синклинория и Байдарацкого аллохтона, а также в предполагаемой

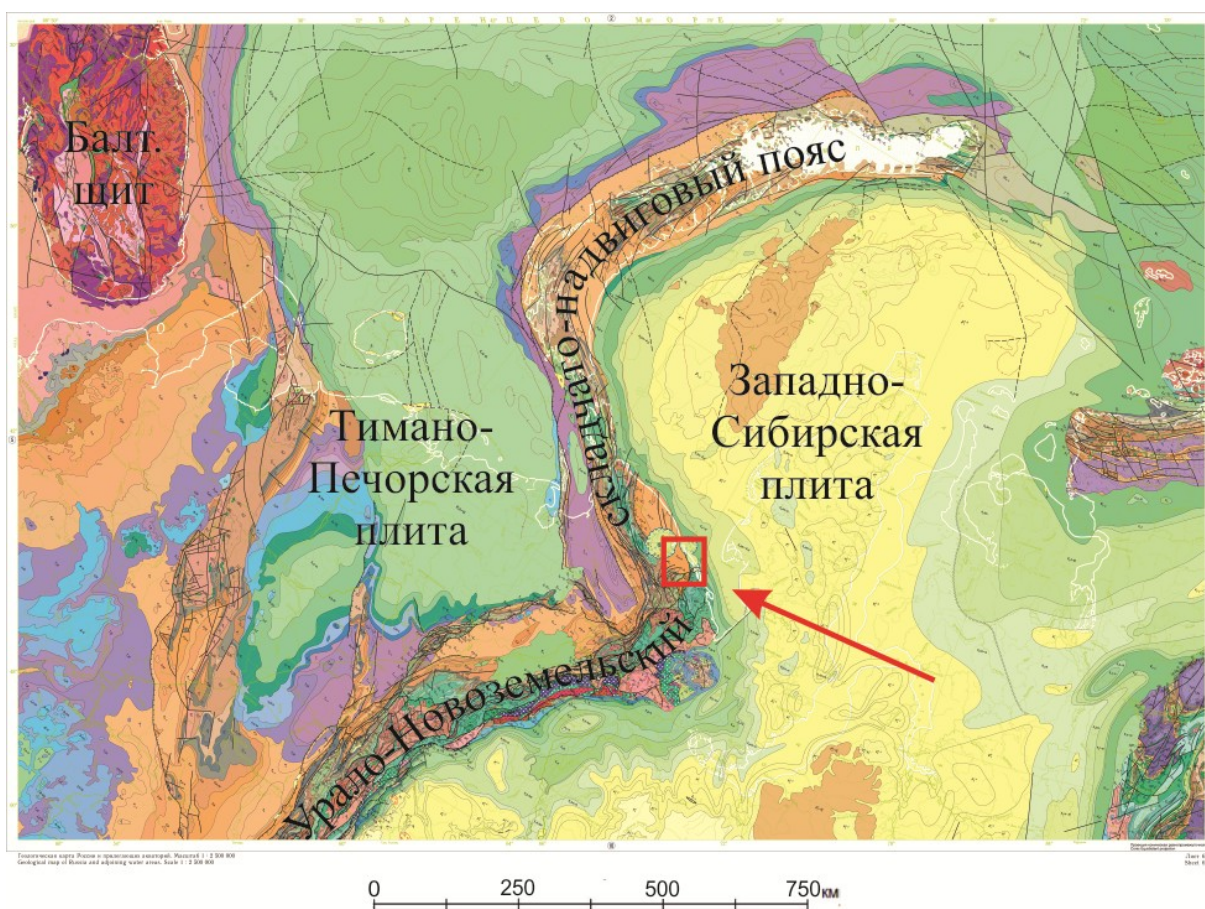


Рис 1. Расположение участка работ на обзорной геологической карте России и прилегающих акваторий. Исходный масштаб 1:2 500 000. (Богданов и др.).

зоне их сочленения. В рамках данной работы был исследован их петрографический и химический состав: просмотрено и описано 38 шлифов (таблица 1, приложение 1), изготовленных из отобранных образцов, для 18 из них были проанализированы результаты выполненного анализа содержания породообразующих оксидов (приложение 2), малых и редкоземельных элементов (приложение 3). В 12 шлифах из тех пород, для которых был выполнен химический анализ, были подсчитаны содержания зерен методом point-counting (точечный анализ), что позволило исследовать их обстановки формирования методом Гацци-Дикенсона.

Целями данной работы является:

1. Уточнение тектонических обстановок формирования пермских терригенных комплексов Карской впадины в зоне её сочленения с Байдарацким аллохтоном.
2. Сравнение пермских терригенных отложений Карской впадины и Байдарацкого аллохтона.

Для достижения поставленных целей были поставлены следующие **задачи**:

1. Анализ имеющихся данных о геологическом строении и взглядов на палеодинамику тектонических структур изучаемого региона. Ознакомление с материалами геологического картирования масштабов 1:1 000 000, 1:200 000, 1:50 000 района исследований и прилегающих территорий, а также с результатами тематических работ.
2. Отбор образцов пород, слагающих исследуемые терригенные образования.
3. Петрографическое и геохимическое изучение отобранных образцов.
4. Характеристика источника обломочного материала.

За организацию процесса выполнения работы, помощь в её написании автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю д.г.-м.н., профессору А.К. Худолею. За предоставленный фактический материал исследования, полученные навыки полевых работ, предоставленную литературу, картографические материалы и фотографии, а также помощь в написании работы автор искренне благодарен сотрудникам отдела ГГК и ГС (Карской партии) ВСЕГЕИ: А.Г. Коннову, М.Н. Петровой, Р.В. Червякову, Д.К. Перлову. Особую признательность автор выражает ст. преп. А.Б. Морозовой за помощь в петрографических исследованиях.

1. Физико-географический очерк.

Выходы терригенных пород Карского синклинория расположены вдоль южного побережья Карского моря в северной части Югорского полуострова, горные системы которого традиционно относят к Пай-Хою (Хабаков, 1945а). Полевое исследование касалось изучения его восточной части, которая располагается к востоку от реки Кара, в зоне сочленения с Байдарацким аллохтоном, расположенной в пределах 30 км южнее залива Торасавэй.

Данный район расположен в зоне субарктической тундры, что определяет сложность его исследования как в отношении климатических условий, так и в отношении обнаженности. Субарктический климат определяет ограниченность во времени полевого сезона. Для данных районов начало и конец лета определяется датой перехода средней максимальной температуры через 0°C, продолжительность лета, таким образом, составляет 96 дней: с 22 июня по 26 сентября (Тимонин и др., 2009), что приблизительно соответствует крайним срокам, в которые могут выполняться полевые работы. Грунты на всей территории мерзлотные, что также осложняет условия полевых исследований.

Рельеф данной территории различен в северной и юго-восточной частях. На севере рельеф слабохолмистый равнинный, рассеченный глубокими каньонами рек, в прибрежной части выровнен, выделяется несколько уровней морских террас. Для южной части, в которой большее развитие получили моренные гряды, также расположенной ближе к структурам Полярного Урала, характерен значительно более крупнохолмистый рельеф. Среди многочисленных озер, часть которых можно охарактеризовать как старицы, большая часть расположена на водораздельных хребтах, что объясняется холмистым ландшафтом морен, слагающих водоразделы (Хабаков, 1945а). Таким образом с юга на север, холмисто-западинная денудационно-аккумулятивная равнина через пологоволнистую денудационную равнину с эрозионными врезами сменяется прибрежно-морской аккумулятивной террасированной равниной (Шишкин и др., 2012).

2. История изучения

На протяжении всего изучения Пай-Хоя, в особенности восточных его частей, оставался открытым вопрос о взаимоотношении Полярного Урала со структурами п-ова Вайгач (Хабаков, 1945а, Тимонин и др., 2004). В первых описаниях, составленных П.С. Палласом и В.Ф. Зуевым после путешествия 1771 г. и А.И. Шренком, посетившим Пай-Хой в 1837 г., горные гряды к северо-востоку от Урала воспринимаются как его продолжение на основании геоморфологических замечаний (Шренк, 1855). На первой геологической карте этой территории 1846 г. А. Кейзерлинга толщи уральских метаморфических и осадочных пород также были протянуты на Югорский полуостров и о-в Вайгач (Тимонин и др., 2004).

К одним из первых исследователей, которые высказывались за рассмотрение Пай-Хоя и Урала как самостоятельных горных хребтов, относится Э.К. Гофман, руководившей экспедицией Русского географического общества в 1847-1850 гг., который основывался на присутствии на Пай-Хое гранитов, не найденных им на Урале (Керцелли, 1911). Посетивший в 1908 и 1909 гг. Пай-Хой С.В. Керцелли придерживался противоположной точки зрения, поскольку вышеупомянутых гранитов им найдено на Пай-Хое не было, и он писал, что образцы, отобранные Гофманом, "оказались: кварцитом, габбро и диабазом" (Керцелли, 1911, с. 39).

Наиболее интенсивное изучение Пай-Хоя началось в 1930-ых годах. В 1930 г. была проведена геологическая съемка р. Бол. Ою (северо-западная часть п-ова Вайгач), в 1932 г. открыто Амдерминское флюоритовое месторождение, с которым до 1940 г. было в значительной степени связано изучение и освоение Пай-Хоя. Исследования востока Пай Хоя – низовьев реки Кара, проводимые О. О. Баклундом (1910), И. Л. Рысюковым (1932) Н. Н. Иорданским (1933), были связаны с изучением "вулканических брекчий", сейчас понимаемых как импактиты Карской и Усть-Карской астроблем (Тимонин и др., 2004).

В ходе геологической съемки 1932 г. на юго-западе Пай-Хоя были обнаружены месторождения угля в пермских толщах побережья Карского моря (Тимонин и др., 2004). А. А. Черновым, руководившим партией в составе Вайгачской экспедиции, организованной ГУЛАГом в 1933 г. для более детального их изучения, Пай-Хой понимался как грабен, отделенный "среди тектонических контактов первостепенное значение отведено предполагаемому продольному сбросу <...> грабен артинской (P₁ar) полосы, отдаленный сбросами от среднепалеозойских толщ центрального Пай-Хоя, имеет, по А. А. Чернову, дугообразную форму с вогнутостью, обращенной к Карскому морю " (Хабаков, 1945а, с. 10). В настоящее же время существование продольного

сброса (Северо-Пайхойского надвига) подтверждается лишь на небольшом отрезке (см гл 4. Тектоника). А. В. Хабаков, руководивший северным отрядом Урало-Пайхойской геологической экспедиции 1936 г., установил различия в составе Уральских и Пайхойских отложений и тектонический характер их контакта "по линии продольного надвига" (Хабаков, 1945а, стр. 36), однако эти материалы были опубликованы только в 1945 г., тем не менее в сводной работе "Геология СССР" 1938 г. А. И. Мазарович, основываясь на результатах исследований А. В. Хабакова, описывает "причленение Пай-Хоя к Уралу <...> путем кулисообразного примыкания с системой надвигов в районе контакта обоих тектонических элементов" (Мазарович, 1938, с. 392). Также им отмечается, что "метаморфическая полоса Урала не входит в Пай-хой" (там же), различия в характере развития пермских отложений – на Пай Хое нижнепермские отложения слагают обрамление среднепалеозойских толщ, на Урале развиты только с одной стороны (Мазарович, 1938).

С. Н. Волков (1938) отмечал, что "динамометаморфизм и исключительно сложная дислокация пермских осадков заставляют предполагать, что на Пай-Хое проявились более молодые складчатости, чем на Урале". (Волков, 1938 в Тимонин и др., 2004). В Объяснительной записке к Геологической карте северной части СССР (масштаб 1:2 500 000) 1937 г., в создании которой также участвовал С. Н. Волков совместно с Н. В. Яцюком, Пай-Хой интерпретируется как виргация Урала, наподобие Кожимской, Воркутской дислокаций и гряды Чернышева (Тимонин и др., 2004).

Возраст дислокаций на Полярном Урале и Восточном Пай-Хое А. В. Хабаковым оценивался как средне-вернетриасовый, на основании соответствующего перерыва осадконакопления, а "надвиговые линии кое-где стратиграфически перекрыты верхним мелом" (Хабаков, 1945б, с. 64), хотя он и считал Пай-Хой "существенно герцинскими сооружениями" (там же, с. 58). Собственно Пай-Хой от Урала отличается, по А. В. Хабакову, более молодыми (киммерийскими) дислокациями, наложенными на "поздневарисский текто- и орогенез (перерывы между С1 и С2+С3, между С3 и Р1, отсутствие верхов перми)" (там же, с. 59). Такие представления поддержаны О. Л. Эйнором с более уточненным утверждением этапа альпийского тектоногенеза и выделением складчатости "пайхойского" простирания, наложенных на "уральские", образованию которых последовало сближение уральской и пайхойских структур по надвигу, а затем опускание северо-восточного и юго-западных крыльев Пай-хойского антиклинория (Эйно, 1946).

Соображения О. Л. Эйнора подверглись критике Н. С. Шатским. Пример положения Воркутинской синклинали, перпендикулярного к оси ограничиваемой ее с

северо-востока Воркутинской синклинали, которое О. Л. Эйно́р приводит в качестве доказательства разного возраста деформаций, Н. С. Шатский интерпретирует "как ограничение с северо-востока краевого прогиба уральского направления краевым прогибом Пайхойского" (Шатский, 1948, с. 166). Мезозойский орогенез, как различие Урала и Пай-Хоя, отвергается наличием на Урале "дислоцированности на восточном склоне" (там же) этого возраста. Возраст и характер краевых прогибов всего Урала, в том числе и Пай-Хоя позволяет, по Н. С. Шатскому, говорить о единой герцинской области. Изгиб складчатого сооружения и разломное строение объясняется "формой Восточно-европейской платформы, резко вдающейся углом в герцинскую полосу" (там же).

В 1945 К. Г. Войновский-Кригер выделил в южной части Полярного Урала Елецкую и Лемвинскую фациальные зоны. В 1947-1952 была проведена площадная съемка масштаба 1:200 000, в рамках которой эти зоны были выделены и на Пай-Хое. Непосредственно продолжение зон прослежено не было, однако в 1954 г. была проведена аэромагнитная съемка, которая показала, что зона интенсивных магнитных аномалий, схожая с характерными для основных и ультраосновных интрузий восточного склона Урала, продолжается под Байдарацкой губой в северо-западном направлении. В. И. Устрицкий, обобщая работы 1947-1955 гг. также пишет, что "представление о том, что Пай-Хой и Урал разделяются региональным разломом — Карским или Осоевским надвигом, оказалось ошибочным" (Устрицкий, 1956, с. 437), а переход уральских структур в пайхойские постепенный и плавный. Пай-Хой же представляет собой структуру, сформированную на месте краевого прогиба Полярноуральской складчатой области, и является краевой частью Уральской складчатой области, продолжающейся на восток на Западно-Сибирскую платформу в качестве её основания. Поворот общего простирания структур соотносится при этом с данными аэромагнитной съемки Западно-Сибирской платформы, п-ова Ямал и Карского моря (Устрицкий, 1956).

По результатам аэромагнитной съемки, проведенной в 1958 – 1960 гг., А. М. Загородный предположил, что Урал и Пай Хой являются самостоятельными тектоническими элементами (Тимонин и др., 2004), поскольку аномалии района Байдарацкой губы северо-западного простирания по своей интенсивности и очертаниям своих контуров отличаются от аномалий восточного склона Урала (Волков, 1984). С учетом этих данных, что Урал не изменяет свое простирание с северо-восточного на северо-западное, а также изучив и применив структурно-фациальный анализ в 1961 г. С. Н. Волков выявил двухстадийное развитие структур Советской Арктики, однако сам

доклад годичной сессии Ученого Совета ВСЕГЕИ, в котором были изложены эти положения, был опубликован только в 1984 г. По его представлениям в силуре Полярный Урал и Пай-Хой развивались обособленно друг от друга, что в том числе подкрепляется схожестью магматизма северной окраины Урала и его более южных районов. Начиная со среднего девона Пай-Хой, Таймыр и северная окраина Урала развиваются, как единая субширотная область. Наблюдаемые в настоящее время соотношения Урала, Пай-Хоя и Таймыра сформированы в верхнепалеозойское и мезокайнозойское время (Волков, 1984).

С 1970-ых изучение строения региона продолжалась картировочными работами масштаба 1:50 000: такие работы были проведены по всему Пай-Хою в 1965-1978 г. геологами ВКРГЭ (Воркутинская комплексная геологоразведочная экспедиция), затем в 1988 г. под руководством А. С. Микляева (Полярноуралгеология). Также проводились работы по поискам и разведке полезных ископаемых, геофизические исследования (Тимонин и др., 2009). К 1985 (Тектоническая карта..., 1985) были выделены Карская и Коротайхинская впадины, разделенные Пайхойским поднятием, которые по представлениям В. В. Юдина и ряда других исследователей являются одновременно и частью Предуральского краевого прогиба и Пайхойско-Новоземельской складчатой области с разновременными наложенными деформациями, соответствующими этим двум складчатым областям (Беляев и др., 1989).

К концу XX века В. В. Юдиным и Н. И. Тимониным была сформулирована концепция, согласно которой Пай-Хой относится к специально выделенному комплексу "пахойд", в котором "пайхойские" дислокации наложены на "уральские" (Юдин, 1994; Тимонин, Юдин, 2002). Результаты съемки масштаба 1: 100 000 территории, покрывающей весь Пай-Хойский антиклинорий и Карский синклинорий позволяют говорить об одновременно развитой складчатости (однако складчато-надвиговые дислокации закончились на Урале позднее), схожести строения Западно-Уральской мегазоны и Пай-Хоя, а также о том, что мезозойские толщи недислоцированы, как это указывалось раньше. Таким образом, на основании сходного строения, составе отложений и истории формирования на восточной-северовосточной окраине Восточно-Европейского континента в ходе коллизии, Пай-Хой относится к Центрально-Новоземельскому мегаантиклинорию Урало-Новоземельского складчато-надвигового пояса (Шишкин и др., 2009) и не обособляется как отдельная складчато-надвиговая система или её сегмент.

3. Стратиграфия

В Зилаиро-Лемвинской структурно-формационной зоне (СФЗ) выделяются Пайхойская и Байдарацкая подзоны, включающие отложения верхнекембрийско-нижнепермского возраста (см. рис. 3.1.). Подзоны соответствуют отложениям, развитым в пределах Пайхойского антиклинория (за исключением небольших участков к югу от Главного Пайхойского надвига) и Талота-Пайпудынского синклинория (и Байдарацкого аллохтона как его части) соответственно. Пермские отложения Карской впадины относятся к Пайхойской подзоне Западно-Уральской СФЗ; а Байдарацкого аллохтона к Лемвинской Уральской структурно-формационной мегазоне (Шишкин и др., 2012).

3.1. Зилаиро-Лемвинская СФЗ

3.1.1. Пайхойская подзона

Позднекембрийско-нижнеордовикские отложения, сформированные на рифтовом этапе развития в континентальных и сменивших их прибрежно-морских условиях, представлены песчано-конгломератовыми отложениями. Они согласно переходят в нижнеордовикские турбидитовые песчано-алевропелитовые комплексы континентального склона. Их сменяют среднеордовикские терригенно-карбонатные отложения глубокого шельфа и верхней части склона. Локально развиты средне-

Зилаиро-Лемвинская СФЗ

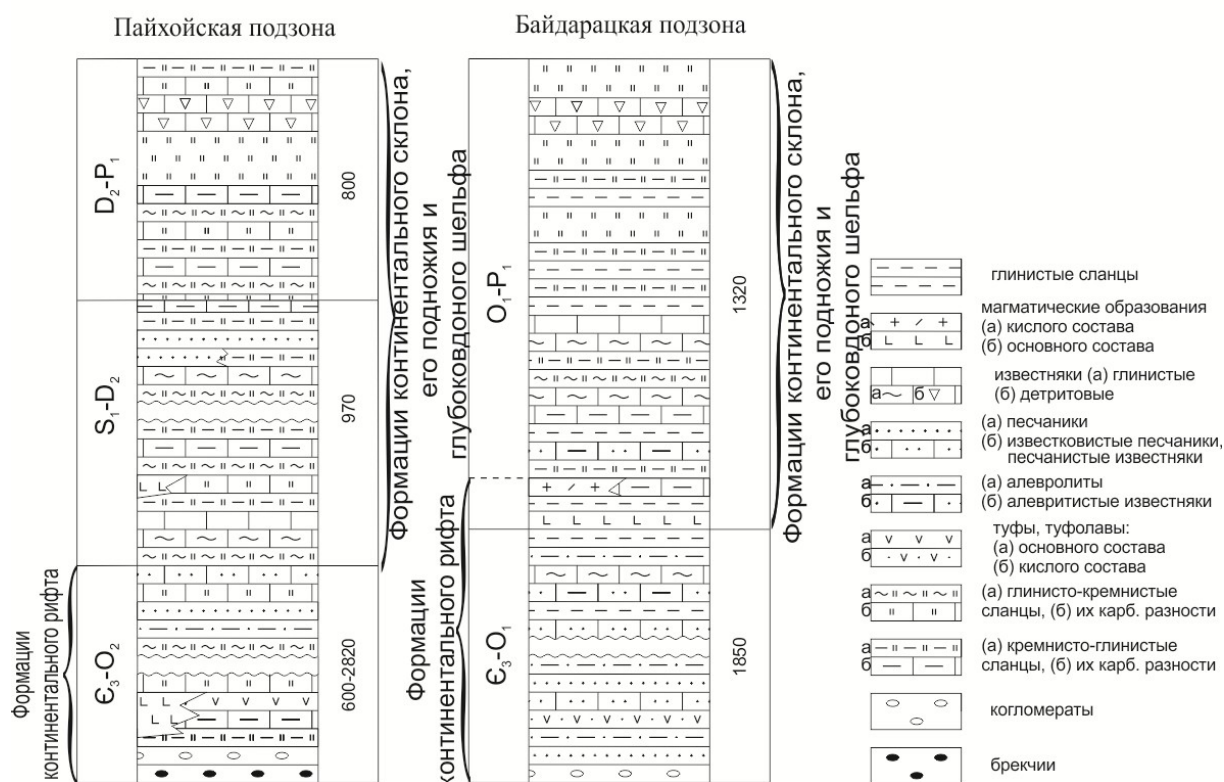


Рис. 3.1. Стратиграфическая колонка Пайхойской и Байдарацкой подзон Зилаиро-Лемвинской СФЗ (составлена по Шишкин и др., 2012, Петров и др., 2014).

позднеордовикские излияния рифтогенных базальтов. Отложения второй половины позднего ордовика преимущественно карбонатные, что связано с общей регрессией. В силуре появляются более глубоководные карбонатно-черносланцевые комплексы, которые перекрываются девонскими песчаниками и алевролитами, образованными в результате осушения части прилегающей территории и активного размыва. Локально развиты излияния базальтов в девоне, образование которых связывают с повторной рифтогенной активизацией. Верхнедевонско-нижнепермские отложения представлены кремнистыми породами и детритовыми известняками, которые сформировались в условиях глубоководного континентального склона и подножия.

В целом для отложений данной подзоны характерна ассоциация кремнистых сланцев, а также их глинистых, углеродистых и карбонатных разновидностей, в разной степени развитая по разрезу (по Шишкин и др., 2012).

3.1.2. Байдарацкая подзона

Описанная ранее смена условий осадконакопления в Пайхойской подзоне схожа с эволюцией процессов осадконакопления Байдарацкой подзоны. Прослеживается четкая корреляция выделяемых стратиграфических подразделений и сходство состава образований, их слагающих. Рифтогенные формации представлены верхнембрийско-среднеордовикскими терригенными отложениями, сменяющимися от конгломератов верхнего кембрия, до глинистых сланцев в ордовике. Доля карбонатных пород увеличивается вверх по разрезу к шельфовым фациям карбона. Вулканогенные образования присутствуют в кембрийской части разреза – туфы андезибазальтов, – и в нижне- среднеордовикской – базальты и риодациты, риолиты и их туфы Харапэшорской свиты ($O_{1-2}hp$), связанные с одновозрастными дайками и силлами (Харапэшорские субвулканические образования ($\beta O_{1-2}hp$)) (Петров и др., 2014).

Начиная со среднего ордовика в сланцах, которыми преимущественно сложена остальная часть разреза, фиксируется появление кремнистой и углеродистой составляющих. В девон-нижнепермской части появляются кремнистые породы: фтаниты, кремнистые известняки, в карбоне – известняки органогенно-детритовые с линзами и стяжениями кремней, сформированные в условиях континентального склона и его подножия (Петров и др., 2014).

3.2. Западно-Уральская СФЗ

К данной СФЗ относят пермские терригенные образования, формирование которых связано с закрытием Палеоуральского океана и коллизией восточной окраины ВЕК и Южно-Карского сегмента Тагило-Магнитогорской островной дуги (Шишкин и др., 2012).

3.2.1. Пайхойская подзона

В нижнепермских отложениях Пай-Хоя, слагающих восточную часть Карской впадины, выделяются четыре подразделения, отложения которых образованы в условиях предорогенного прогиба: **пэтаркинская свита** (P_{1pt}) и **тарханская толща** (P_{1tr}), представленные глубоководными отложениями остаточного трога, **сатосинская толща** (P_{1st}), отвечающая условиям формирования авандельты и склона дельты, **лиурьягинская свита** (P_{1lr}), сложенная отложениями мелководного эпиконтинентального моря (Зархидзе и др., 2010).

Пэтаркинская свита (P_{1pt}) представлена дистальными фациями флиша.

Выходы пород данной свиты, согласно перекрывая карасиловскую свиту (C_2-P_{1ks}), развиты на юге Карского синклиория. Отложения представлены циклическим чередованием аргиллитов и мергелей, а также и чередованием темно-серых алевритистых аргиллитов, серых слабоизвестковистых аргиллитов и мергелей. Встречаются редкие линзы и прослои серых кремнистых мергелей, в верхней части маломощные прослои алевролитов. По комплексам конодонтов и аммоноидей определяется позднепалеозойский возраст свиты.

Мощность свиты указывается разными авторами в пределах 250-290 м. (Шишкин и др., 2012, Зархидзе и др., 2010). Пэтаркинская свита согласно перекрывается песчаным терригенным флишем тарханской толщи, граница между которыми проводится по первому появлению песчаников в прослоях мощностью 0,5 - 0,7 м (Зархидзе и др., 2010).

Тарханская толща (P_{1tr}) соответствует проксимальным песчаным фациям флиша. В нижней части представлена преимущественно чередованием слоев мощностью до 10 м серых алевритистых аргиллитов, светло-серых известковистых и темно-серых слабоуглеродистых; распространены прослои и линзы (0,1 - 0,3 м) кремнистых мергелей с горизонтальной, косой и волнистой слоистостью.

Среди аргиллитовых пачек часто встречаются песчано-алевролитовые градационные циклиты (0,3 - 1,0 м). Осадочный материал распределен в них в соответствии с циклом Боума: мелкозернистые песчаники, с мощностью слоев 0,3 - 0,5 м, однонаправлено косослойчатые (элемент С), плавно переходят в алевропесчаники сначала волнистослойчатые (элемент С), а затем и в горизонтально-слоистые (элемент D), которые затем сменяются глинистыми алевролитами мощностью 0,02-0,07 м со слабо проявленной параллельной слоистостью (иногда до массивных) (элемент D), плавно переходящие в фоновые аргиллиты (элемент E). Контакт песчаных слоев с подстилающими аргиллитами – резкий.



Рис. 3.2 Чередование алевро-аргиллитовых прослоев с песчаными, четко выраженное в различной степени разрушения скальных выходов Тарханской толщи (фото А. Г. Коннова).

Вверх по разрезу появляются пачки терригенного флиша мощностью до 10-20 метров, которые разделяются пачками схожей мощности существенно аргиллитового состава (рис. 3.2). Мощность элементарных циклов достигает 2,5-3 метров. К средней части разреза толщи доля песчаников увеличивается, наблюдается преобладание сланцеватых и массивных полимиктовых песчаников с тонкими прослоями аргиллитов. Встречаются линзы известковистых песчаников, в алевритистых аргиллитах встречается растительный детрит.

К верхней части разреза доля песчаников уменьшается до 30-40%, которые переслаиваются с алевритистыми, реже слабоизвестковистыми аргиллитами. Граница с перекрывающей сатосинской толщей проводится по появлению мощной пачки алевролитов. Суммарная предполагаемая мощность тарханской толщи – 490-650 м.

Сатосинская толща (P_{1st}) представлена алевролитами темно-серыми известковистыми с массивными текстурами или слабо проявленной тонкой слоистостью. Иногда встречаются также алевритистые аргиллиты, прослои, а также линзы и слои известняков, тонкие (0,1-3 см) прослои песчаников и алевролитов, близких к песчаным породам (рис. 3.3). Встречаются прослои, обогащенные пиритом, кремнисто-известковистыми конкрециями, пачки мелкозернистых известковистых

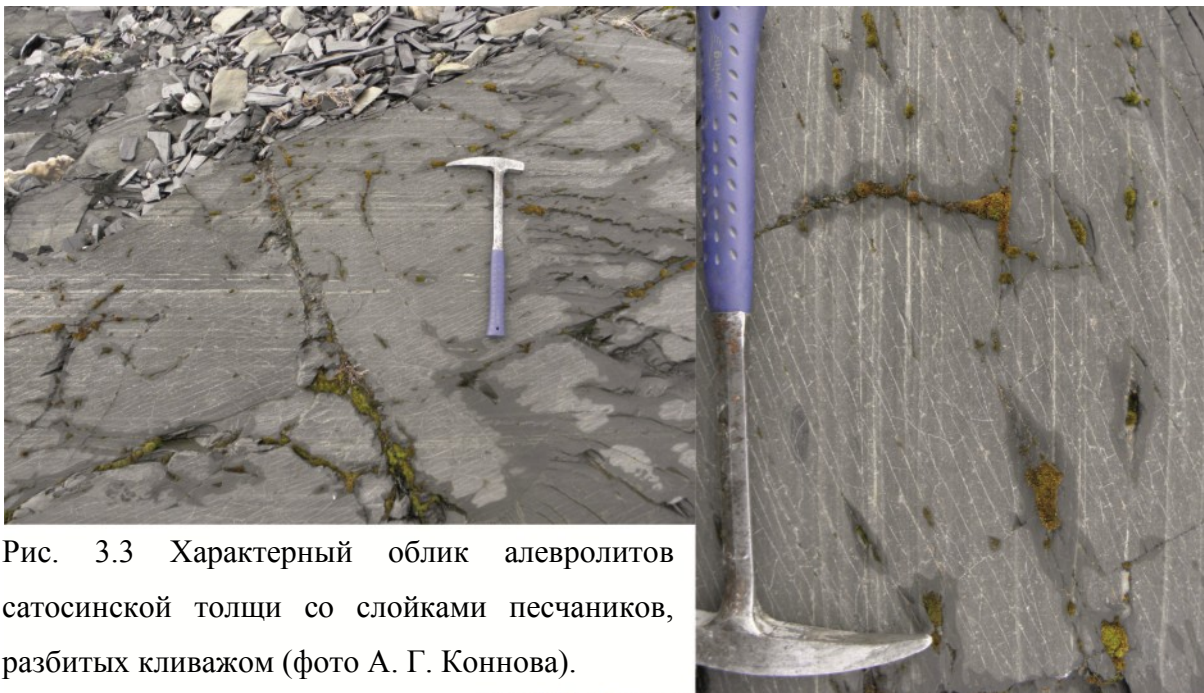


Рис. 3.3 Характерный облик алевролитов сатосинской толщи со слойками песчаников, разбитых кливажом (фото А. Г. Коннова).

Рис. 3.4 Линза более светлых, чем вмещающие алевролиты сатосинской толщи, известковистых конкреций (фото А. Г. Коннова).



Рис. 3.5 Прослой косослойчатых песчаников сатосинской толщи. Контакт с подстилающими фоновыми алевролитами резкий (выделен), что позволяет определить залегание (фото А. Г. Коннова).



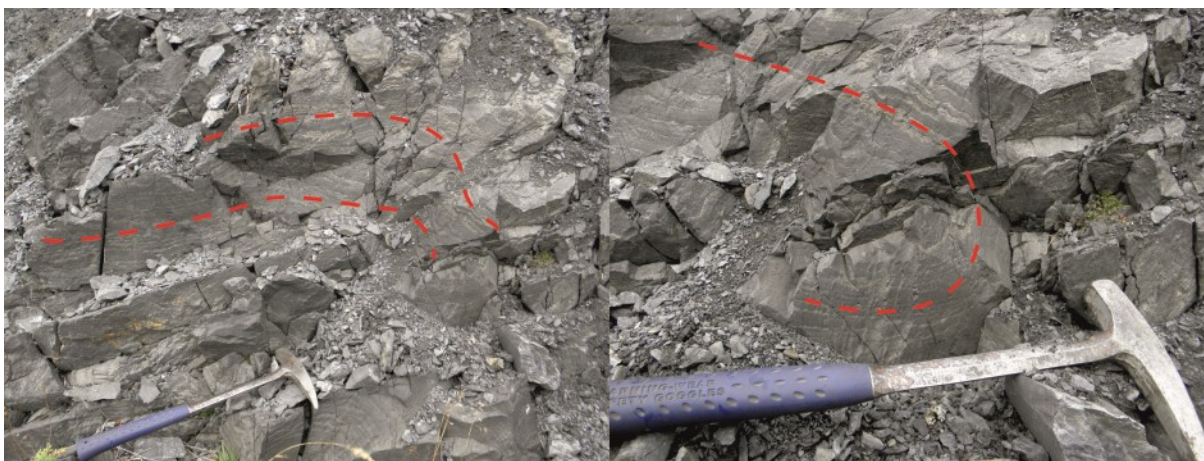


Рис. 3.6 Складки оползания в породах сатосинской толщи. Пунктирными линиями выделены направление изгиба выходов более светлых песчаных слоев.

полимиктовых песчаников и алевропесчаников с тонкими прослоями алевролитов. Также известны известковые конкреции (рис. 3.4). Петрографические исследования пород данной толщи, проведенные при геологическом картировании средней части Пайхойского антиклинория, при котором и было выделено это подразделение, не показали существенных отличий от пород подстилающей тарханской толщи (Зархидзе и др, 2010).

Также встречаются отдельные пачки нормально флишевого переслаивания песчаник (элемент цикла Боума А) - алевролит (элемент D) - аргиллит (элемент E) мощностью 2-10 метров с гравелитами в основании, соответствующие русловым фациям в конусе выноса. Таким образом, данная толща противопоставляется тарханской (с более полным элементарным циклом) в качестве фаций склона дельты (крайне редко встречаются косослойчатые песчаники (рис. 3.5.)). Развита сингенетичные складки оползания (рис. 3.6).

Лиурьягинская свита (P_{1lr}) отвечает морским терригенным фациям, формирование которых продолжилось в ходе развития Предуральского краевого прогиба (Зархидзе и др., 2010). Для породной ассоциации свиты характерна регрессивная ритмика, что говорит об обмелении бассейна во время образования отложений данной толщи.

Нижняя часть свиты представлена известковистыми алевролитами с редкими пачками известковистых песчаников, количество и мощность которых увеличивается вверх по разрезу. Подчиненно присутствуют алевритистые аргиллиты. В песчаниках встречаются гальки силицитов, известняков, аргиллитов, иногда формирующие линзы конгломератов. Выше по разрезу доля песчаников растет. Они начинают преобладать в разрезе, мощность песчаных пачек достигает 10 - 30 м, алевролитовые достигают

мощности 7 - 40м. Возраст свиты определяется по находкам брахиопод и кораллов, образующих послойное скопления в песчаных слоях, как позднеартинский-кунгурский в результате работ, в рамках которой была выделена свита (Зархидзе и др., 2010), мощность свиты оценивается в 450-500 м (Зархидзе и др., 2010).

Разрез завершается отложениями развитых в северо-западных частях Карского синклинория угленосной табьуской и еръягинской свит, образованных в лагунно-морских и континентальных условиях (по Зархидзе и др., 2010, Шишкин и др., 2012).

3.2.2. Лемвинская подзона. Байдарацкий район.

Кечьпельская свита (P₁kp)

Данное подразделение было выделено К. Г. Войновским-Кригером для пермских терригенных отложений на Полярном Урале. Часть пермских отложений Пай-Хоя, которая сейчас относится к пэтаркинской свите, тарханской и сатосинской толщам, картировались в составе кечьпельской свиты (Микляев, 1988). При картировании миллионного масштаба (в 2008 году) (Шишкин и др., 2012) в составе пермских отложений, как восточной части Карского синклинория Пай-Хоя, так и в пределах Байдарацкого аллохтона также при картировании масштаба 1:200 000 (Петров и др., 2014), пермские комплексы относились к нерасчлененным пэтаркинской свите (описана выше) и нгебетаяхинской толще. Последняя была разделена на тарханскую и сатосинскую толщи при двухсоттысячном картировании средней части Карского синклинория (Зархидзе и др., 2010), которые выделяются в пермских отложениях Карского синклинория и при картировании 2014-2016 гг. В пределах Байдарацкого аллохтона выделяется кечьпельская свита по аналогии с отложениями Полярного Урала, для которых она была выделена (Войновский-Кригер, 1947).

Комплекс отложений является результатом формирования остаточного флишевого трога. Свита представлена флишевой ассоциацией переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов с постепенным характером перехода. Основные черты морфологии флишевой толщи (фрагменты цикличности (рис. 3.7.), гиероглифы на подошве песчаников (рис. 3.8), часто встреченная разнонаправленная косая слойчатость (рис. 3.9), определяют условия её образования как результат деятельности мутьевых потоков и подводных оползней (по Микляев, 1988).

Песчаники полимиктовые средне-мелкозернистые массивные грубоплитчатые, сланцеватого облика (за счет сокращения доли кластического материала и увеличения цемента), с гравием черных аргиллитов (обломки до 5-7 см (рис.3.7)) (Микляев, 1988). Характерны бесцементные кварц-полевошпатовые граувакки (Юдович, Шишкин и др., 1998).

Алевролиты серые, среднезернистые, черными с графитизированным шламом и детритом. Аргиллиты темно-серые с различной долей примеси алевритового материала (Юдович, Шишкин, 1998).

Мощность достоверно неизвестна, в виду того, что не установлен контакт с перекрывающими толщами и характерно сложно построенное складчатое строение (рис. 3.10). Возраст толщи определяется как нижнепермский, докунгурский (Юдович, Шишкин и др., 1998).



Рис. 3.7. Ритмичное строение кечумухской свиты. Красным пунктиром выделены предполагаемые границы ритма. Темно-серые удлиненные тела – гальки аргиллитов в пачке песчаника (фото А. Г. Коннова).



Рис. 3.8. Подошвенные знаки – следы мутьевых потоков на подошве песчаника (фото А. Г. Коннова).



Рис. 3.9 Сложная косая слоистость песчаника кечумухской свиты (фото А. Г. Коннова).



Рис. 3.10. Смятые в наклонную складку породы кечумухской свиты, красной стрелкой показано направление погружения шарнира (фото А. Г. Коннова).

4. Магматизм

На востоке Пай-Хоя и севере Полярного Урала магматическую деятельность связывают с кембрийско-ордовикским этапом рифтового развития (Харапэшорский комплекс вулканогенно-осадочный Байдарайкой подзоны), этапом девонской рифтовой активизации (Хенгурский комплекс Пахойской зоны и Хойтальбейский комплекс Байдарацкой зоны габбродолеритовые гипабиссальные). Также внедрение кварцевых монцодиоритов и сиенитов (Торасовейский комплекс сиенит-монцодиоритовый плутонический) объясняют как результат скупивания и последующего палигенного плавления на завершающем этапе развития (Шишкин и др., 2012) или воздействия плюма (Тимонин, Юдин, 2005).

Харапэшорские субвулканические образования ($\beta O_{1-2}hp$) комагматичны телам базальтов Харапэшорской свиты, представлены субвулканическими телами основного состава. Интерпретируются как подводящие каналы соответствующих базальтовых излияний. Образования датированы по вмещающим фаунистически охарактеризованными породами (Петров и др., 2014).

Хенгурский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный ($v\beta D_3h$). Породы комплекса развиты преимущественно в центральной части Пай-Хоя – в пределах Пайхойского синклинория, в центральной части Карской астроблемы в выходах на поверхность, а также геофизическими методами прослеживаются под четвертичными отложениями и образованиями коптогенного комплекса (Зархидзе и др., 2010).

Среди магматических тел наиболее распространены силлы, реже встречаются дайки. На Северо-Западном и Центральном Пай-Хое силлы внедрены в средне-верхнеордовикские отложения (редкие силлы и дайки известны среди силурийских и нижнедевонских отложений), причем отмечается уменьшение их количества вверх по разрезу. В юго-восточной части Пайхойского антиклинория силлы распространены в эйфель-живетской части падейской свиты (Шишкин и др., 2012).

Представлен преимущественно долеритами и габбродолеритами, все породы являются производными толеит-базальтовой магмы, возраст излияний по единичным цирконам определен как позднедевонский (фаменский) (Шишкин и др., 2012).

Хойтальбейский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный ($v\beta D_3-C_1h$) представлен дайками и силлами габбро, габбродолеритов (Легенда к геологической карте Полярно-Уральской..., 2009), которые вмещаются силурийскими и девонскими образованиями Байдарацкой подзоны. датировки данного комплекса отсутствуют, возраст принят по взаимоотношению со вмещающими породами и по предполагаемой синхронности Хенгурскому комплексу (Петров и др., 2014).

Торасовейский комплекс сиенит-монцодиоритовый плутонический (qц,μT_{2t}) представлен кварцевыми моцодиоритами, в подчиненном количестве кварцевыми диоритами, сиенитами, кварцевыми сиенитами, субщелочными гранитами. Разлит на побережье Байдарацкой губы. Наблюдается ороговикование пермских песчаников и алевролитов. Возраст определен U-Pb методом (Петров и др., 2014).

По геохимическим характеристикам, – повышенным содержаниям Ba и Sr, – маловероятны причины формирования комплекса, связанные с коллизией и частичным плавлением. Также данные о возрасте комплекса, полученные U-Pb методом датирования (Кемп, 2003), отвечающие низам среднего триаса, позволяют интерпретировать образования данного комплекса как результат плюмового магматизма, поскольку коллизионные процессы уже завершились в это время и на данной территории происходило формирование грабеновых структур (Петров и др., 2014).

5. Тектоника

Карская впадина (синклинорий) является частью Центрально-Новоземельского мегаантиклинория, который рассматривается как часть Урало-Новоземельского складчато-надвигового пояса (рис. 5.1). Исследователями, рассматривающими данную территорию в составе Урало-Новоземельского сегмента Урало-Монгольского складчатого пояса (Зархидзе и др., 2010), данная структура называется Западно-Пайхойским синклинорием.

Юго-западным ограничением Карского синклинория ранее считался Северо-Пайхойский надвиг (СПН) (Юдин, 1994; Тимонин, Юдин, 2002; Тимонин, Юдин и др., 2004). Однако его наличие не было подтверждено восточнее Карской астроблемы и на северо-западе около Карского моря (рис. 5.2) (Шишкин и др., 2012), а также и на 40 км западнее (Зархидзе и др., 2010). В предполагаемой зоне СПН наблюдается непрерывный разрез отложений от нижнего карбона до нижней перми, все же осложненный разнонаправленными надвигами (рис. 5.5).

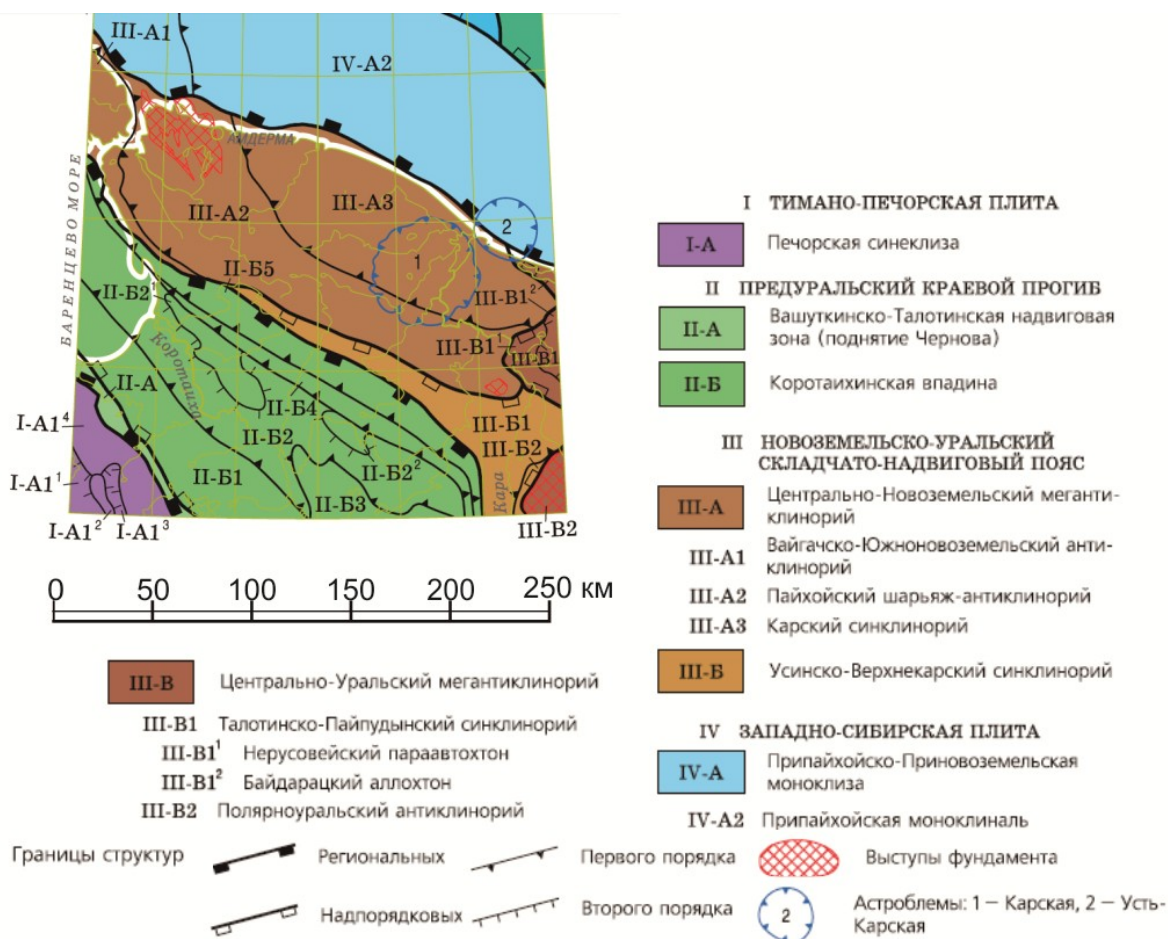


Рис. 5.1 Схема тектонического районирования Пай-Хоя и прилегающих структур (фрагмент схемы тектонического районирования территории листа R-41). Исходный масштаб 1:5 000 000. (Шишкин и др., 2012).

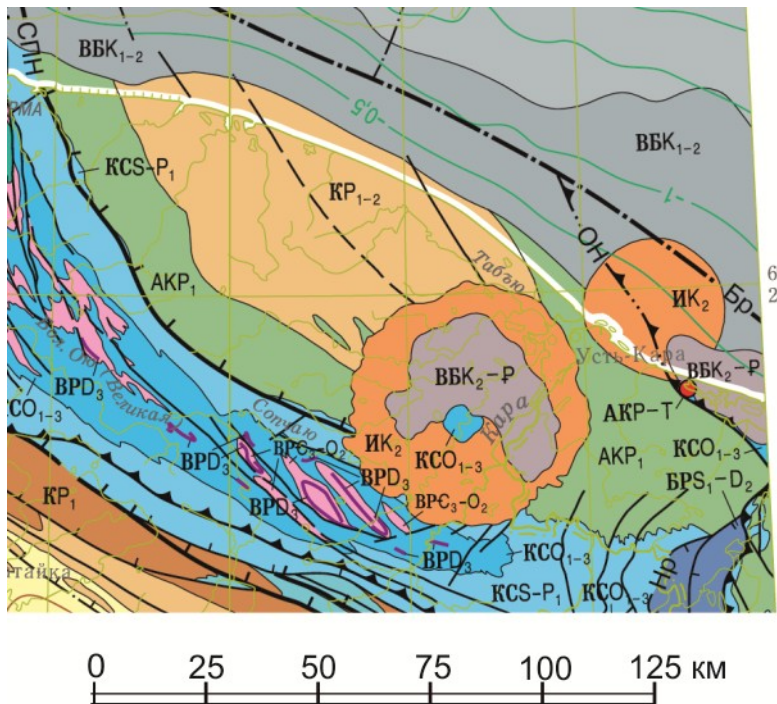


Рис. 5.2 Тектоническая схема Пайхойского антиклинария и Карской впадины (фрагмент тектонической схемы территории листа R-41). Исходный масштаб 1:5 000 000. (Шишкин и др., 2012).

Геодинамические комплексы и формации, их слагающие: Внутриконтинентальных бассейнов ВБК₁₋₂, ВБК_{2-Р} - песчано-алеврито-глинистая.

Внутриконтинентальных рифтов и авлакогенов ВРС_{3-О₂} - песчано-конгломератовая, ВРД₃ - габбро-долеритовая. Барьерных рифов ВРС_{1-Д₂} карбонатная рифовая. Континентального склона КСО₁₋₃, КС-Р₁. Краевых и межгорных прогибов КР₁ - нижняя морская моласса терригенная. Аккреционная призма, остаточный трог, динамометаморфиты АКР₁ - терригенный флиш, АКР-Т - плагиогранит-гранодиоритовая. Импаکتитовых образований ИК₂ - импаکتитовая.

Бр - Байдарацкий разлом, ОН - Осовейский надвиг, СПН - Северо-Пайхойский надвиг, Нр - Нерусовейский надвиг.

В основании Карского синклинория, вероятно, лежат обнажающиеся в Северо-Западном крыле палеозойские батинальные формации, согласно перекрытые флишевой формацией нижней перми. Карский синклинорий интерпретируется как фрагмент остаточного флишевого трога, образовавшегося при коллизии Восточно-Европейского континента и Южно-Карского сегмента Тагило-Магнитогорской островной дуги. По геофизическим данным (Мартынов, 2002) подошва складчатого Байкальского фундамента находится на глубинах 6,5 – 7,0 км, и мощность пермских терригенных отложений оценивается суммарно в 3-4 км (ранее (Юдин, 1994) предполагалась мощность в 9 км, что объяснялось сдвиганием разреза за счет надвигов) (Шишкин и др., 2012).

На востоке граница ранее проводилась по Осовейскому надвигу (рис. 5.1, 5.2), по которому Байдарацкий аллохтон надвинут на Карский синклинорий, сейчас же граница проводится по Карскому надвигу. Осовейский надвиг, таким образом, разделяет

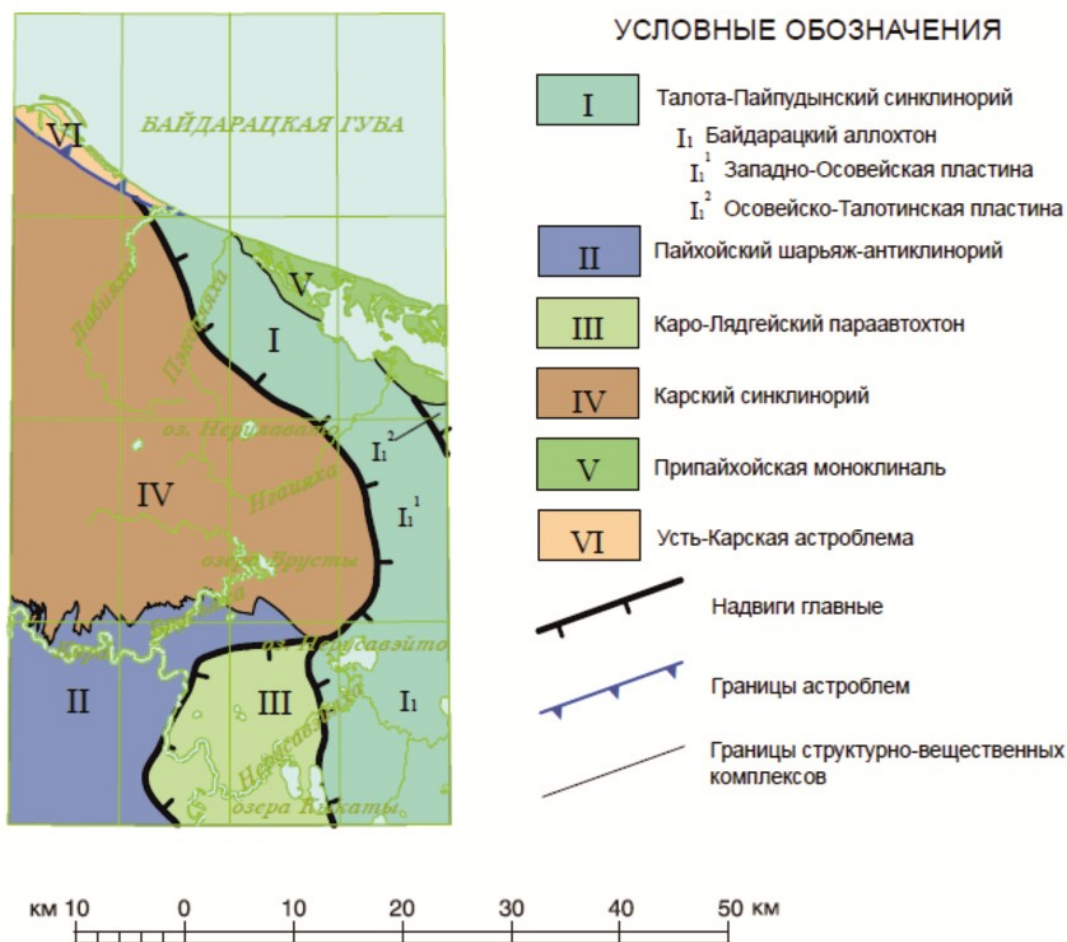


Рис. 5.3 Схема тектонического районирования зоны сочленения структур Пай-Хоя и Урала (схема тектонического районирования территории листа R-41-XXX). Исходный масштаб 1:1 000 000 (Коннов и др., 2016).

Западно-Осовейскую пластину Байдарацкого аллохтона от Карского синклиория (пермские отложения кечпельской свиты от тарханской) (рис. 5.3).

В западной части преобладает северо-западное простираие структур ("пайхойское"), шарниры складок погружаются к северо-западу. Разрывные нарушения разделяются на две группы. Направление падения поверхности сместителя первой - юго-западное, надвиги осложнены принадвиговыми складками, опрокинутыми на север-восток, сжатыми в 1,2 – 2,3 раза размерами от нескольких метров до 1 км. Вторая серия разрывов представлена субпослойными надвигами, слабо развиты ретронадвиги, складки слабо наклонены на северо-запад (рис. 5.4) (Тимонин и др., 2004).

В восточной части наблюдается в общем схожее строение, однако более сложно построенное, продолжением СПН является серия разнонаправленных разломов (рис 5.5). Также, как и в западной части развиты линейные складки, осложненные поперечными открытыми и сжатыми складками с крутым погружением шарниров (рис

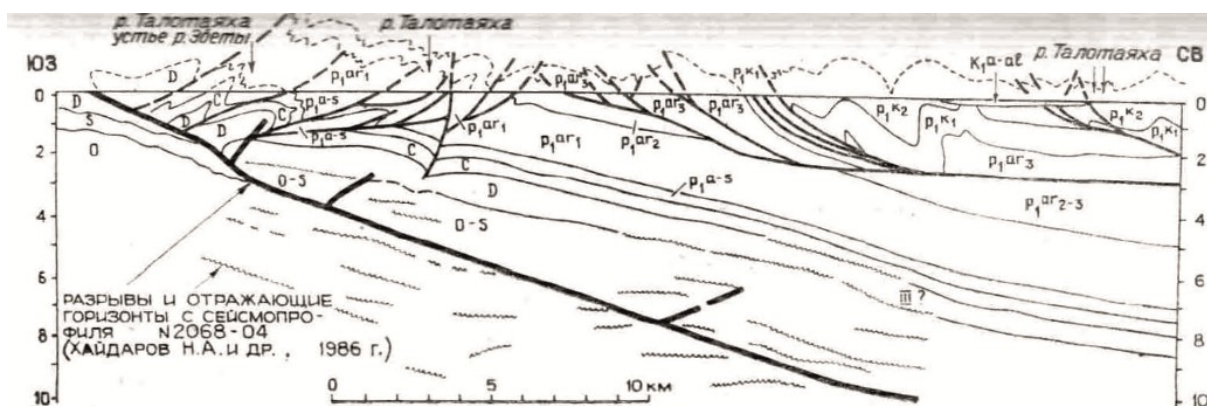


Рис. 5.4 Тектонотипический разрез северо-западной части Карского синклиория (Юдин, 1994).

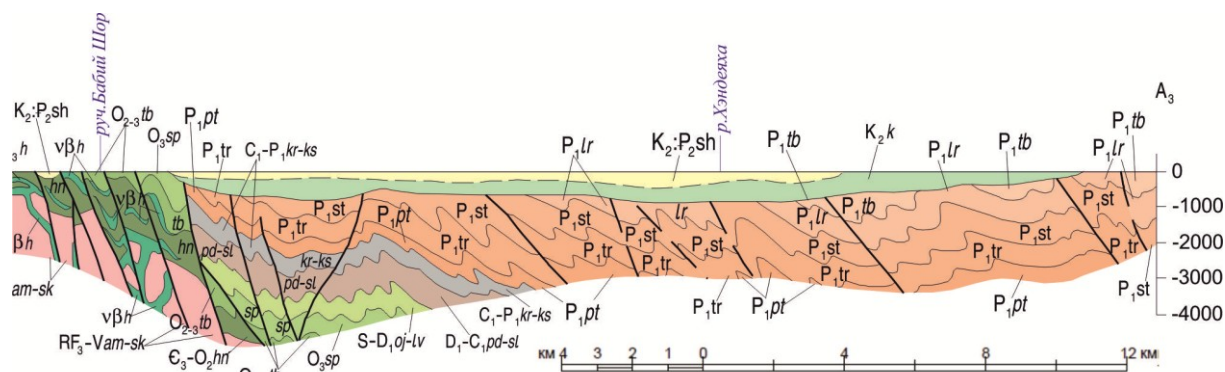


Рис. 5.5 Разрез через юго-восточную часть Карского прогиба (фрагмент разреза к карте дочетвертичных образований лист R-41-XXVIII, XIX) (Зархидзе, 2012).



Рис. 5.6 Микросбосы по кливажу в породах сатосинской толщи (фото А.Г. Коннова)



Рис. 5.7 Разнонаправленные разломы (фото автора).



Рис. 5.8 Приразломные складки в породах сатосинской тощи (фото А.Г. Коннова)

3. 10), а также разломами различной морфологии, ориентировки и масштаба проявления (рис. 5.6, 5.7) и приуроченные к ним приразломные складки (рис. 5.8).

К востоку от Карской астроблемы начинает преобладать субмеридиональное простирание структур (Зархидзе и др., 2010), с наложением на "пайхойское" северо-

западное, что служит одним из аргументов в пользу того, что "уральские" дислокации завершились позже, чем "пайхойские" (Шишкин и др., 2012).

Байдарацкий аллохтон располагается в ядре Талотинско-Пайпудынского синклиория, продолжением которого является Карская впадина (Шишкин и др., 2012). характеризуется схожими складчатыми деформациями и разрывными нарушениями. Картируется чешуйчато-надвиговое строение (рис. 6.1).

По наличию недислоцированных отложений юры и нижнего мела, развитых на Пай-Хое и на Урале устанавливается доюрский возраст завершения формирования дислокаций. Проводимая аналогия с Западно-Уральской мегазоной, современная структура которой была сформирована в ходе надвигания палеоокеанического сектора (Тагило-Магнитогорской мегазоны) на восточную окраину Восточно-Европейского континента, позволяет предположить схожий механизм формирования складчато-надвиговой структуры Пай-Хоя. Аналогичный палеоокеанический сектор может быть расположен в акватории южной части Карского моря (к северо-востоку от Пай-Хоя), поскольку в этом районе регистрируется вытянутая в северо-западном направлении группа магнитных аномалий (Шишкин и др., 2012), в результате надвигания которого, таким образом, сложилась современная структура рассматриваемой территории.

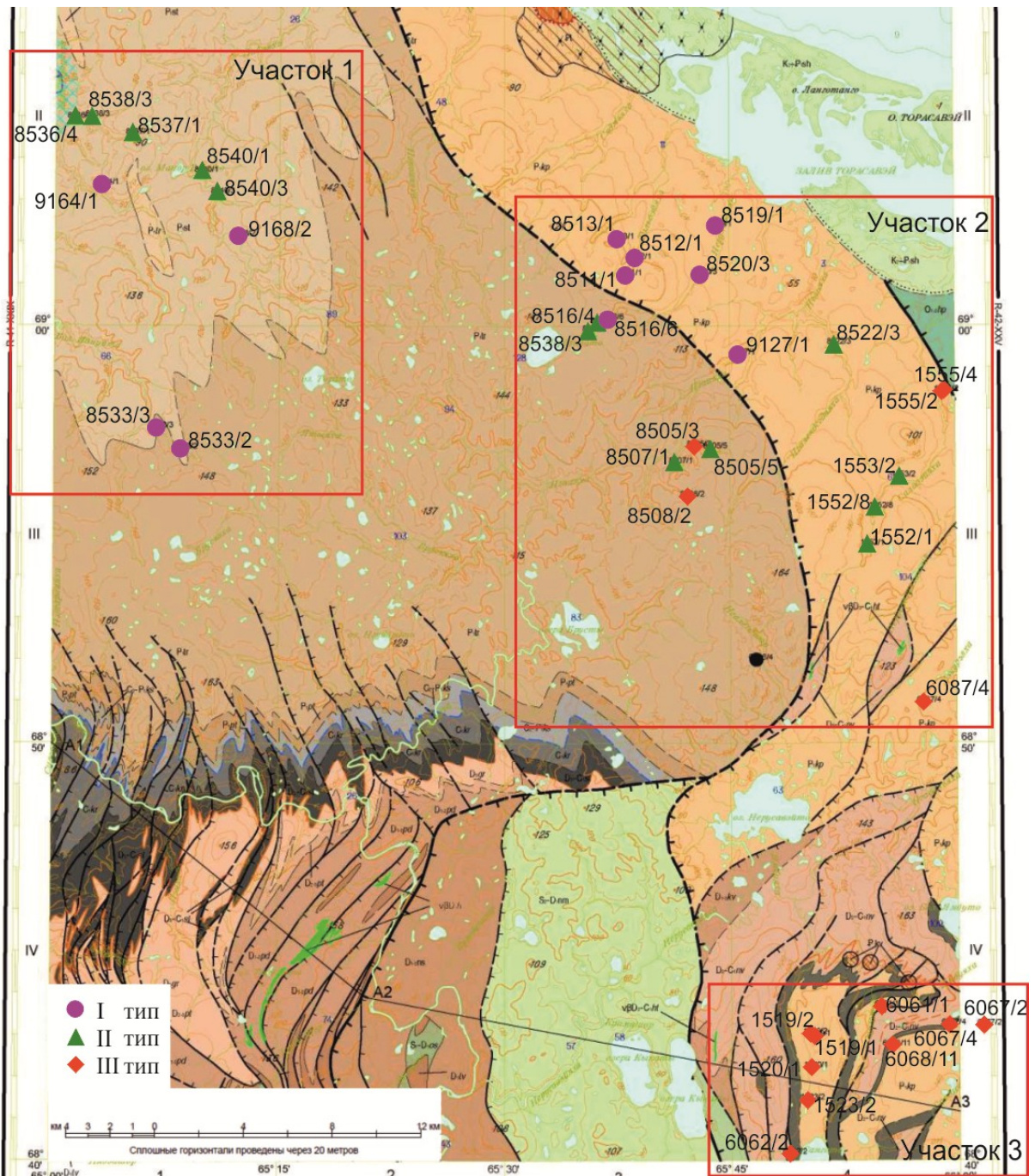


Рис. 6.1 Фрагмент предварительного варианта карты дочетвертичных образований зоны сочленения Карского синклинория и Байдарацкого аллохтона Талота-Пайпудынского синклинория (территория листа R-41-XXX) (см. тектоническую схему – рис 5.3). Исходный масштаб 1:200 000. Красным выделены участки, на которых были отобраны образцы. Значками обозначены места отбора образцов. Разбиение на типы – см разд. 6.2., табл. 1.

Табл. 1. Результаты петрографического изучения шлифов.
 Содержание в обломочной части зерен (%): Q - кварца, F - полевых шпатов,
 L - обломков пород; Ls - осадочных Lv - магматических. QFL = Q+F+L.
 * - то же в % от QFL

№ образца		Q	F	L	Ls	Lv	QFL	Q*	F*	L*
I тип										
8510/1	Полевошпатовая граувакка	10	25	60	25	35	95	11	26	63
8511/1	Кварцевая граувакка	15	15	65	25	40	95	16	16	68
8512/1	Кварцевая граувакка	20	15	55	15	40	90	22	17	61
8513/2	Кварцевая граувакка	20	15	60	20	40	95	21	16	63
8516/6	Полевошпатовая граувакка	15	20	50	15	35	85	18	24	59
8519/2	Кварцевая граувакка	30	15	50	35	15	95	32	16	53
8520/3	Кварцевая граувакка	30	20	30	10	20	80	38	25	38
8533/2	Полевошпатовая граувакка	15	25	50	15	35	90	17	28	56
8533/3	Тонко-среднезернистая кварцевая граувакка с глинистым (10%) цементом	15	30	50	35	15	95	16	32	53
9127/1	Полевошпатовая граувакка	10	20	65	20	45	95	11	21	68
9164/1	Мелко-тонкозернистая полевошпатовая граувакка	20	30	40	20	20	90	22	33	44
9168/2	Тонко-мелкозернистая полевошпатовая граувакка	10	30	55	30	25	95	11	32	58
II тип										
1552/1	Полевошпатовая граувакка	25	30	30	15	15	85	29	35	35
1552/8	Тонко-мелкозернистая полевошпатовая граувакка с алевритистой примесью (30%)	30	35	30	10	20	95	32	37	32
1553/2	Кварцевая граувакка	35	30	30	15	15	95	37	32	32
8505/5	Тонкозернистая кварцевая граувакка с глинисто-слюдистым цементом (15%)	30	25	30	20	10	85	35	29	35
8507/1	Тонкозернистая кварцевая граувакка с алевритовой примесью	45	20	30	10	20	95	47	21	32
8516/1	Песчаный алевролит	25	30	40	30	10	95	26	32	42
8516/4	Полевошпатовая граувакка	15	20	48	15	33	83	18	24	58
8522/3	Кварцевая граувакка	15	20	55	15	20	90	17	22	61
8536/4	Тонкозернистая кварцевая граувакка	40	30	20	10	10	90	44	33	22
8537/1	Мелко-тонкозернистая кварцевая граувакка	15	28	48	28	20	90	17	31	53
8538/3	Мелко-среднезернистая полевошпатовая граувакка	15	20	55	30	25	90	17	22	61
8540/1	Полевошпатовая граувакка	25	30	34	20	14	89	28	34	38
8540/3	Крупный алевролит	25	15	55	25	30	95	26	16	58
III тип										
1515/1	Мелко-тонкозернистая кварцевая граувакка	20	25	40	30	10	85	24	29	47
1519/2	Тонкозернистая кварцевая граувакка с алевритовой примесью	10	10	65	65	0	85	12	12	76
1523/2	Крупный алевролит	30	20	33	23	10	83	36	24	40
1555/2	Полевошпатовая граувакка	10	20	65	40	25	95	11	21	68
1555/4	Полевошпатовая граувакка.	10	18	70	45	25	98	10	18	72
6061/1	Мелко-тонкозернистая полевошпатовая граувакка	10	25	50	40	10	85	12	29	59
6062/2	Тонкозернистая кварцевая граувакка	20	10	65	55	10	95	21	11	68
6067/2	Кварцевая граувакка	25	23	50	30	20	98	26	23	51
6067/4	Кварцевая граувакка	35	30	30	20	10	95	37	32	32
6068/11	Кварцевая граувакка	43	13	30	20	10	85	50	15	35
6087/4	Кварцевая граувакка	25	18	50	20	30	93	27	19	54
8505/3	Песчаный алевролит	20	35	35	15	15	90	22	39	39
8508/2	Мелко-тонкозернистая полевошпатовая граувакка с алевритовой примесью (20%)	15	30	45	25	20	90	17	33	50

6. Петрографические и геохимические исследования

Образцы пород, характеризующих пермские терригенные образования были отобраны на трех участках (рис 6.1): первый расположен в пределах Карской впадины, второй и третий – на севере Байдарацкого аллохтона соответственно. В стратиграфическом отношении опробованные участки разреза характеризуют артинскую его часть (тарханскую (P_{1tr}) и сатосинскую (P_{1st}) толщи) в Карском синклиории и докунгурскую часть (кечпельскую свиту) Байдарацкого аллохтона (рис. 6.2).

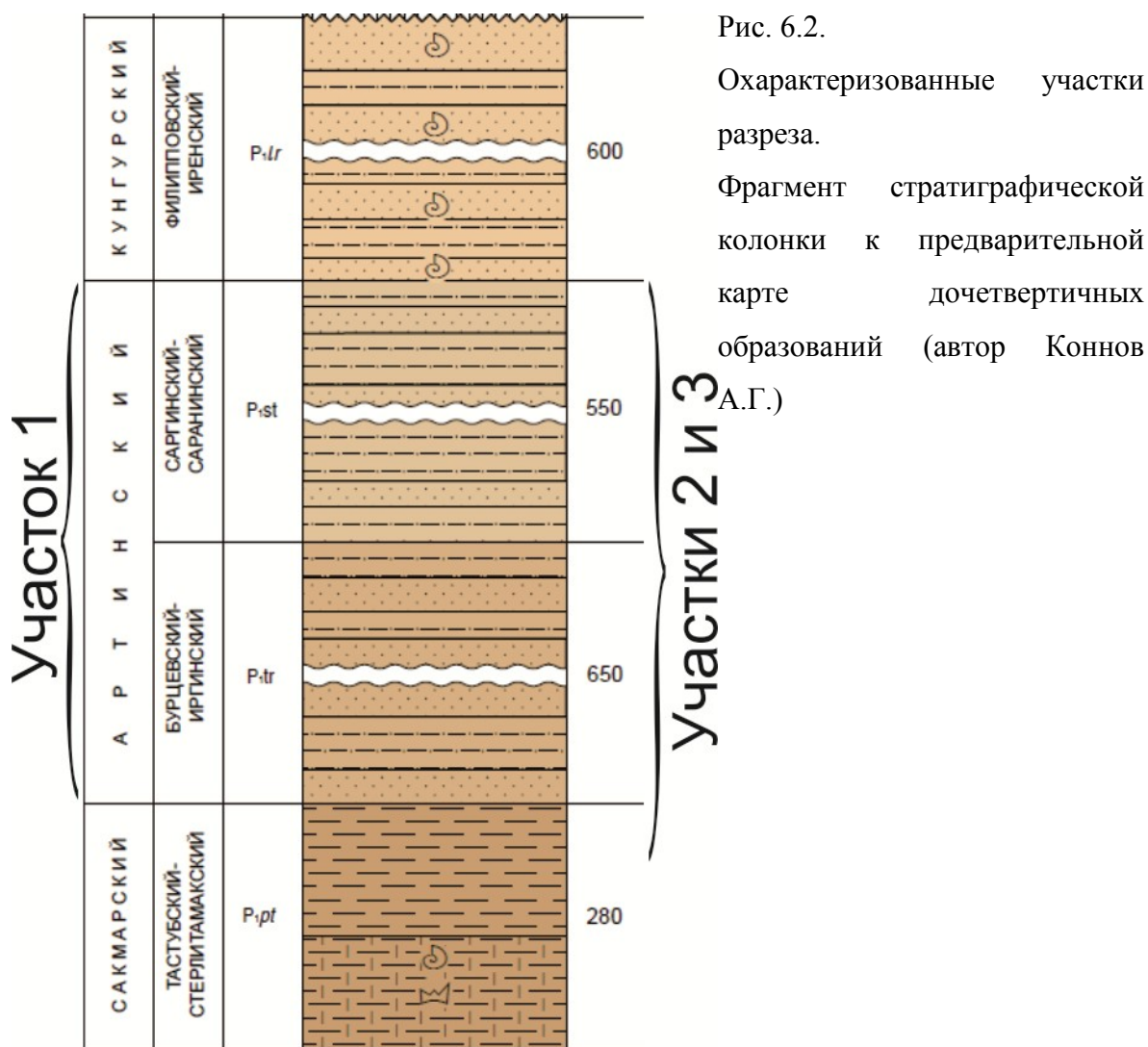


Рис. 6.2.

Охарактеризованные участки разреза.

Фрагмент стратиграфической колонки к предварительной карте дочетвертичных образований (автор Коннов А.Г.)

Проведенное микроскопическое исследование плоскопараллельных шлифов, изготовленных из отобранных образцов выявило следующие их сходства и различия.

6.1 Общая характеристика

Были исследованы песчаные и алевритовые элементы последовательности элементарных циклов флишевой формации (приложение 1). В таблице 1 приведены результаты визуального определения содержания породообразующих зерен (кварца, полевых шпатов, обломков пород), общей оценки размерности зерен, на основании

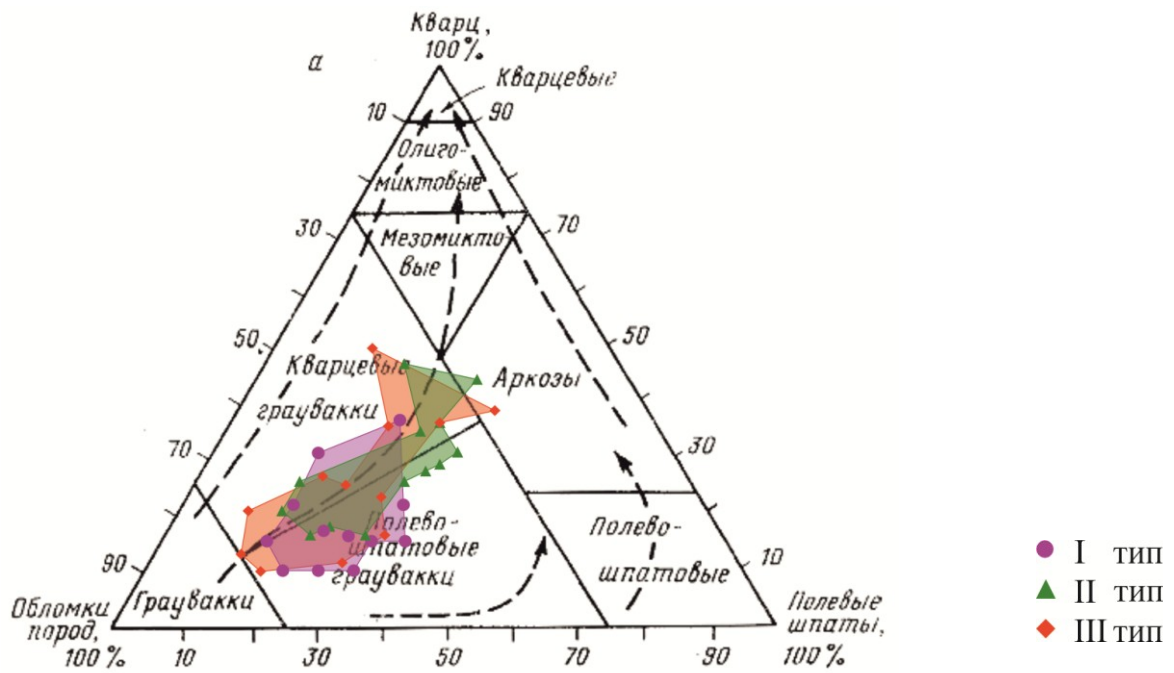


Рис. 6.3. Классификационная диаграмма Шутова (Шванов, 1987).

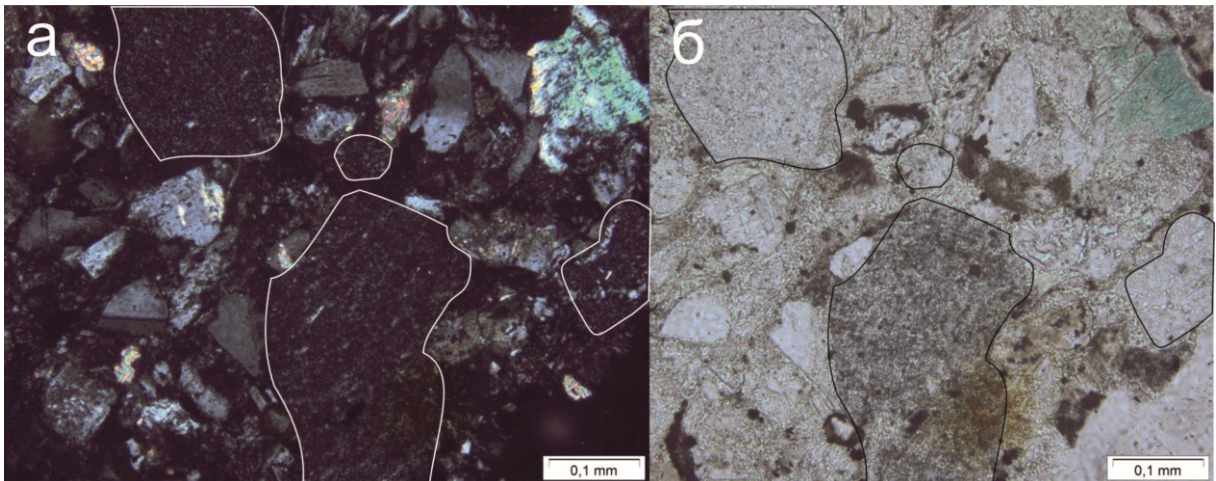


Рис. 6.4. фото шл.8516/6. а – с анализатором, б – без анализатора. Обломки силицитов (выделены линией).

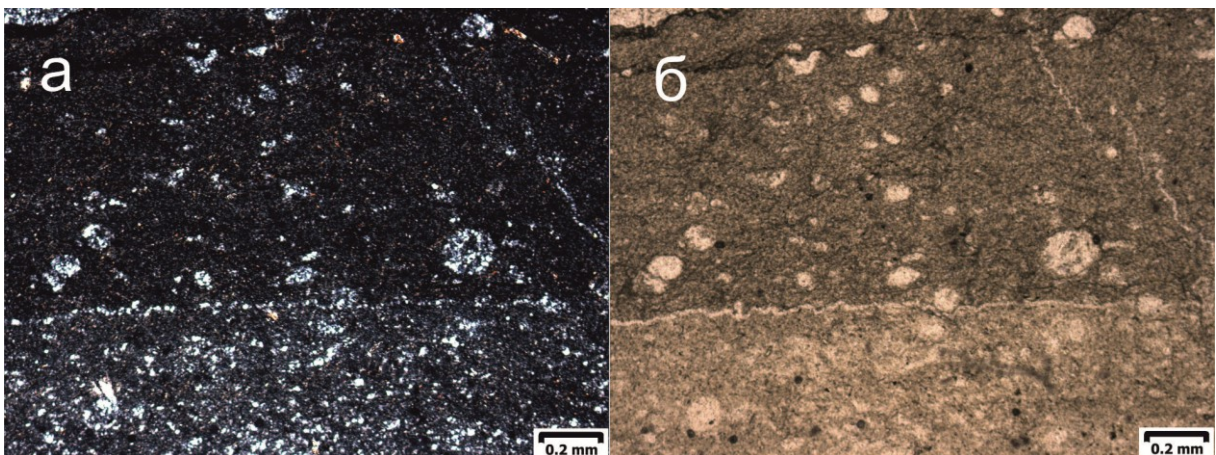


Рис. 6.5. фото шл.1508/2. а – с анализатором, б – без анализатора. Кремнистая порода няньворгинской свиты (D₂-C₁nv) (фото М.Н.Петровой).

этих данных породы были названы по классификации Шутова (рис. 6.3), по которой песчаники относятся к кварцевым и полевошпатовым грауваккам, алевролиты характеризуются схожим составом обломочной части. Обломочная часть представлена обломками магматических горных пород и силицитов, также зернами кварца, полевых шпатов, слюд.

Обломки силицитов (рис. 6.4.) сложены кристаллами кварца изометричной формы. В однородной по размеру массе (размер кристаллов 0,005 мм и меньше) иногда встречаются единичные кристаллы большего размера (до 0,05 мм), но чаще все кристаллы имеют размер порядка 0,05 мм. Таким образом, по классификации Фролова (Фролов, 1992), относятся к кварцитам апосиллицитовым. Генетически могут быть связаны с кремнистыми породами подстилающих образований, к примеру отложений няньворгинской свиты (D₂-C₁nv) (рис. 6.5), с учетом того, что данные породы претерпели термические изменения и были перекристаллизованы (Беляев и др., 1989).

Обломки магматических пород. Часть из них сохранила первоначальную структуру, чаще всего, это эффузивные породы основного или ультраосновного состава (рис. 6.6, 6.7). В других случаях рудный минерал занимает до 30-35% породы, (рис. 6.8). Основная масса, по видимому, изначально представленная магматическим стеклом, хлоритизирована (рис 6.6). Вероятно, зерна рудного минерала – вторичные, образованные за счет разрушения железистых минералов.

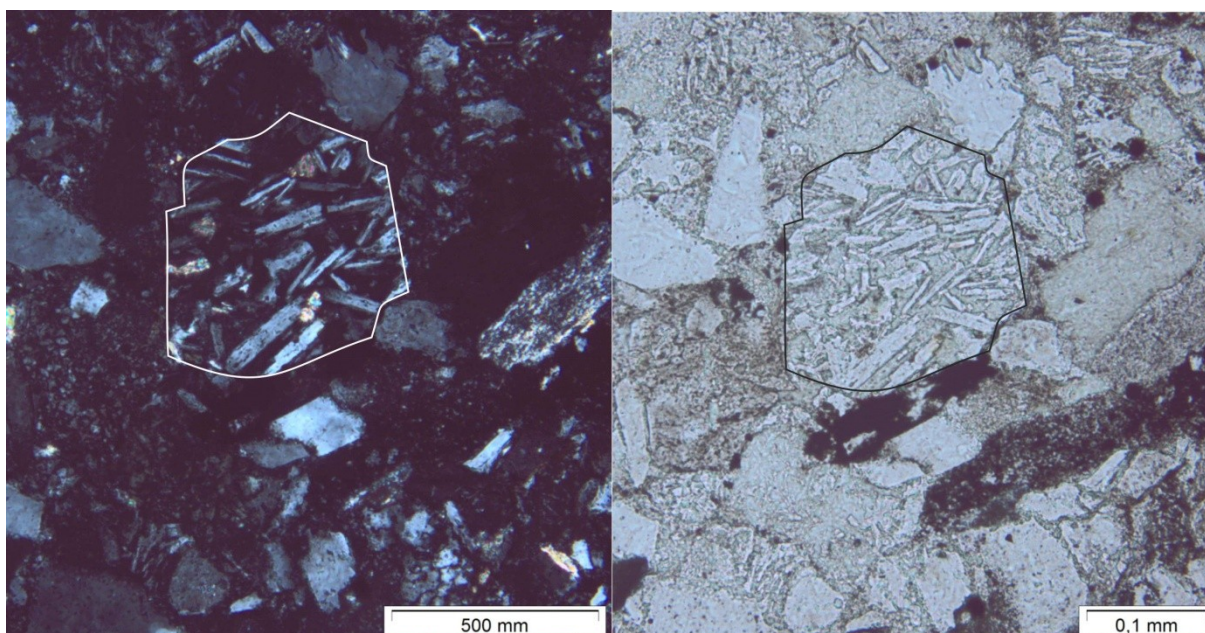


Рис. 6.6. фото шл.8516/6. а – с анализатором, б – без анализатора. Обломок магматической горной породы с хлоритизированной основной массой.

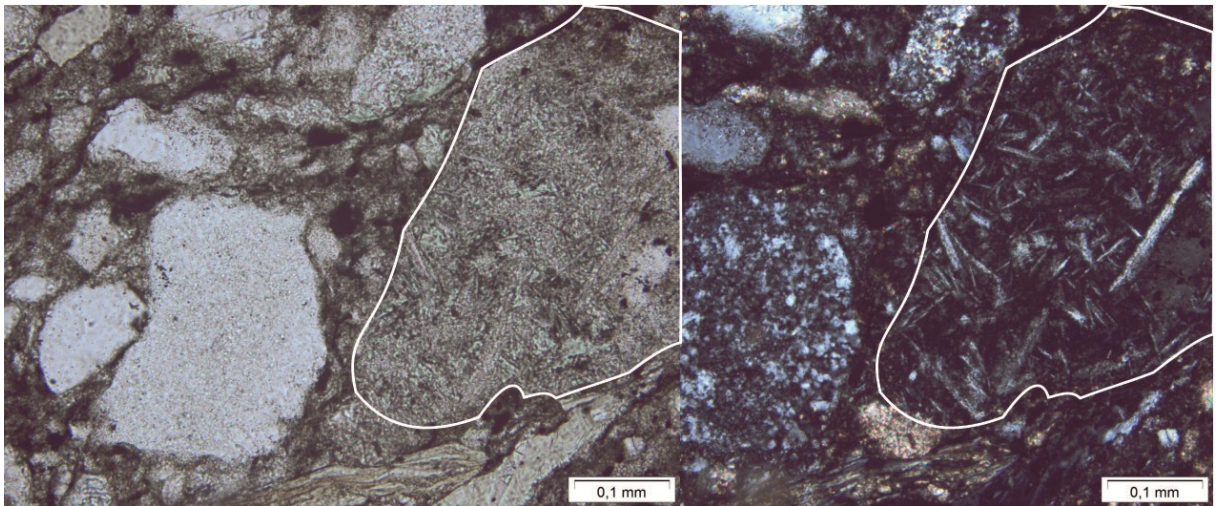


Рис. 6.7. фото шл.8511/1. а – без анализатора, б – с анализатором. Обломок эффузивной магматической породы предположительно основного состава.

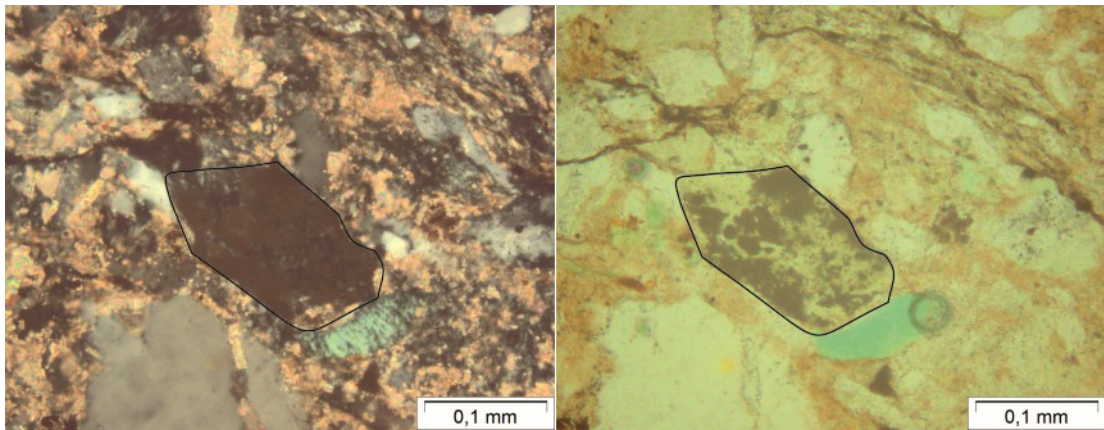


Рис. 6.8. фото шл.8540/1. а – с анализатором, б – без анализатора. Обломки магматических горных пород, претерпевшие значительные изменения.

Содержание обломков пород в обломочной части в основном варьирует в широких пределах, но, как видно из рис. 6.9, на диаграмме распределения содержаний обломков пород выделяются два пика с содержаниями около 35-40% и 50-70%.

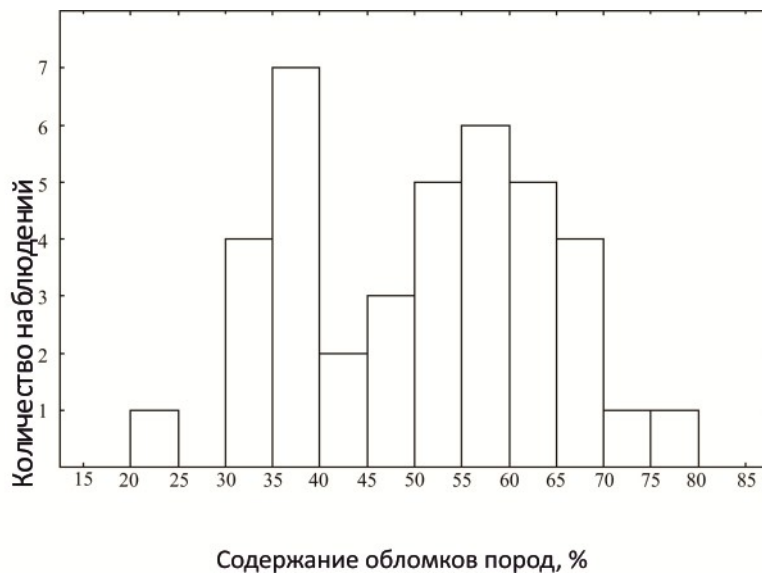


Рис. 6.9. Распределение содержания обломков пород. По вертикали отложено количество шлифов, в которых встречено соответствующее количество зерен. Процентное содержание оценено визуально.

Зерна плагиоклаза, помимо состоящих из одного кристалла, часто состоят из разноориентированных сростков, вероятно, это – обломки плагиоклазов из магматических пород. Также велика доля калиевых шпатов. От всей обломочной части полевые шпаты занимают суммарно от 10 до 30% по площади шлифа, примерно одинаково содержание плагиоклазов и калиевых полевых шпатов. Зерна кварца от обломочной части занимают от 10% до 50%, чаще порядка 20%-30%.

Структура обломочной части чаще всего тонко-мелкозернистая (здесь и далее в соответствии с Систематика..., 1998), хотя малая часть (20%) пород содержит и тонко-, и мелко-, и среднезернистую составляющую зерен примерно в равном соотношении. Также часто заметна примесь зерен алевролитовой размерности – от 5-10% до 30-40%. Породы, таким образом, плохосортированы.

Породы карбонатизированы (чаще от 10% до 30%, редко до 50%) и хлоритизированы, в отдельных случаях цемент (вероятно, первично слюдистый) также значительно хлоритизирован (до 80%). Присутствуют вторичные рудные выделения и струйчатые выделения углеродистого вещества.

Содержание цемента в породах иногда достигает 5-10%, в отдельных случаях достигает 20%, присутствуют бесцементные породы, зерна часто образуют жесткий каркас породы. Цемент по структуре начальнобластический участками пленочно – порового цемента, по минеральному составу цемент слюдистый, реже глинистый.

6.2 Выделенные группы пород

На основании различного соотношения содержания компонентов обломочной части, окатанности обломков, наличия сортировки выделяются 3 типа пород.

I тип.

Породы, относимые к данному типу характеризуются плохой окатанностью обломков или её отсутствием, также слабой сортировкой сортировкой или её отсутствием и содержанием обломков магматических пород до 40-50% (рис. 6.9).

II тип.

Для пород данного типа характерна слабая окатанность, заметное присутствие в песчаниках примеси кварцевых зерен алевритовой размерности, равное соотношение содержание обломков силицитов и магматических пород (рис. 6.10).

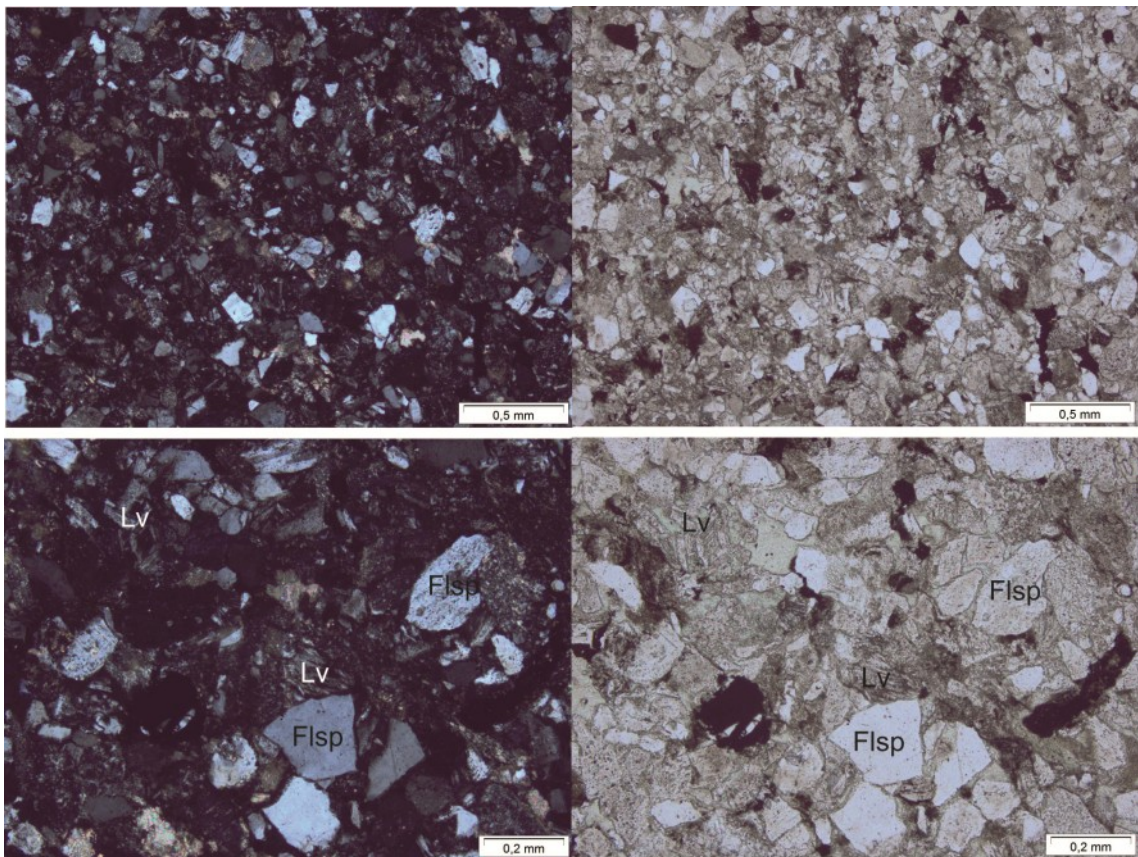


Рис. 6.9. фото шл.8513/3. а – с анализатором, б – без анализатора. Характерный облик пород I типа. Lv - обломки магматических горных пород, Flsp - зерна полевых шпатов.

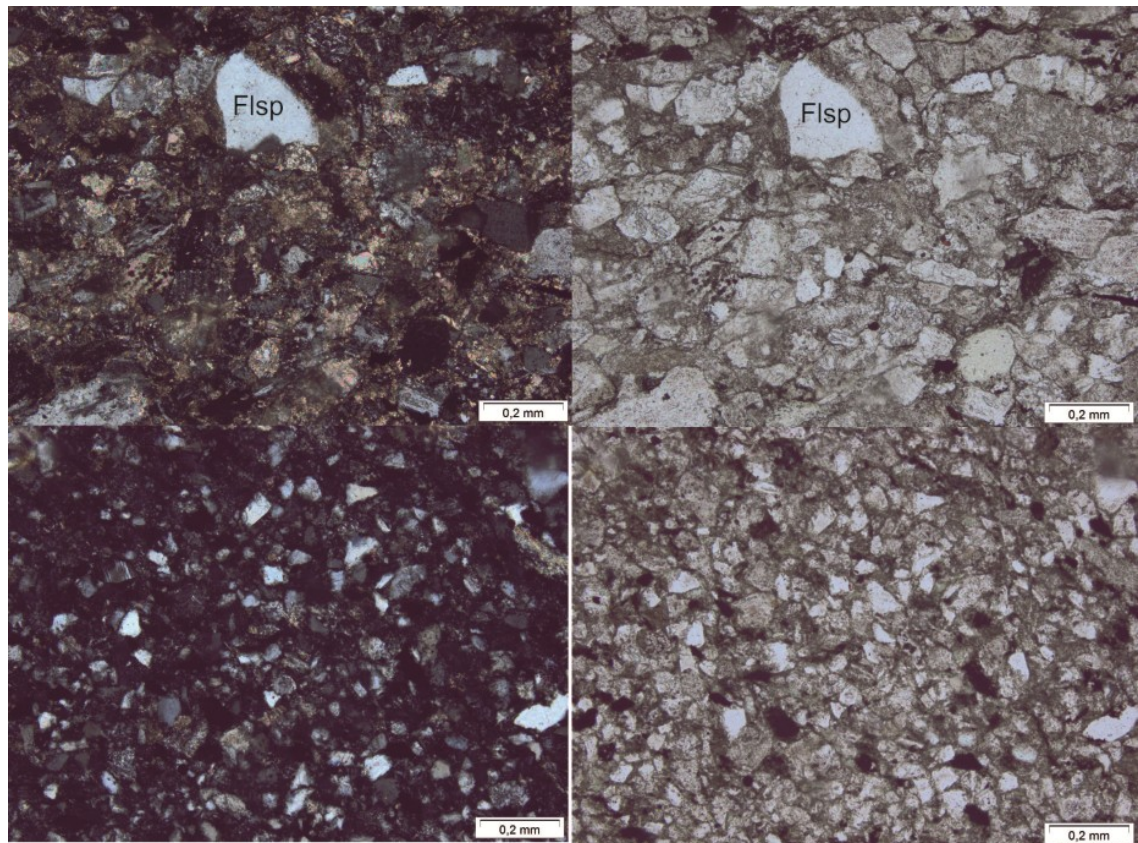


Рис. 6.10. (а,б) фото шл.8505/5 и (в,г) 8516/1. а,в – с анализатором, б,г – без анализатора. Характерный облик пород II типа. Flsp - зерна полевых шпатов.

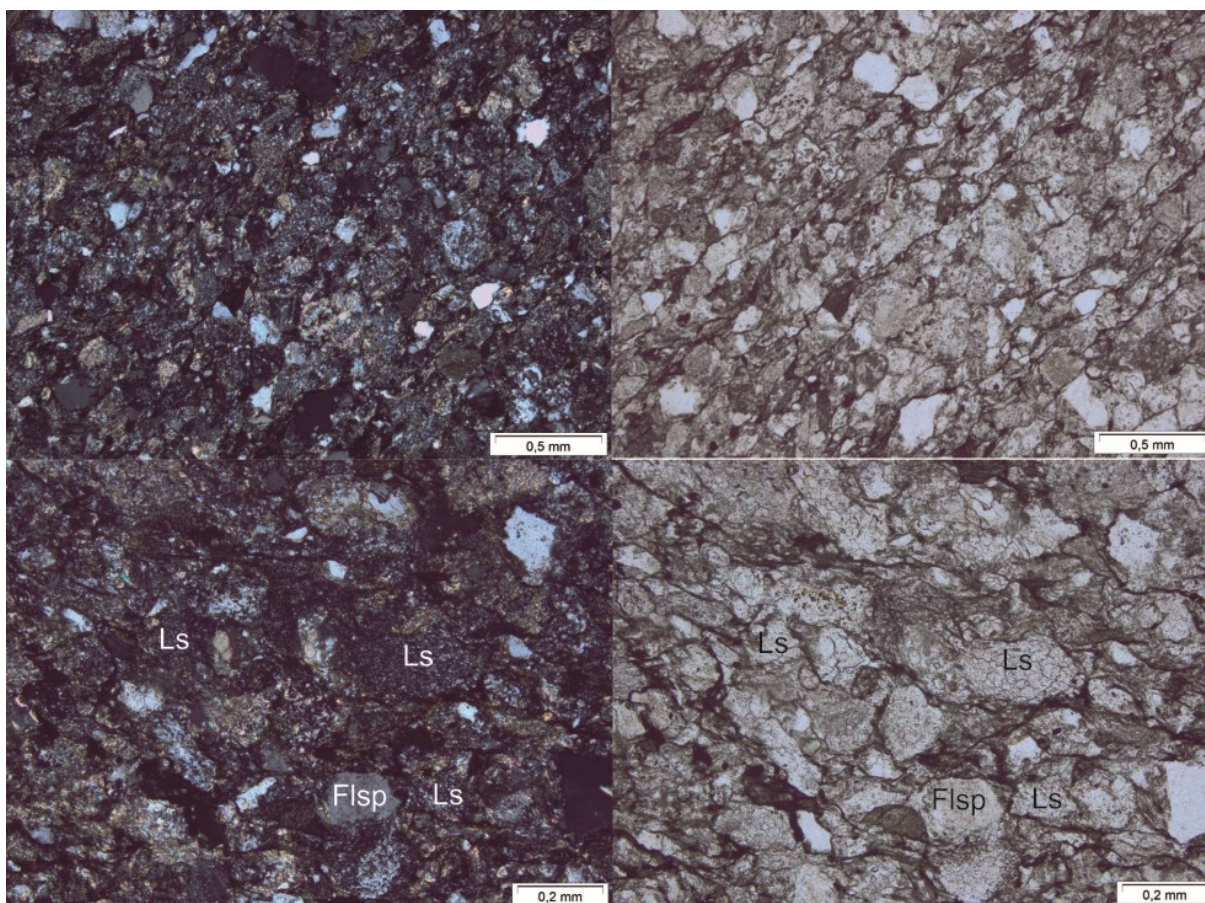


Рис. 6.11. фото шл.6067/6. а,в – с анализатором, б,г – без анализатора. Характерный облик пород III типа. Ls – обломки силицитов, Flsp - зерна полевых шпатов.

III тип

Песчаники и алевролиты, относимые к данному типу выделяются по резкому преобладанию обломков силицитов (рис 6.11), разной степени тектонической переработки, которая хотя и проявлена в породах I и II типов, в данном типе проявляется более широко и интенсивно: гораздо чаще встречаются трещины, выполненные рудным материалом.

Обломки магматических пород в песчаниках и алевролитах I и II типа в значительной степени хлоризированы (что характерно и для всей породы в целом). Хлоритизированная масса, вероятно, образовалась по вулканическому стеклу, в котором присутствуют разноориентированные лейсты плагиоклазов, что является характерным признаком эффузивных пород основного-ультраосновного состава (рис. 6.6, рис 6.12). В обломках магматических пород III типа лейсты плагиоклазов заключены в массу слабоизмененного вулканического стекла (рис. 6.13).

По составу обломочной части можно предполагать, что в источнике сноса преобладали кремнистые породы и эффузивные и интрузивные магматические породы,

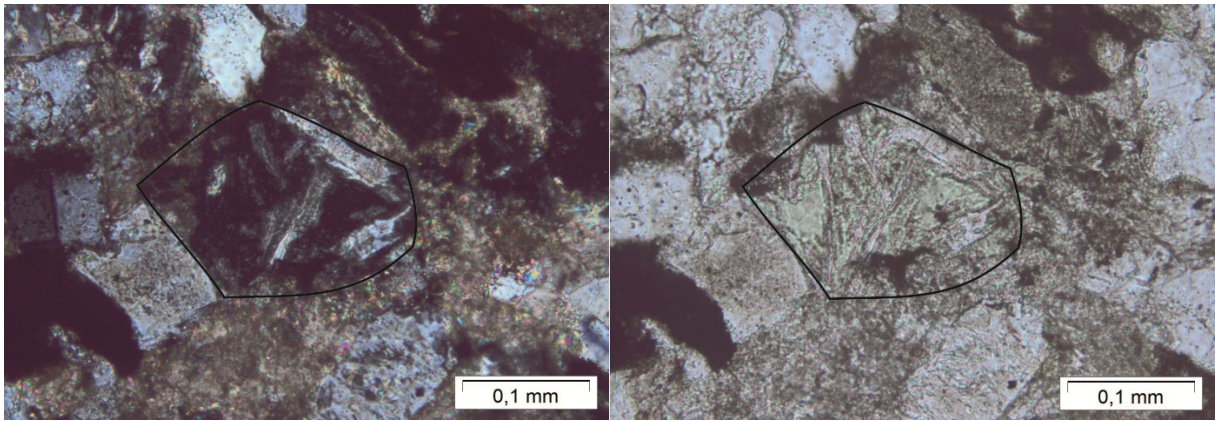


Рис. 6.12. фото шл.8537/1а. а – с анализатором, б – без анализатора. Облик обломка магматической породы, характерный для типов I и II.

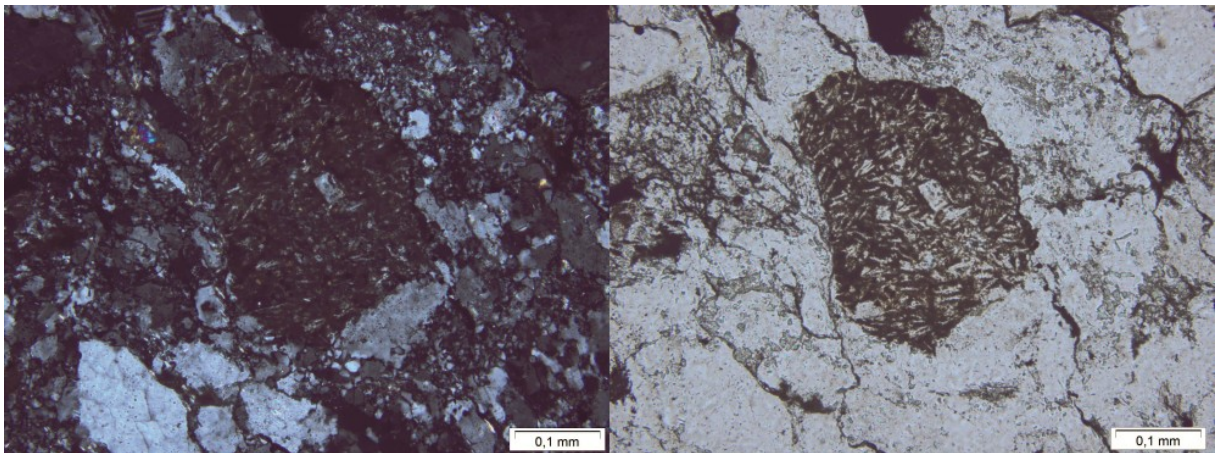


Рис. 6.13. фото шл.8537/1а. а – с анализатором, б – без анализатора. Облик обломка магматической породы, характерный для типов I и II.

вероятнее всего, основного или ультраосновного состава. Присутствие в породах Карского прогиба и северо-западной части Байдарацкого аллохтона (I и II тип) обломков кварца в значительных содержаниях (20-30%) может говорить о влиянии кислых магматических пород как источника обломочного материала этих отложений.

По данному разделению образцы, отобранные на участках 1 (восточная часть Карского синклиория) и 2 (северо-западная часть Байдарацкого аллохтона), на основании петрографического изучения изготовленных из них шлифов можно отнести к I и II типам, образцы пород III типа устанавливаются среди отобранных в южной части 2 участка и на участке 3 (западная часть Байдарацкого аллохтона), расположенном южнее. Таким образом, можно говорить о том, что породы I и II типов развиты севернее по отношению к породам III типа. Нечеткий переход между зонами развития типов можно объяснить либо плавностью перехода, либо складчато-надвиговым строением, а также разрозненностью выборки. Стоит отметить, что I и II типы (менее вероятно и III тип) могут представлять различные части элементарного цикла.

6.3 Исследования методом Гацци-Дикинсона (*point-counting*).

Помимо визуальной оценки содержания различных обломков в исследуемых породах проведено статистическое исследование содержания породообразующих типов зерен по методу Гацци-Дикинсона (*Gazzi-Dickinson method*), также часто называемый *point-counting* или *point-counter analysis*, или точечный анализ. Данный метод разработан для определения тектонических обстановок формирования песчаных пород по составу обломочной части; основывается на статистических данных состава песчаных пород, собранных в ходе исследований отложений, сформированных в заведомо известных условиях (Dickinson, 1985).

Данные о соотношении различных типов обломков в породе собираются путем перемещения шлифа по предметному столику (используется препаратоложитель) по заданной системе (сетке) и отнесения обломочного зерна (которое, таким образом выбирается случайно) к одной из категорий. Шаг перемещения выбирается немногим больше максимального размера зерна (Neilson, Brockman, 1977). Ведется подсчет зерен минералов, к которым относятся мономинеральные обломочные зерна и кристаллы этих минералов в составе породы размером больше 62,5 микрон. Для одного шлифа определяется порядка 300 "точек", на которые попадет центр поля зрения. Данный способ наиболее репрезентативен для средне-крупнозернистых песчаных пород (Dickinson, 1985).

В рамках данного исследования методом Гацци-Дикинсона были изучены шлифы, изготовленные для тех образцов, для которых определялся химический состав (см. раздел 6.4 Геохимические исследования), с целью возможного сравнения полученных результатов. Породы, химический анализ которых был выполнен, – мелко-, тонко- в меньшей степени среднезернистые псаммитовые породы и песчаные алевролиты. Результаты, полученные при подсчете зерен в алевритовых породах, сильно отличаются от полученных для прочих исследуемых более крупнозернистых пород (таблица 2, рис. 6.14), что может быть объяснено тем, что кварцевые зерна более устойчивы к разрушению и для более мелкозернистых пород – алевролитов, в общем характерно большая их доля. Конечно, возможны и различия в источнике обломочного материала.

Таблица 2 иллюстрирует резкое преобладание обломков осадочных пород над обломками магматических в породах, образцы которых были отобраны в пределах Байдарацкого аллохтона. Распределение точек в пределах полей расчлененной и переходных дуг согласуется с данными В.А. Салдина, (2005), по результатам исследований (методом Гацци-Дикинсона) которого для флишевых формаций севера

Урала устанавливается среди возможных источников обломочного материала породы расчлененной или переходной вулканической дуги.

	Lv	Ls	Lt	F	Q	QFLt
I тип (выделен в Пайхойской подзоне)						
8511/1	82	93	175	91	32	298
8513/2	125	126	251	90	20	361
8516/6	120	95	215	125	22	362
8520/3	86	84	170	90	74	334
8533/3	74	36	110	151	48	309
II тип (выделен в Пайхойской подзоне)						
8516/1*	10	69	79	144	151	374
8540/3*	25	43	68	112	135	315
II тип (выделен в Лемвинской подзоне)						
1555/2	12	187	199	78	44	321
6067/2	10	156	166	75	12	253
6067/4	6	220	226	62	14	302
6068/11	8	273	281	75	20	376
8508/2	87	86	173	125	15	313

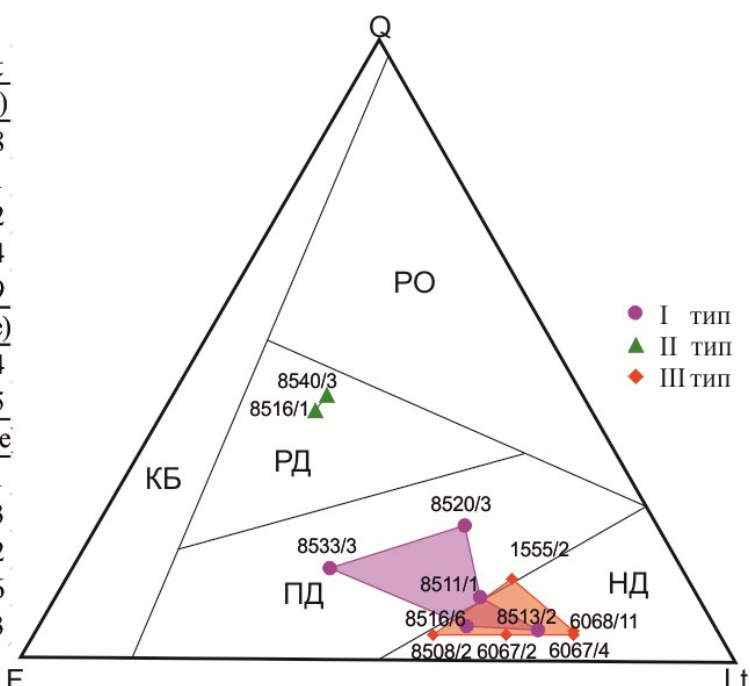


Таблица 2 Результаты подсчета зерен методом point-counting.

Lv – обломки магматических пород, Ls – обломки осадочных пород, F – зерна полевых шпатов, Q – зерна кварца;

$$Lt = Lv+Ls, \quad QFLt = Q+F+Lt.$$

* - алевритовые породы.

Рис. 6.14 Диаграмма Дикинсона (Dickinson, 1985). Точки, соответствующие алевритовым породам, представляющие II тип, находятся в поле расчлененных дуг, вероятно не могут быть уверенно интерпретированы.

6.4 Геохимические исследования

Были определены содержания петрогенных и малых элементов (приложения 2 и 3) для проб, изготовленных из образцов, которые по результатам микроскопических исследований были сложены карбонатными минералами не более, чем на 15%. Типы, выделенные при микроскопическом исследовании пород, показали различия также и по геохимическим характеристикам: по содержаниям MgO и K₂O I и II типы отчетливо отличаются от пород III типа (рис. 6.15. и 6.16).

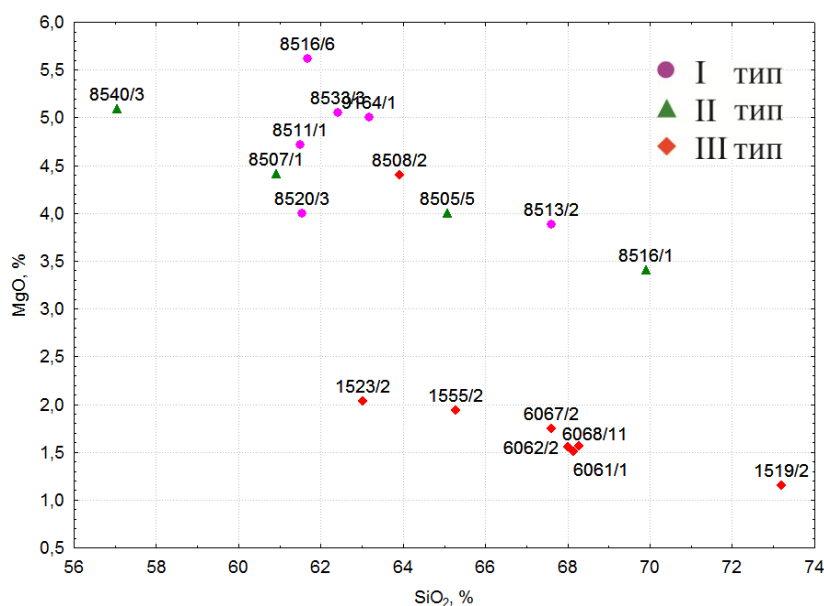


Рис. 6. 15.

Дискриминационная диаграмма отношения MgO к SiO₂. Повышенные значения MgO в породах Пайхойской зоны может быть объяснено большим содержанием обломков магматических пород

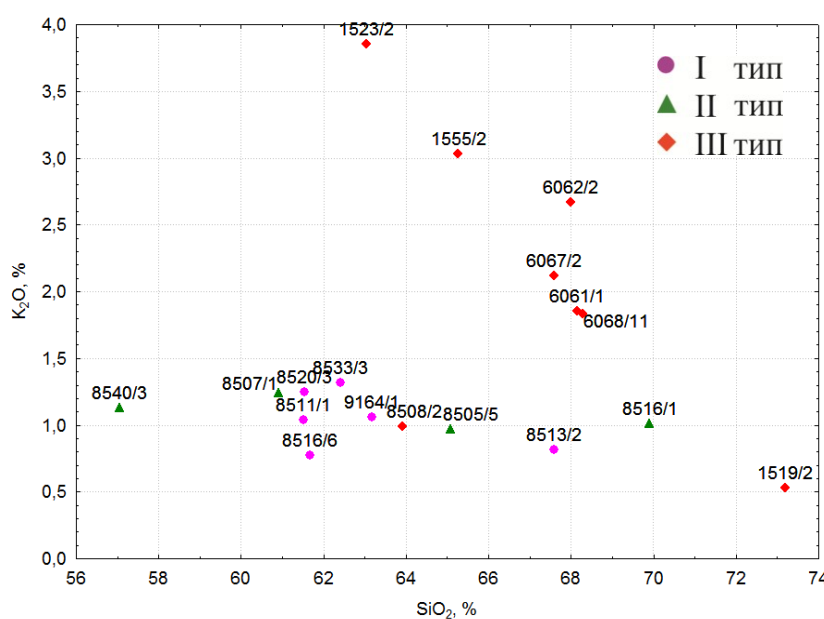


Рис. 6. 16.

Дискриминационная диаграмма отношения K₂O к SiO₂. Повышенное содержание в большей части пород Байдарацой подзоны может быть связано с преобладанием калиевых полевых шпатов над плагиоклазами.

6.4.1 Классификация Ф. Дж. Петтиджона

Классификация Ф. Дж. Петтиджона основана на том, что более зрелые песчаные породы имеют более высокие значения отношения SiO₂ к Al₂O₃ в основном за счет увеличения доли кварца. Среди незрелых пород выделяются менее богатые щелочными металлами лититовые породы, содержащие больше глинистых минералов, однако на содержание щелочных металлов также может влиять и состав магматических пород, если они составляют значимую часть породы (Pettijohn, 1987). На диаграмме соответствующей разделению по данным признакам (рис. 6.17) точки, отвечающие составам проанализированных пород попадают в поле граувакк, по данной

классификации, – богатых глинистыми минералами, что может быть объяснено влиянием вторичных изменений.

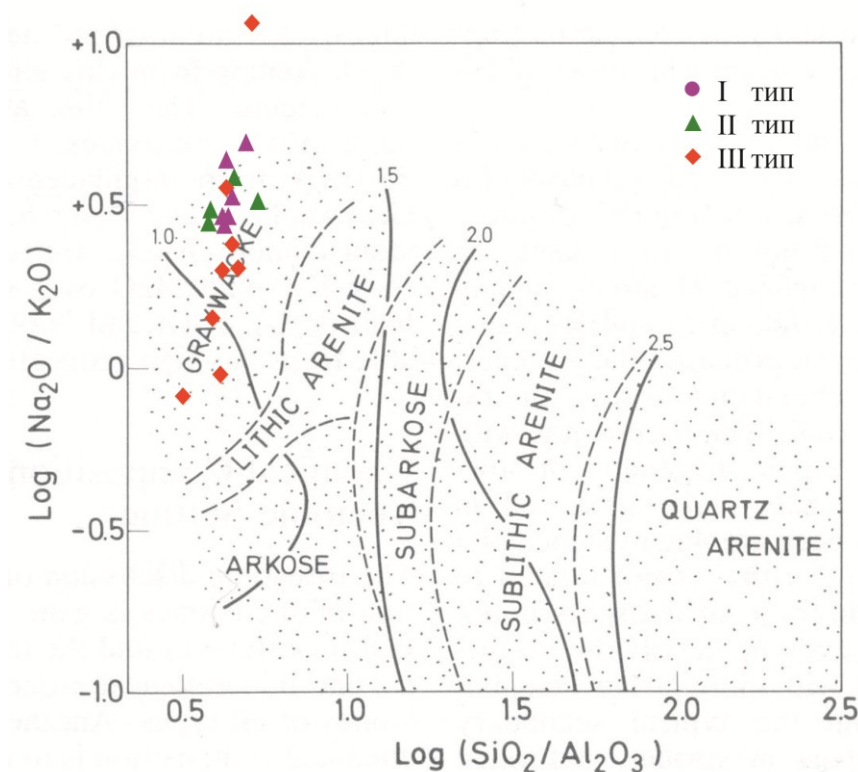


Рис. 6.17.
Классификационная
диаграмма
Ф. Дж. Петтиджона
(Pettijohn, 1987). При
большем разбросе
породы III типа
заметно отделяются
от пород I и II типов.

6.4.2 Анализ содержания малых элементов

Слабая зрелость пород может быть проиллюстрирована соотношением Th/Sc к Zr/Sc для анализируемых пород. Данная схема была разработана на основе изучения турбидитов с выделением трендов, характерных для отложений активной континентальной окраины (равномерное возрастание значений Th/Sc и Zr/Sc) и пассивной (резкое увеличение Zr/Sc при слабо увеличивающемся отношении Th/Sc). На рис. 6.18 видно, что породы всех выделяемых типов "ложатся" на тренд влияния состава размываемых пород на состав песчаных пород, что позволяет с большей достоверностью интерпретировать данные химического состава исследуемых пород как индикатор состава пород, развитых в питающей провинции.

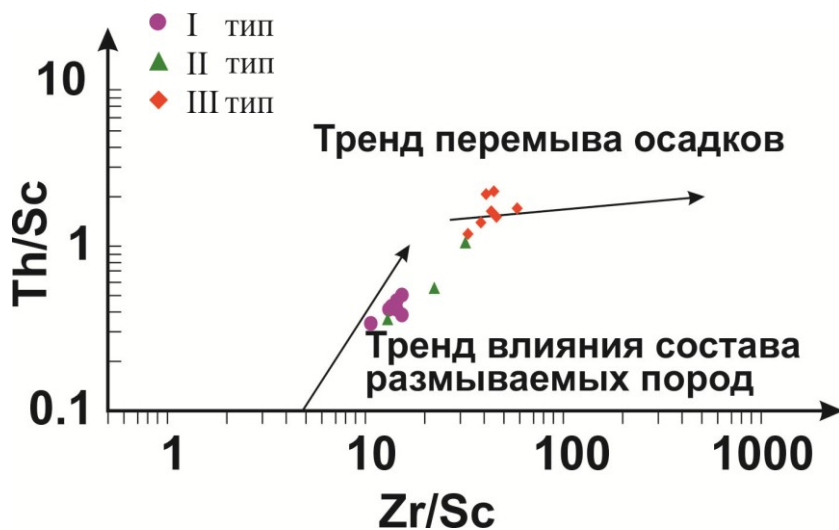


Рис. 6.18. Диаграмма соотношения Th/Sc и Zr/Sc (McLennan et al., 1993). Помимо принадлежности пород всех типов к одному тренду выделяется различие в химическом составе пород I, II и III типов.

Геохимическая интерпретация источника сноса может быть построена на сравнении данных анализируемых объектов с эталонными: базальты срединно-океанических хребтов (MORB), протерозойских гранитов (PR G), протерозойских гранодиоритов (PR GD), верхней коры (UC), пост-архейский австралийский сланец (PAAS). По диаграммам на рис. 6.19 устанавливается сходство пород III группы с модельным составом верхней коры, что соотносится с характером распределения лантаноидов рис.6.20, на котором выделяется завышенное содержание легких лантаноидов и отрицательная европиевая аномалия (McLennan et al., 1993),

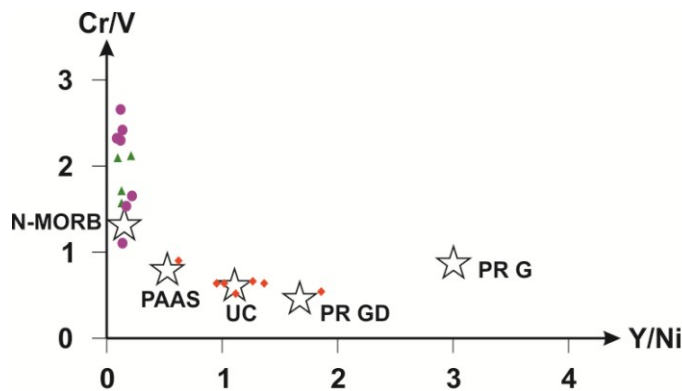
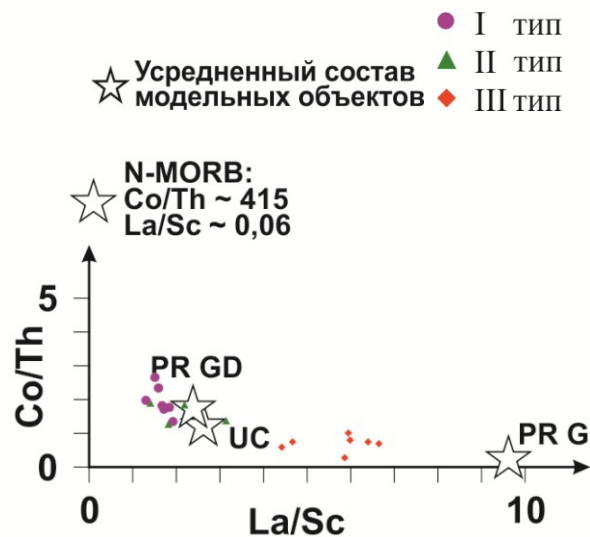
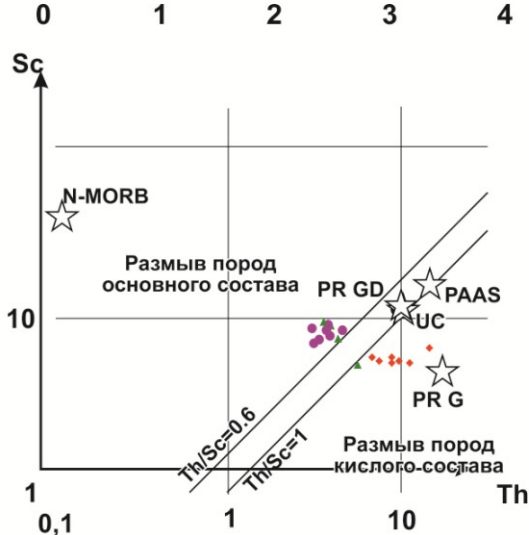


Рис. 6.19 Диаграммы соотношения Cr/V к Y/Ni (McLennan et al., 1993). Sc к Th и Co/Th к La/Sc . (Тейлор и др., 1988).



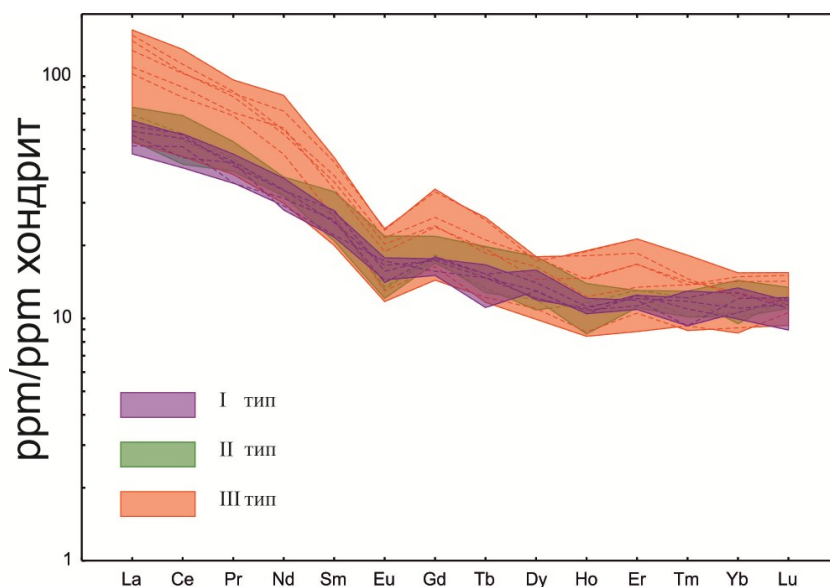


Рис.6.20 Распределение лантаноидов (в пресчете на состав хондрита (по Pearce, and Parkinson, 1993)) для пород выделяемых типов. Пунктирные линии – единичные анализы.

что характерно для пород более кислого состава.

На рис. 6.15 - 6.20 отмечается общее сходство пород I и II типов, что также может служить аргументом в пользу их рассмотрения в качестве фрагментов одного элементарного цикла. Для пород данных типов по соотношениям, отраженным на диаграммах рис. 6.19 вероятно развитие ультраосновных и основных пород в источнике обломочного материала.

Интерпретация состава источника обломочного материала, основанная на геохимических данных, соотносится с интерпретацией по методу Гацци-Дикинсона: наличие более кислых пород в источнике обломочного материала может быть объяснено меньшей степенью эрозии магматической дуги; в более разрушенной магматической дуге обнажаются основные и ультраосновные интрузивные породы, обломки которых попадают в состав отложений, формирующихся за счет их денудации.

7. Интерпретация обстановок формирования

Результаты петрографического исследования пермских терригенных образований позволяют говорить о незрелости слагающих их пород, о малой дальности переноса, источник осадочного материала, таким образом, был расположен на небольшом расстоянии. По составу обломочной части можно заключить, что наибольшее влияние в источнике обломочного материала оказали силициты, магматические породы кислого и основного-ультраосновного состава.

Анализ палеотечений, устанавливаемых для терригенных формаций Лемвинской зоны, говорит от преобладании юго-западного направления, также направленность миграции терригенного осадконакопления, указывает на то, что источник сноса для рассматриваемых отложений был расположен на востоке (Салдин, 2002). По результатам исследований методом Гацци-Дикинсона устанавливается влияние образований магматической дуги, расположенной, таким образом, на востоке. Это подтверждает ранее устанавливаемые тектонические обстановки формирования нижнепермских терригенных комплексов.

Проведенное в рамках данного исследования разделение исследуемых пород на типы, различающиеся между собой содержанием различных осадочных зерен, окатанностью и сортировкой, позволяет также сравнить исследуемые образования Карского синклинория и Байдарацкого аллохтона с точки зрения обстановок их формирования. На состав обломочной части пород I и II наибольшее влияния оказали и исходя из петрографического состава обломочной части, и исходя из химического их состава магматические породы основного-ультраосновного состава. Для пород III типа устанавливается более слабое влияние магматических пород..

При том, что исследования методом Гацци-Дикинсона были выполнены для небольшого количества образцов, четкого разделения между выделенными типами проводить не видится целесообразным, однако все же стоит отметить, что устанавливается в большей степени разрушенная дуги в источнике обломочного материала для образцов, отобранных в более северных частях района исследований по сравнению с отобранными в более южных.

Таким образом, подтверждаются устанавливаемые ранее обстановки формирования в условиях аккреции магматической дуги, однако отмечается сходство по составу обломочной части и, таким образом, пород источника сноса, исследованных отложений восточной части Карской впадины и предполагаемой северо-западной части Байдарацкого аллохтона.

Стоит также отметить, что тектонический контакт кечьпельской свиты Талота-Пайпудынского синклинория (Байдарацкого аллохтона) и тарханской толщи Карского синклинория – предполагаемый, отнесение пород 2 участка к кечьпельской свите требует более подробного изучения данной части рассматриваемой территории ввиду устанавливаемого сходства с породами 1 участка. Таким образом, можно уверенно говорить, что состав и устанавливаемые обстановки формирования пород участка 1 характеризуют восточную часть Карского синклинория, участка 3 – Байдарацкого аллохтона. Определение I и II типов пород (характерных для Карского синклинория) на 2 участке указывает, таким образом, и на схожесть тектонических обстановок формирования пород участков 1 и 2 (той его части, на которой развиты породы I и II типа).

Заключение

Характеристика докунгурской части разреза пермских терригенных отложений в пределах Карского синклинория и Байдарацкого аллохтона в зоне их сочленения позволяет сделать следующие **выводы**:

1. Среди исследованных образцов устанавливается генетическая связь с комплексами островной дуги (что соотносится с данными В. А. Салдина (2003)), таким образом, подтверждено формирование комплексов в обстановке аккреции островной дуги.
2. В контексте сравнения терригенных образований структур сочленения Пай-Хоя и Урала можно говорить о том, что отложения северно-западной части Байдарацкого аллохтона схожи с отложениями востока Карской впадины по петрографическому и геохимическому составу и интерпретируемым на их основании обстановкам формирования.

Подробное геологическое изучение территории участка 2 и увеличение объема выборки анализируемых образцов позволит более точно проинтерпретировать распределение пород выделенных типов по площади, положение характеризуемых образований в геологической структуре рассматриваемого района, что позволит уточнить взаимоотношения структур, традиционно рассматриваемых в составе Пай-Хоя и Урала в зоне их сочленения.

Литература

Монографии:

1. Керцелли С. В. По Большеземельской тундре с кочевниками. Архангельск, Архангельская губернская типография, 1991. 116с.
2. Мазарович, А. Н. Основы геологии СССР, ОНТИ, М., 1938., 480 с.
3. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов, В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева и др. СПб., 1998. 352 с.
4. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Москва, Мир, 1988, 379 с.
5. Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург, изд-во Уральского отделения РАН, 2004. 226 с.
6. Шишкин М. А., Шкарубо С. И., Молчанова Е. В., Маркина Н. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 383 с. + 10 вкл.
7. Шренк А.И. Путешествие к северо-востоку Европейской России через тундры самоедов к северным Уральским горам, предпринятое по высочайшему повелению в 1837 году. СПб.: Типография Григория Трусова, 1855, 665 с.
8. Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ "Наука", 1994, - 290 с.
9. Юдович Я. Э., Шишкин М. А., Лютиков Н. В., Кетрис М. П., Беляев А. А. Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны Севера Урала. – Сыктывкар: Пролог, 1998. 340 с.
10. Фролов В.Т. Литология. Кн.1: Учебное пособие. — М.: Изд-во МГУ, 1992. — 336 с.

Статьи в сборниках:

1. Беляев А.А., Иевлев А.А., Юдин В.В., Овнатанова Н.С. Термальный эпигенез палеозойских отложений Пай-Хоя. Сер. препринтов “Научные доклады Коми науч.центра УрО АН СССР”. Сыктывкар, 1989, вып.224, 24 с.
2. Тектоническая карта Печорской плиты В.А.Дедеев, В.В.Юдин, В.И.Богацкий и др. // Сер. препринтов "Науч. докл." АН СССР, Коми фил.; Вып. 142. Сыктывкар, 1985. 12 с.

3. Беляев А.А., Иевлев А.А., Юдин В.В., Овнатанова Н.С. Термальный эпигенез палеозойских отложений Пай-Хоя. // Сер. препринтов “Научные доклады Коми науч.центра УрО АН СССР”. Сыктывкар, 1989, вып.224, 24 с.
4. Волков С. Н., О взаимоотношении Урала, Пай-Хоя и Таймыра // Материалы по региональной тектонике СССР. М. 1984, С. 5-12.
5. Войновский-Кригер К. Г. Кечь-пельская свита пермских отложений на западном склоне Полярного Урала. // Матер. II геологич. конфер. коми АССР. Сыктывкар, 1947, с. 98-108.
6. Тимонин Н. И., Юдин В.В. Воздействие Исландского плюма на раннетриасовый вулканизм Полярного приуралья // Тетоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Том 2. – М.: ГЕОС, 2005.
7. Устрицкий В. И. К вопросу о северном продолжении Урала // ДАН СССР. 1956. Т. 110, N 3. С. 437—439.
8. Хабаков А. В. Геологическое строение карского побережья северо-восточного Пай-Хоя // Труды ГГУ Главсевморпути. 1945а, Вып. 20.54 с.
9. Хабаков А. В. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями // Труды ГТУ Главсевчорпутн. 1945б. Вып. 15. 77 с.
10. Эйно́р О. Л. Взаимоотношение Урала и Пай-Хоя // Материалы ВСЕГЕИ. Общ. сер., 1946. Сб. 7. С. 2-26.
11. Dickinson, W.R., 1985, "Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones", in Zuffa, G.G. (ed.), Provenance of Arenites: NATO ASI Series, С 148, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, p 333–363.
12. Pearce, J.A. and Parkinson, I.J., 1993, Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc patrogenesis; in Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., and Neary, C.R., eds., Magmatic Processes and Plate Tectonics // Geological Society Special Publications, no. 76, p. 373-403.

Статьи в журналах:

1. Тимонин Н.И., Юдин В.В. Пайхоиды – особый комплекс дислокаций земной коры // Литосфера, 2002, №2, С. 24-37.
2. Шатский Н. С., О взаимоотношении Пай-Хоя и Урала. // Изв. АН СССР. Сер. геол, 1948, N 1. С.163-167.
3. Шайбеков Р. И. Редкоземельные элементы и благородные металлы в габбро-долеритах Пай-Хоя (Югорский полуостров) // Литосфера, 2010, № 6, с. 83-96.

4. McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G. Geochemical approach to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnson M.J., Basu A. (eds.) Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geological Society of America Special Paper 284, 1993, p. 21-40
5. Neilson M.J., Brockman G.F. The error associated with point-counting // American Mineralogist, 1977. Volume 62. p. 1238-1244.
6. Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and Sandstone // Springer-Verlag New York, 1987, 553 p.

Фондовые материалы:

1. Зархидзе Д.В., Малых О.Н., Войтович З.Н., Бартова, А.В. Малых, И.М. Алексеева Н.А., Цыбульская А.Е, Ухач Т.Н., Девятуха Ю.А., Пискун, П.П., Клевцов А.С., Юферова Е.А., Романов А.А., Сиванова Л.М. ГДП-200 листов R-41-XXVIII, XXIX (Карская площадь) Нарьян-Мар, 2010 г.
2. Легенда к геологической карте Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Воркута. 2009.
3. Микляев А. С., Шлома А. А., Романова Н. В. и др. Групповая геологическая съемка м-ба 1 : 50 000 на Осовейской площади. Листы R-42–109-А, Б, В, Г; 110-В (в, г); 121-А, Б, В (Отчет Осовейской ГСП за 1982–1988 гг.). Воркута, 1988. В 3-х кн. ВО КРГФ.
4. Петров С.Ю., Серегин С.В., Сычев С.Н., Герасичева А.В., Коннов А.Г., Петрова М.Н., Перлов Д.К., Червяков Р.В., Галиулин И.З., Сенчукова Н.С., Пахомова Е.Н., Сидорова В.П., Пушкарь Т.В. Отчет о результатах работ по объекту создание Государственных геологических карт масштаба 1:200 000 неизученных в среднем масштабе территорий Российской Редерации. Составление комплекта Государственных геологических карт (авторский вариант) масштаба 1:200 000 листов R-42-XXV,XXVI (Ярская площадь). Санкт-Петербург 2014.

Приложения

Приложение 1. Описание шлифов

Ниже приведены описания шлифов по типам, на которые они были в последствии разбиты (см. гл. 6.3). Первым приводится описание шлифа 8537/1, взятое за основу последующих описаний.

Шлиф 8537/1. (отнесен ко II типу) Мелко-тонкозернистая кварцевая граувакка.

Обломочная часть представлена обломками силицитов и магматических пород, зернами кварца, калиевых полевых шпатов, плагиоклазов, рудных минералов.

Обломки силицитов, вероятно, частично раскристаллизованные, представляют собой сростки кристаллов кварца размером преимущественно немногим меньше 0,01 мм, хотя некоторые обломки сложены кристаллами до 0,03-0,04 мм (иногда и до 0,07 мм). Размер обломков варьирует от 0,03 0,04 мм до 0,11 мм, чаще всего составляет порядка 0,05 мм. Обломки силицитов занимают 25-30% от обломочной части породы.

Среди магматических пород, представленных в обломках, выделяются представляющие собой сростки разноориентированных зерен плагиоклаза и представляющие собой основные-ультраосновные магматические породы с существенной долей рудного минерала. На обломки магматических пород приходится порядка 20% обломочной части, по 10% на указанные разновидности (плагиоклазовую и основную-ультраосновную).

Кварцевые зерна диагностируются по отсутствию вторичных изменений, характерной интерференционной окраске. Минимальный размер составляет 0,02-0,03 мм, максимальный – 0,10 мм, средний – порядка 0,7 мм. Зерна угловатые, плохоокатанные – большая часть зерен окружена вторичными карбонатными минералами, первичные границы зерен, как и сами зерна в различной степени, замещены карбонатным веществом. Содержание кварца от всей обломочной части составляет 15%.

Калиевые полевые шпаты представлены по большей частью ортоклазом, определяемому по показателю преломления (ниже канадского бальзама) и отличимому от микроклина по отсутствию микроклиновой решетки. Размер и окатанность не сильно отличаются от указанных для кварца. Общая доля калиевых полевых шпатов в обломочной части – 15-20%, из них на микроклин приходится 5-10%.

Зерна плагиоклазов определяются по характерному двойникованию, видимому в скрещенных николях. Размер зерен такой же, как и у кварца, однако плагиоклазы больше подвержены вторичным изменениям и границы зерен менее отчетливы. Содержание плагиоклаза – 10%.

Рудные минералы, непрозрачные, но просвечивающие по тонкому краю в буровато-красных тонах, представлены в виде обломочных зерен (10% обломочной части) и в пленках вторичных изменений (20-25% от всей породы).

Помимо карбонатизации обломочная часть подвержена также хлоритизации, проявляющейся в приобретении светло-зеленой (бутылочной) окраски и изменении интерференционной окраски на более темную, иногда синюю. Порода хлоритизирована на 30-40%.

Структура обломочной части мелко-тонкозернистая, среднесортированная, плохоокатанная.

Первичное соотношение цемента и обломочной части плохоопределимо из-за высокой степени карбонатизации (30% от всей породы и 85-90% от цемента), однако можно предположить, что цемент занимал не более 15% породы.

Среди карбонатизированного цемента определяются игловидные бесцветные в параллельных николях кристаллы мусковита, определяемого по ярким интерференционным окраскам, от общей массы породы составляющие менее 5%.

I мин

Шлиф 8533/3. Тонко-среднезернистая кварцевая граувакка с глинистым (10%) цементом.

Состав обломочной части схож с шлифом 8537/1, обломочная часть, таким образом, представлена по большей частью обломками пород (55% обломочной части), однако обломков силицитов (15%) заметно меньше обломков магматических горных пород (40%). Помимо обломков пород присутствуют зерна кварца (20%), плагиоклазов (15%), калиевых полевых шпатов (10%), рудных минералов (до 10%), схожих по облику с описанными в шлифе 8537/1. Среди зерен рудных минералов присутствуют просвечивающие по тонкому краю в зеленых тонах (70% рудных зерен) (предположительно минералы марганца) и в буро-желтых (30%). Помимо зерен собственно рудных минералов, на непрозрачные минералы приходится большая доля обломков основных-ультраосновных пород.

Структура обломочной части тонко-среднезернистая, плохосортированная, плохоокатанная.

Слабое развитие вторичных изменений (карбонатизация развита точечно, порядка 5-10% от всей породы) позволяет оценить структуру цемента, его содержание в породе от 5-10% до 15% процентов, состав – глинистый. Зерна образуют собственный каркас породы, содержание цемента слишком мало, чтобы зерна «плавали» в породе.

Шлиф 8510/1. Полевошпатовая граувакка.

Обломочная часть представлена на 60% обломками пород: на 35% магматических разного толка и на 25% силицитов; зернами калиевых полевых шпатов на 15%, плагиоклазов на 10%, зернами кварца на 10% рудных минералов на 5%.

Структура обломочной части разнозернистая (присутствуют в равных количествах тонко-, мелко- и среднезернистый материал, а также примесь крупнозернистого), плохосортированная, средне-плохоокатанная.

Содержание цемента крайне мало – до 5%, по минеральному составу, вероятно, глинистый.

Порода относительно равномерно карбонатизирована, разбита трещинами, выполненными рудным материалом (преимущественно марганца). Ожелезнение также развито по трещинам, но заметно слабее и прослеживается слабая приуроченность участков ожелезнения к обломками магматических пород, часто состоящих на 40-50% из рудных минералов. Можно предположить, что железо мигрировало из обломков магматических пород, а обмарганцевание наложено.

Шлиф 8516/6. Полевошпатовая граувакка.

Обломочная часть породы представлена преимущественно обломками пород, – суммарно около 50%. Примерно равное содержание обломков силицитов, основных и ультраосновных пород (причем нередко встречаются и обломки пород с содержанием магматического стекла до 50%) и состоящих из сростков кристаллов плагиоклаза. Помимо обломков пород также присутствуют зерна кварца (15%), калиевых полевых шпатов (15%) и плагиоклазов (15%).

Структура обломочной части – разнозернистая (от мелкозернистой до среднезернистой: размер зерен колеблется от 0,07 до 0,35мм, средний – 0,20 мм), плохосортированная, плохоокатанная. Причем все разновидности зерен встречаются со всем диапазоном размерности.

Цемент, вероятно, глинистый, однако его содержание мало (5-10%), зерна образуют каркас породы.

Вторичные изменения характерны для описанных пород такого состава – хлоритизация, карбонатизация развита пятнисто по обломкам.

Шлиф 8533/2. Полевошпатовая граувакка.

Обломочная часть породы на 50% представлена обломками пород. Равное содержание (по 10-15%) пород следующих групп: существенно плагиоклазовых, силицитов, основных-ультраосновных, на 50% и более сложных рудными минералами и основных с лейстами плагиоклаза. Помимо обломков пород

присутствуют зерна кварца (15%), плагиоклазов (15%), калиевых полевых шпатов (10%), рудных минералов и железа, и марганца (10%).

Структура обломочной части разнозернистая: преимущественно зерна от тонкозернистой размерности до мелкозернистой, но существенна примесь среднезернистого материала. Таким образом материал плохосортирован. Окатанность плохая.

Цемент глинистый – 5-10% от породы, зерна разноориентированы, но плотно соприкасаются друг с другом, образуя каркас породы.

Порода пятнисто карбонатизирована по зернам (10% всей породы).

Шлиф 9127/1. Полевошпатовая граувакка.

Обломочная часть на 65% представлена обломками пород: на 30% разноориентированными сростками плагиоклазов и на 15% обломками основных-ультраосновных горных пород, часто сложенных рудным минералом на 50% и хлоритизированной массой, а также на 20% обломками силицитов. Также присутствуют зерна плагиоклазов (10%), калиевых полевых шпатов (10%), кварца (10%), зернами рудных минералов (до 5%).

Структура обломочной части разносортированная (в примерно равных соотношениях присутствуют зерна тонко-, мелко- и среднезернистой размерности), плохосортированная, плохоокатанная, хотя зерна более мелких размерностей окатаны лучше, вплоть до среднеокатанных.

Цемент, содержание которого в породе не превышает 10%, также пространство между зернами выполняют рудные минералы (и железа, и марганца). Малое содержание цемента позволяет зернам формировать каркас породы.

Порода карбонатизирована на 20-25%. Карбонаты, вероятно, железосодержащие, судя по буроватому отсвету.

Шлиф 9164/1. Мелко-тонкозернистая полевошпатовая граувакка с хлоритизированным первично слюдистым(?) цементом (35%).

Обломочная часть породы представлена обломками пород на 40%: обломками силицитов на 20%, обломками разнообразных магматических пород на 20%; также присутствуют зерна кварца (20%), калиевых полевых шпатов (20%), плагиоклазов (10%), рудных минералов (5-10%) и железа и марганца.

Структура обломочной части – мелко-тонкозернистая, среднесортированная, плохоокатанная.

Соотношение обломочной части и цемента 70% и 30%. Зерна разноориентированы и редко соприкасаются между собой.

Цемент по минеральному составу, вероятно, первично слюдистый, замещен хлоритом на 80-85%.

Порода разбита сонаправленными ожелезненными и участками выполненными трещинами, имеющими волнистую форму, описывающую зерна.

Шлиф 9168/2. Тонко-мелкозернистая полевошпатовая граувакка.

Обломочная часть на 55% состоит из обломков пород: на 30% из обломков силицитов и на 25% из обломков магматических горных пород, остальная часть породы представлена зернами калиевых полевых шпатов на 20%, плагиоклазов на 10%, кварца на 10%. Зернами рудных минералов до 5%.

Структура обломочной части тонко-мелкосортированная (размер зерен чаще всего колеблется от 0,1 до 0,2 мм, присутствуют единичные зерна до 0,3 мм – среднезернистой размерности), плохосортированная.

Цемент в породе не наблюдается, зерна образуют каркас породы.

II тип

Шлиф 1552/8. Тонко-мелкозернистая полевошпатовая граувакка с алевритистой примесью (30%).

Обломочная часть породы состоит на 30% из обломков пород: на 20% из обломков магматических пород различного состава, в том числе с микролитовой структурой, и на 10% из обломков силицитов; на 30% из кварцевых зерен, на 20% из зерен плагиоклаза и на 15% из зерен калиевых полевых шпатов. Также присутствуют зерна рудных минералов (до 5%), также развитых по трещинам.

Структура обломочной части тонко-мелкозернистая, присутствуют зерна алевритовой размерности (до 30% обломочной части) преимущественно кварцевого состава, хорошоокатанных. Песчаные же зерна плохо-средне окатаны. Порода плохосортирована.

Содержание цемента крайне мало, вероятно, по минеральному составу глинистый.

Порода карбонатизирована пятнисто. Большая часть зерен хлоритизирована.

Шлиф 8505/5. Тонкозернистая кварцевая граувакка с глинисто-слюдистым цементом (15%).

Обломочная часть представлена обломками кварцевыми зернами (30%), обломками пород: силицитов (20%) и ультраосновных-основных магматических пород с существенным содержанием рудных минералов (10%). Также зернами плагиоклаза

(15%) и калиевых полевых шпатов (10%), зернами рудных минералов, просвечивающих в зеленых или в красно-бурых тонах (10% от обломочной части породы).

Структура обломочной части тонкозернистая, хорошо сортированная, средне-плохоокатанная.

Соотношение обломочной части и цемента – 75% на 25%. Цемент преимущественно глинистый, с подчиненным содержанием биотита (около 20% цемента). Зерна относительно свободно расположены в цементе, не образуя жесткого каркаса.

Порода карбонатизирована пятнисто. Карбонаты железистые, судя по буроватому оттенку в нескрещенных николях, исчезающем при введении анализатора. Цемент дает зеленый отсвет, что может быть связано с его частичной хлоритизацией или оруденением (минералами марганца).

Шлиф 8516/4. Полевошпатовая граувакка.

Обломочная часть породы также представлена преимущественно обломками пород, – суммарно около 45-50%. Обломки пород, состоящих только из плагиоклаза, составляют заметную, сравнительно высокую, часть породы (30%), также в значительных количествах присутствуют обломки силицитов (15%). Помимо обломков пород обломочную часть составляют зерна кварца (15%), калиевых полевых шпатов (10%) и плагиоклазов (10%).

Структура обломочной части – мелкозернистая, хорошо сортированная, средне-плохоокатанная

Обломки рудных минералов, преимущественно просвечивающих в зеленых тонах по тонкому краю, составляют 5 %, схожие минералы выполняют трещины, занимая порядка 10% породы. В зернах магматитов рудные минералы (вероятно, марганца) также занимают около 15-20%.

Цемент глинисто-слюдястый, но составляет малую долю породы (5-10%).

Порода сильно карбонатизирована (20%), карбонаты развиты пятнисто.

Шлиф 8522/3. Кварцевая граувакка.

Обломочная часть состоит на 30% из кварца, на 25% из плагиоклаза, на 10% из калиевых полевых шпатов. Обломки пород занимают 35%: 15% - обломки силицитов, 20% - обломки магматических горных пород.

Структура обломочной части разнозернистая, плохо сортированная: тонко-мелкозернистая, распределение зерен по размеру равномерное от порядка 0,075 мм до 0,3 мм.

Цемент слюдястый, хлоритизированный, занимает 10% породы, зерна образуют каркас породы.

Шлиф 8536/4. Тонкозернистая кварцевая граувакка.

Порода представлена обломочной частью, отличающейся от описанных выше сильно меньшим содержанием обломков магматических пород, и глинистым цементом.

Обломочная часть представлена преимущественно разноокатанными кварцевыми зернами (40%), зернами полевых шпатов (30%), обломками силицитов (20%), единичными обломками, возможно, магматических пород.

Структура обломочной части тонкозернистая (зерна размером 0,1 мм редки), среднесортированная, плохо-среднеокатанная.

Цемент глинистый, занимающий около 25% породы. Зерна разноориентированы, иногда друг с другом не соприкасаясь.

Карбонатизация развита пятнами, 10-20% от породы.

Шлиф 8538/3. Мелко-среднезернистая полевошпатовая граувакка.

Порода состоит из обломочной части и разделяющей зерна зоной карбонатизации, вероятно, развитой по цементу.

В обломочной части наиболее распространены обломки пород, схожих с описанными выше. На обломки основных-ультраосновных с большим содержанием рудного минерала приходится 20% обломочной части, на обломки силицитов приходится 10%. Полевые шпаты, как и большинство зерен, схожи по облику с описанными в шлифе 8537/1. Калиевые полевые шпаты и плагиоклазы занимают равную часть – порядка 15 % обломочной части, как и кварцевые зерна. Рудный минерал занимает 10-15%, вероятно, минерал железа, судя по характерной окраске по тонкому краю.

Карбонатные минералы, занимающая около 30 % породы, схожие по взаимоотношениям с зернами с описанной в шлифе 8537/1, их также не позволяет судить об окатанности. Вмещает зерна биотита, образующие около 5% всей породы.

Размерность зерен преимущественно мелко-среднезернистая, хотя присутствует и примесь тонкого материала, зерна плохо сортированы.

III тип

Шлиф 1515/1. Мелко-тонкозернистая кварцевая граувакка с гидрослюдистым цементом.

Обломочная часть представлена преимущественно обломками силицитов (30%), также присутствуют обломки и, вероятно, магматических пород с большим содержанием рудного минерала предположительно марганца (до 50 % обломка

породы), такие обломки составляют 10%, отсутствуют обломки плагиоклазовых пород. Помимо обломков пород кварцевые зерна занимают 20%, зерна калиевых полевых шпатов – 15%, плагиоклазов – 10%, рудных минералов железа 15%, единичные зерна биотита.

Структура обломочной части – мелко-тонкозернистая (размер зерен колеблется от 0,07 до 0,15мм, средний – 0,12 мм), среднесортированная, плохо-среднеокатанная.

Соотношение обломочной части и цемента – 85% к 15%. Минеральный состав – слюдястый, возможно гидрослюдястый, замещения, развит по всем зернам, кроме кварцевых. Зерна свободно ориентированы в цементе.

По трещинам развиты рудные минералы марганца и железа (5-10% от породы).

Шлиф 1519/2. Тонко-среднезернистая кварцевая граувакка.

В породе наблюдается крайне малое содержание цемента, зерна часто отделены друг от друга заполненными рудным веществом трещинами.

В обломочной части резко преобладают (55% от всей породы) обломки силицитов с размером кристаллов кварца от 0,02-0,03 мм до 0,04 мм реже до 0,07 мм. Также в обломочной части присутствуют зерна кварца, полевых шпатов (до 10%). Размер обломков варьирует от 0,3 мм до 0,1-0,12 мм, в среднем - 0,05-0,06 мм.

Обломки удлинены (в среднем соотношение измерений составляет 2:1), удлинение сонаправлено с разбивающими породы волнистой формы трещинами, заполненными рудными минералами, просвечивающими в зеленых тонах по тонкому краю.

Порода слабо хлоритизирована и точечно ожелезенена, последнее проявляется в желтовато-бурых пятнах, без какой-либо закономерности покрывающих обломки.

Шлиф 1523/2 Крупный алевролит со слюдястым цементом (30%).

Порода разбита выполненными рудными минералами марганца трещинами, выполняющими 20%.

Обломочная часть представлена зернами кварца (30%), обломками силицитов (20-25%), зернами полевых шпатов (20%), рудных минералов (10%).

Структура обломочной части – алевролитовая крупная (большая часть зерен размером от 0,001 до 0,005 мм, хорошоокатанная, хорошосортированная).

Соотношение обломочной части и цемента – 65% и 35% Цемент, по которым и развиты разбивающие всю породу трещины, по составу слюдястый, но на 50% замещен хлоритом.

Шлиф 1555/4. Полевошпатовая граувакка (близкая к кремневой граувакке) с глинистым цементом (10%).

Порода интенсивно тектонически переработана. Трещины, заполненные рудным веществом (и железа, и марганца), составляют 10-15% породы.

Обломочная часть представлена обломками силицитов (45%), ультраосновных-основных магматических пород с существенным содержанием рудных минералов (25%). Остальная часть представлена кварцем (10%), калиевыми полевыми шпатами (10%), заметно меньшими по размерам зернами плагиоклазов (5-10%), обломками рудных минералов (5-10%).

Структура обломочной части мелко-среднезернистая с примесью тонкозернистого материала, по большей части состоящего из зерен плагиоклаза (15-20%).

Первичное (до тектонической переработки и минерализации трещин) соотношение обломочной части и цемента – порядка 85% и 15%. По минеральному составу цемент глинисто-сланцевый. Присутствуют единичные пластинки биотита мелкозернистой размерности.

Карбонатизация развита сильно (порядка 30%), вплоть до мелко-среднекристаллических агрегатов преимущественно по осадочным зернам, однако некоторые зерна «чистые», хоть и окружены вторичной карбонатизацией.

Шлиф 6061/1. Мелко-тонкозернистая полевошпатовая граувакка.

Обломочная часть на 50% состоит из обломков пород: на 40% из обломков силицитов и на 10% из обломков магматических горных пород, остальная часть породы представлена зернами калиевых полевых шпатов на 15%, плагиоклазов на 10%, кварца на 10%, пластинками слюды до 5%.

Структура обломочной части мелко-тонкозернистая (мелкозернистая часть представлена преимущественно обломками силицитов), плохосортированная, плохо-среднеокатанная.

Цемент в породе до 10%, частично слюдястый, местами отсутствует. Зерна образуют каркас.

Шлиф 6067/2. Кварцевая граувакка.

Обломочная часть породы представлена на 50% обломками пород: на 30% обломками силицитов, на 20% обломками ультраосновных-основных магматических пород. Остальная обломочная часть представлена преимущественно кварцем (25%), а также полевыми шпатами: на 15% плагиоклазом, на 5-10% калиевыми полевыми шпатами, также зернами рудных минералов (до 5%).

Структура обломочной части разнозернистая плохосортированная: присутствуют зерна алевритовой размерности, тонко-, мелко-, среднезернистой размерности, мелкозернистого материала немногим больше остальных; зерна плохо или не окатаны.

Цемент проявлен слабо, в редких местах можно предположить малое содержание глинистого цемента, зерна формируют каркас породы.

Порода разбита трещинами, заполненными хлоритизированным биотитом, также проникающим в зерна и рудным веществом, стоит отметить также высокое содержание рудных минералов в обломках пород.

Вторичные изменения проявлены помимо слабой карбонатизации (5-10%) развитием слюд по обломочным зернам.

Шлиф 6067/4. Кварцевая граувакка.

Порода по облику во многом схожа с описанной в шлифе 6067/2, различия отмечаются только в соотношении содержания обломочных зерен по составу и размерности. Так большую часть обломочной части составляют кварцевые зерна - 35%, - обломки пород только 30%: силицитов 20%, магматических горных пород 10%. Также присутствуют зерна плагиоклаза (20%) и калиевых полевых шпатов (10%).

Структура обломочной части, также как и в 6067/2, разнозернистая плохосортированная - присутствуют зерна алевритовой размерности, тонко- и мелкозернистой, с преобладанием последней, - плохоокатанная.

Шлиф 6068/11. Кварцевая граувакка.

Порода по облику, составу обломочной части, вторичным изменениям, схожа с 6067/4 (таким образом, и с 6067/2). Однако является более зрелой по увеличенной доли кварцевых зерен (до 40-45%) в обломочной части при уменьшении значения полевых шпатов до 10-15% суммарно.

Структура обломочной части также более зрелая по сравнению с 6067/4 и 6067/2. Присутствуют алевритовые зерна (преимущественно кварцевые), токозернистые и мелкозернистые, последних незначительно больше. Зерна плохо окатанны, более мелких размерностей до среднеокатанной.

Шлиф 6087/4. Кварцевая граувакка.

Обломочная часть породы на 50% состоит из обломков пород: на 30% различных магматитов, на 20% силицитов; зерна кварца занимают 25% обломочной части, плагиоклазов – 10%, калиевых полевых шпатов 5-10%, обломком рудных минералов до 10%, также вещество (марганца) выполняет тонкие трещины.

Структура обломочной части разнозернистая, плохосортированная: присутствуют зерна всех от тонко- до крупнозернистой размерностей. Зерна средне-плохо окатанны, однако из-за вторичных(?) изменений цемента окатанность плохо определима.

Цемент занимает 15% всей породы. Полностью выполнен мелкозернистой (редко кристаллической до пойкилитовой структуры) железокarbonатной массой, можно предположить первично карбонатный цемент породы. Зерна все же образуют каркас породы, взаимоориентированы по границе зерен.

Шлиф 8505/3. Песчаный алеврит с глинистым цементом (20%).

Обломочная часть представлена на 35% зернами кварца, плагиоклазов на 15%, калиевых полевых шпатов на 20%, обломками пород на 20%: силицитов на 15% и магматических пород, в том числе и состоящих из рудного минерала на 50%, на 15%.

Структура обломочной части тонкозернисто(песчаная)-алевритовая. Соотношение алевритовой и песчаной составляющих – 65% и 35%. В песчаной составляющей сосредоточена большая часть обломков пород и полевых шпатов, алевритовая составляющая по большей части состоит из кварца и подчиненно полевых шпатов. Окатанность алевритовых зерен хорошая-средняя, песчаных плохая-средняя.

Соотношение обломочной части и цемента - 80% и 20%. Цемент по составу, вероятно глинистый. Зерна свободно ориентированы в породе, не образуя жесткого каркаса.

Шлиф 8508/2. Мелко-тонкозернистая полевошпатовая граувакка с алевритовой примесью (20%).

Обломочная часть на 45% представлена обломками пород: на 25% силицитов, на 20% ультраосновных-основных магматических с содержанием рудных минералов до 50%. Также порода сложена зернами кварца, плагиоклазов, калиевых полевых шпатов в равном соотношении – по 15%.

Структура обломочной части – мелко-тонкозернистая, небольшая часть зерен имеет размер больше 0,1 мм; плохосортированная, плохоокатанная, присутствует примесь алевритового материала преимущественно кварц-полевошпатового состава.

Содержание цемента крайне мало, по минеральному составу, вероятно, глинистого.

Приложение 2. Содержания породообразующих оксидов в исследуемых образцах.

№ пробы	SiO ₂ ,%	Al ₂ O ₃ ,%	TiO ₂ ,%	Fe ₂ O ₃ (общ),%	MnO,%	MgO,%	CaO,%	Na ₂ O,%	K ₂ O,%	P ₂ O ₅ ,%	ппп,%	Сумма,%	V,%	Ba,%
I тип (выделен в Пайхойской подзоне)														
1519/2	73,20	13,72	0,54	2,90	0,02	1,16	0,35	6,23	0,53	0,19	1,01	99,86	<.005	0,01
1523/2	63,03	19,22	0,83	3,60	0,02	2,04	0,31	3,14	3,86	0,19	3,79	100,00	0,01	0,07
1555/2	65,27	15,33	0,67	4,18	0,10	1,94	2,06	2,89	3,04	0,19	4,36	100,00	<.005	0,06
6061/1	68,14	14,10	0,68	3,30	0,08	1,51	2,54	3,74	1,85	0,20	3,70	99,85	0,01	0,04
6062/2	68,00	16,94	0,81	3,30	0,02	1,56	0,32	3,81	2,67	0,19	2,24	99,86	0,01	0,04
6067/2	67,60	15,77	0,71	4,36	0,05	1,75	0,74	4,22	2,12	0,23	2,38	99,93	0,01	0,06
6068/11	68,28	14,86	0,72	3,62	0,08	1,57	1,57	4,41	1,84	0,22	2,88	100,00	0,01	0,04
8508/2	63,92	14,52	0,87	7,07	0,05	4,41	0,95	3,56	0,99	0,16	3,56	100,00	0,01	0,01
II тип (выделен в Пайхойской подзоне)														
8505/5	65,07	13,88	0,95	6,16	0,05	4,00	1,53	3,76	0,97	0,19	3,54	100,00	0,01	0,01
8507/1	60,92	15,35	0,99	6,82	0,06	4,41	1,82	3,82	1,24	0,18	4,46	100,00	0,01	0,02
8516/1	69,91	12,70	0,69	5,25	0,04	3,40	0,82	3,33	1,01	0,17	2,72	100,00	0,01	0,01
8540/3	57,05	14,54	0,96	8,26	0,11	5,09	3,48	3,14	1,13	0,19	6,13	100,00	0,01	0,01
III тип (выделен в Лемвинской подзоне)														
8511/1	61,51	13,75	0,83	7,65	0,09	4,72	2,34	3,05	1,04	0,18	4,93	100,00	0,01	0,02
8513/2	67,60	13,35	0,76	5,18	0,05	3,88	1,12	4,08	0,82	0,16	3,14	100,00	0,01	0,02
8516/6	61,68	13,97	0,80	7,70	0,08	5,62	1,52	3,40	0,77	0,17	4,37	100,00	0,01	0,01
8520/3	61,54	14,34	1,00	5,90	0,07	4,00	3,10	3,68	1,25	0,16	4,98	100,00	0,01	0,02
8533/3	62,41	14,24	0,91	6,51	0,07	5,06	1,63	3,64	1,32	0,19	4,07	100,00	0,01	0,04
9164/1	63,17	13,67	0,86	6,02	0,08	5,01	2,00	3,59	1,06	0,18	4,43	100,00	0,01	0,03

Приложение 3. Содержания малых и редкоземельных элементов в исследуемых образцах.

№ пробы	Sc, ppm	V, ppm	Cr, ppm	Co, ppm	Ni, ppm	Rb, ppm	Sr, ppm	Y, ppm	Zr, ppm	Nb, ppm	La, ppm	Ce, ppm	Pr, ppm	Nd, ppm	Sm, ppm	Eu, ppm	Gd, ppm	Tb, ppm	Dy, ppm	Ho, ppm	Er, ppm	Tm, ppm	Yb, ppm	Lu, ppm	Hf, ppm	Ta, ppm	Th, ppm	U, ppm
I тип																												
1519/2	5,45	40,9	37,5	6,06	18,3	19,7	136	11,5	179	9,16	24,2	50,0	6,36	21,7	3,87	0,73	3,25	0,42	2,44	0,46	1,41	0,23	1,40	0,26	4,53	0,57	6,73	2,52
1523/2	6,25	64,7	36,1	4,11	16,1	124	80,1	30,0	279	17,5	36,7	78,9	8,94	38,0	6,83	1,30	6,79	0,92	4,23	1,03	3,40	0,45	2,48	0,38	7,01	1,25	14,6	3,38
1555/2	5,07	51,4	33,5	11,8	20,0	102	201	27,3	206	12,3	30,2	62,8	7,87	32,7	6,54	1,32	6,61	0,94	4,42	0,99	2,97	0,36	1,97	0,29	5,36	0,85	11,1	2,71
6061/1	5,49	51,3	34,7	8,34	17,8	58,3	370	22,6	250	10,6	25,8	55,1	6,56	27,9	5,05	1,06	4,73	0,70	3,57	0,8	2,67	0,35	2,06	0,28	5,37	0,71	8,79	2,02
6062/2	5,23	66,7	42,7	10,2	22,4	95,5	89,9	22,8	303	14,0	34,9	68,5	8,02	27,3	5,75	1,21	5,19	0,76	4,39	0,79	2,68	0,34	2,39	0,37	6,59	0,89	9,60	2,49
6067/2	4,98	61,1	32,5	9,65	21,0	66,5	142	23,4	217	11,4	30,0	60,1	7,94	27,9	5,43	1,14	5,65	0,70	3,59	0,72	2,54	0,37	1,81	0,31	4,92	0,87	8,73	1,90
6068/11	5,15	65,7	42,1	10,2	20,8	67,9	214	19,7	196	11,0	33,1	63,3	7,62	26,3	5,41	1,14	4,79	0,67	4,02	0,67	2,15	0,34	2,28	0,35	3,89	0,74	7,45	2,43
8508/2	7,77	113	301	22,0	125	28,4	96,2	14,7	110	6,07	12,6	28,5	3,64	13,6	2,96	0,66	2,86	0,44	2,70	0,48	1,68	0,22	1,47	0,23	3,00	0,51	3,83	1,38
II тип																												
8505/5	7,31	112	235	21,3	128	30,0	102	13,4	162	9,14	16,4	35,4	4,23	14,7	3,78	0,76	3,46	0,46	2,94	0,47	1,77	0,25	1,70	0,29	3,47	0,64	4,27	1,66
8507/1	8,96	114	179	22,9	130	35,1	112	16,7	125	7,22	12,8	26,5	3,75	14,6	3,09	0,68	3,36	0,48	2,66	0,63	2,09	0,30	1,53	0,30	3,06	0,52	3,84	1,39
8516/1	4,94	71,1	150	15,1	81,8	29,3	74,2	17,5	159	8,05	15,6	33,2	4,05	15,4	3,95	0,74	3,63	0,53	3,00	0,58	1,97	0,25	1,63	0,27	4,34	0,58	5,57	1,88
8540/3	9,55	158	270	16,9	152	33,5	182	20,8	125	7,21	17,6	42,1	4,97	17,5	4,93	1,23	4,34	0,71	4,42	0,76	2,08	0,32	2,31	0,33	2,78	0,44	3,53	1,91
III тип																												
8511/1	8,58	131	148	21,3	137	31,7	92,6	17,5	90,2	6,25	14,7	35,4	4,42	17,3	4,07	1,00	3,50	0,55	3,89	0,66	1,90	0,23	1,94	0,30	2,48	0,43	3,00	1,50
8513/2	6,95	102	170	16,8	71,3	21,1	171	15,8	89,9	5,40	13,5	28,2	4,07	12,8	3,20	0,81	2,99	0,40	3,18	0,57	1,74	0,23	1,70	0,30	2,18	0,35	3,02	1,65
8516/6	7,36	109	254	23,6	204	20,1	99,0	17,4	98,6	6,35	11,3	25,6	3,35	14,3	3,75	0,79	3,57	0,55	2,93	0,60	2,00	0,27	1,60	0,22	2,87	0,43	3,30	1,43
8520/3	9,23	156	241	21,9	91,9	33,2	241	15,6	139	7,36	12,2	31,3	3,36	13,3	3,26	0,97	3,11	0,53	2,98	0,59	1,80	0,32	2,04	0,27	3,44	0,50	3,70	1,60
8533/3	8,45	132	321	20,5	144	29,1	179	19,9	127	7,29	15,5	35,0	3,95	15,4	4,13	0,88	3,50	0,60	3,45	0,61	1,93	0,29	1,77	0,28	3,75	0,46	4,50	1,75
9164/1	8,36	126	291	21,4	153	25,2	161	18,7	119	6,35	14,0	33,9	4,11	15,5	3,68	0,93	3,44	0,53	3,20	0,57	1,99	0,30	2,15	0,29	3,46	0,43	3,58	1,65