

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
«Коми научный центр Уральского отделения
Российской академии наук»

Институт геологии
ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

На правах рукописи

Максименко Надежда Игоревна

ЗЮВИТЫ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ:
ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ И ФАЦИИ

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Специальность 1.6.3 – Петрология, вулканология

Научный руководитель:
д.г.-м.н. Т.Г.Шумилова

Сыктывкар
2023

Оглавление

Терминологический словарь	2
Введение.....	5
1. Астроблемы. Особенности геологического строения и полезные ископаемые астроблем.....	11
1.1. Общие вопросы импактитогенеза.....	12
1.1.1. Строение импактных кратеров	13
1.1.2. Механизмы образования импактитов	20
1.1.3. Полезные ископаемые, связанные с импактными структурами.....	31
1.2. Карская астроблема.....	35
1.2.1. История изучения.....	36
1.2.2. Геологическое строение мишени.....	41
1.2.3. Геологическое строение Карского кратера.....	46
2. Методика исследования	52
3. Характеристика типов зювитов Карской астроблемы	58
3.1. Макроскопическая характеристика зювитов.....	58
3.2. Минералого-петрографические особенности зювитов.....	73
3.2.1. Зювиты I типа	74
3.2.2. Зювиты II типа	89
3.2.3. Зювиты III типа.....	101
3.3. Петро- и геохимическая характеристика зювитов	110
3.3.1. Петрохимический состав зювитов.....	110
3.3.2. Вещественный состав компонентов зювитов.....	114
3.3.3. Геохимический состав зювитов	120
3.3.4. Сопоставление вещественного состава зювитов и пород мишени	122
4. Фациальное расчленение зювитов Карской астроблемы.....	134
Заключение	149
Список литературы	151
Приложение	167

Терминологический словарь

Астроблема (импактная структура) – метеоритный кратер, который в результате наложенной эрозии, тектонических движений, осадконакопления и других процессов оказался заполнен и захоронен более молодыми осадками, и утратил свою первоначальную морфологию (Масайтис, 1980; Геологический словарь, 2010).

Импактитогенез – «совокупность процессов преобразования вещества, происходящих при соударениях космических тел» (Фельдман, Глазовская, 2018).

Породы мишени – горные породы, расположенные в месте удара космического тела, в которых образуется ударный кратер. В процессе ударного кратерообразования породы мишени испытывают дробление, плавление, испарение и выброс. За счет материала пород мишени формируются импактные породы (Геологический словарь, 2011; Электронный справочник ..., 2022).

Спекание – агломерация (объединение) «индивидуального вещества, взятого в виде порошка при высокой температуре, но ниже его температуры плавления, а также смеси веществ, при температуре ниже температуры плавления хотя бы одного из них» (Салахов, 2015; Сайфуллин, Сайфуллин, 2010), в результате которого образуются твердые и пористые материалы (Энциклопедический словарь, 2000).

Стекло диаплектовое – изотропное вещество, возникшее при разрушении кристаллической решетки без плавления и сохранившее морфологию исходных кристаллов (минеральных зерен), подвергшихся ударному сжатию и последующей разгрузке (Структуры и текстуры..., 1983; Геологический словарь, 2010). «Не является результатом ударного плавления минерала, для которого необходимо более значительное сжатие». Отличается от расплавленного стекла «отсутствием флюидальной структуры, газовых пузырьков, значительной плотностью и коэффициентом двупреломления» (Геологический словарь, 2010).

Стекло расплавленное – продукт высшей стадии ударного метаморфизма (плавления), является «результатом закалки в той или иной мере гомогенизированного импактного расплава, появившегося за счет ... одной или нескольких горных пород. ... Может быть девитрифицировано или преобразовано в агрегаты вторичных продуктов (смектиты, цеолиты, карбонаты и пр.)» (Структуры и текстуры ..., 1983; Геологический словарь, 2010).

Ударный (импактный) метаморфизм – «процесс образования горных пород и минералов, происходящий ... при ударном сжатии и последующей разгрузке». Вследствие высоких давлений (5–50, реже до 100 ГПа) и температур (до 3000°C и выше) исходное

вещество претерпевает уникальные фазовые и структурные изменения. «Породы подвергаются брекчированию, плавлению, ... испарению», а породообразующие минералы претерпевают различные трансформации (Геологический словарь, 2012).

Фация – «геологическое тело или ассоциация горных пород, обладающие характерными признаками, отражающими условия их образования ... и отличающими их от соседних или ассоциирующих с ними пород». «Термин Фация употребляют применительно к обстановке формирования соответствующих геологических тел» (Геологический словарь, 2012). Под **импактной фацией** понимается «ассоциация импактных пород, возникших при преобразовании ..., выбросе, отложении и литификации» материала пород места удара, «характеризующихся особенностями формы залегания, ... состава вещества и структурно-текстурными особенностями. Импактные фации отражают процессы породообразования и характер среды, в которой последние происходили» (Геологический словарь, 2010).

Черные (углеродистые) сланцы – «углеродсодержащие глинистые, карбонатно-терригенные, кремнистые, обычно рассланцованные породы» «с повышенной концентрацией $C_{орг}$ ($\geq 1\%$)» (Геологический словарь, 2012).

Импактные (коптогенные) породы

Импактные (коптогенные) породы – общее определение для обозначения пород, которые возникают при импактном кратерообразовании.

Импактиты. В России под импактитом понимается разновидность импактной (коптогенной) породы, полностью или частично (более 10 %) состоящая из продуктов закалки или кристаллизации импактных расплавов, а также ударно-метаморфизованных пород и минералов. Импактиты включают зювиты, тагамиты и коптогиалиниты (импактные пемзы, шлаки) (Геологический словарь, 2010; Петрографический кодекс, 2009; Электронный справочник ..., 2022). Согласно международной классификации импактиты включают все типы пород, затронутые импактным воздействием (Stöffler, Grieve, 2007). В данной работе термин «импактит» используется в значении, принятом в отечественной терминологии (Петрографический кодекс, 2009).

Импактная расплавная порода (impact melt rock) – кристаллическая, полустекловатая или стекловатая порода, сформированная при застывании импактного расплава и содержащая разное количество обломочного в различной степени ударно-метаморфизованного материала (Stöffler, Grieve, 2007; Stöffler et. al., 2018).

Тагамит – массивный импактит, состоящий на 30–100 % из продуктов импактного плавления, выполненный обломками горных пород (литокластов), минералов

(кристаллокластов) и стекловатой, либо частично или полностью раскристаллизованной матрицей (Геологический словарь, 2010; Петрографический кодекс, 2009). В зарубежной литературе данному термину соответствует «импактная расплавная порода» (impact melt rock) (Stöffler et. al., 2018).

Зювит – «обломочный импактит», состоящий на 10–90 % из продуктов импактного плавления (фрагментов и частиц импактного стекла – витрокластов), смешанных в разном количественном соотношении с обломками горных пород (литокластов), минералов (кристаллокластов) и тонкообломочной матрицы, где кристалло- и витрокласты находятся в тонкодисперсном состоянии (Геологический словарь, 2010; Петрографический кодекс, 2009).

Импактная брекчия – «обломочная импактная горная порода», которая может содержать до 10 % продуктов импактного плавления (обломков и частиц импактных стекол), сложенная фрагментами горных пород места удара с признаками ударных преобразований и тонкодисперсным матриксом, который включает кристаллокласты и может содержать витрокласты (Геологический словарь, 2010; Петрографический кодекс, 2009).

Ударно-метаморфизованные породы – «испытывавшие ударный метаморфизм ... осадочные, магматические и метаморфические породы» (Геологический словарь, 2011).

Компоненты зювитов

Витрокласты – частицы и фрагменты импактных стекол (Масайтис и др., 1998; Porigai ..., 2019). Витрокласты по морфологическим особенностям подразделяются на угловатые и «аутоморфные, идиоморфные» (Структуры и текстуры ..., 1983). Угловатые витрокласты представлены обломками импактных стекол. Аутоморфные витрокласты характеризуются разнообразными неправильными формами с ветвящимися, расщепленными очертаниями, и аэродинамическими формами – лепешкообразными, закрученными, S-образными и другими (Структуры и текстуры ..., 1983; Фельдман, 1990).

Кристаллокласты – фрагменты кристаллов минералов (Масайтис и др., 1998; Porigai ..., 2019).

Литокласты – обломки горных пород мишени (Масайтис и др., 1998; Porigai ..., 2019).

Матрикс (матрица) – тонкообломочный материал, цементирующий лито-, витро- и кристаллокласты, состоящий из лито- и витрокластов в тонкодисперсном состоянии (Геологический словарь, 2010; Петрографический кодекс, 2009).

Введение

Актуальность. В настоящее время изучению импактных объектов в зарубежной и отечественной науке уделяется большое внимание. На данный момент на Земле достоверно установлено около 200 импактных структур. Карская астроблема является гигантским древним метеоритным кратером, располагается в северо-восточной части Пай-Хойского антиклинория. В современном уровне эрозионного среза она имеет около 65 км в диаметре, является одним из крупнейших в России импактных кратеров. Наличие углистого вещества в породах мишени стало причиной образования импактных апоугольных алмазов, впервые описанных В.А. Езерским (Езерский, 1982; 1986). Алмазы апоугольного генезиса обнаружены в импактитах двух астроблем – Карской и Усть-Карской. В последнее время отмечается повышенный интерес к импактитам Карской астроблемы в связи с высоким содержанием в них импактных апоугольных алмазов и параморфоз по органике (Shumilova et al., 2020a), наибольшая концентрация которых установлена в зювитах.

Импактиты Карской астроблемы активно исследовались в 70–90-е годы прошлого века, когда на территории данной импактной структуры проводились обширные производственные изыскания и всесторонние детальные работы российских ученых (Масайтис и др., 1980; Машак, 1990а,б; и др.). Были описаны особенности коренных выходов, гранулометрическая специфика, литологический и вещественный состав обломочных импактитов (Машак и др., 1983; Селивановская и др., 1990; и др.). Зювиты были классифицированы по размеру обломков и по соотношению расплавленного и обломочного материала, предполагалась возможность выделения среди зювитов разных фаций (Фельдман, 1990; и др.). Зювиты Карской астроблемы по структурно-текстурным признакам, минералогическому и петрохимическому составу были разделены на 3 типа, образовавшиеся, предположительно, по разным протопородам (Шумилова и др., 2016).

До настоящего времени не было проведено четкого петрографического описания и типизации вещественного состава зювитов Карского кратера. Особенности петрографии, петрохимического и геохимического состава зювитов не рассматривались детально, не было проведено сравнительного анализа состава отдельных литокластов в зювитах и соответствующих пород мишени, не были исследованы структурно-вещественные особенности матрикса обломочных импактитов. Фациальные особенности зювитов и характер взаимоотношений фаций импактитов в структуре коптогенного комплекса Карской астроблемы остаются слабо изученными. До настоящего времени не было предложено комплекса признаков фациального разделения зювитов как пород

метеоритных кратеров в целом. В связи с этим, в настоящее время актуальным является детальное исследование геологических, петрографических и вещественных особенностей трех типов зювитов с помощью современных методов исследования для установления критериев петрологической типизации и анализа фациальных признаков обломочных импактитов Карского кратера. Понимание фациальных особенностей зювитов и закономерностей расположения фаций импактитов в разрезе метеоритного кратера имеет значение для решения фундаментальных вопросов импактитогенеза и совершенствования принципиальной модели образования крупных метеоритных кратеров, что важно при картировании крупных астроблем и прогнозировании связанных с ними полезных ископаемых.

Цель работы: определение критериев петрологической типизации и анализ фациальных признаков на основе комплексной характеристики зювитов Карской астроблемы.

Задачи:

- комплексное изучение геологических, петрографических, петро- и геохимических особенностей типов зювитов Карской астроблемы;
- сравнительный анализ состава зювитов и пород мишени Карской астроблемы;
- анализ структурно-вещественной специфики матрикса зювитов Карской астроблемы;
- определение комплекса признаков фациального расчленения обломочных импактитов;
- выявление фациальных признаков зювитов Карской астроблемы;
- определение положения и характера взаимоотношений фаций зювитов в структуре Карского кратера.

Научная новизна. Разработан комплекс признаков фациального разделения зювитов. Получена наиболее полная характеристика обломочных импактитов Карской импактной структуры на макро- и микроуровне, включая детальное описание петрографической и вещественной специфики обломочных и расплавных компонентов и матрикса зювитов. Впервые обосновано фациальное деление зювитов Карского метеоритного кратера, среди зювитов Карской астроблемы охарактеризованы породы аэродинамической фации и фации донных потоков. Установлен характер взаимоотношений фаций импактитов в коптогенном комплексе Карской астроблемы. Выявлены общие признаки температурного режима становления зювитов Карской астроблемы.

Практическая значимость. Предложенный комплекс признаков фациального расчленения зювитов может быть использован для петрографической диагностики фаций обломочных импактитов при изучении строения кратеров по скважинному материалу, что имеет значение для прогнозирования и поисков полезных ископаемых в крупных астроблемах. Предложенный критерий петрологической типизации зювитов Карской астроблемы может быть использован для систематизации обломочных импактитов других ударных структур. Выявленные признаки фаций зювитов Карского кратера могут быть использованы для уточнения характера их алмазности. Установленный характер взаимоотношений фаций импактитов в Карской астроблеме может быть использован для уточнения строения коптогенного комплекса. Полученные результаты имеют значение для решения фундаментальных вопросов импактитогенеза и совершенствования принципиальной модели образования крупных метеоритных кратеров.

Фактический материал и методы исследований

Каменный материал был отобран автором на территории Карской астроблемы и ее окружения и частично предоставлен научным руководителем, д.г.-м.н. Шумиловой Т.Г. В ходе полевых работ было отобрано около 200 образцов зювитов Карского кратера. Из штучных образцов были изготовлены шлифованные пластины, двусторонне-полированные шлифы и порошковые препараты.

Изучение макроскопических особенностей зювитов проводилось в полевых условиях. Исследование петрографической, петро- и геохимической специфики зювитов проведено с использованием комплекса современных методов, включая оптическую микроскопию (более 100 двусторонне-полированных шлифов), сканирующую электронную микроскопию с локальным и площадным микрозондовым анализом и поэлементным картированием (около 300 анализов), силикатный анализ на 14 компонентов (40 анализов), масс-спектрометрию с индуктивно связанной плазмой (30 анализов) и спектроскопию комбинационного рассеяния света (около 90 анализов).

Аналитические исследования проводились на оборудовании ЦКП «Геонаука» при Институте геологии имени академика Н.П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук - обособленное подразделение ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). Масс-спектрометрическое изучение выполнено в ЦКП «Физико-химические исследования горных пород и минералов» при Институте геологии Карельского научного центра Российской академии наук (г. Петрозаводск).

Личный вклад автора. В основу диссертационной работы положены результаты исследований, проведенных автором в период с 2017 по 2022 годы на базе лаборатории минералогии алмаза ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Автором лично изучены коренные выходы, произведено опробование зювитов Карской астроблемы и пород мишени в 2017, 2019 и 2021 гг.. Непосредственно диссертантом выполнены оптические исследования с описанием шлифов зювитов и интерпретация петрографических наблюдений, проведена обработка и интерпретация данных сканирующей электронной микроскопии и микронзондового анализа, силикатного анализа, масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и спектроскопии комбинационного рассеяния света.

Основные защищаемые положения.

1. Критерием петрологической типизации зювитов Карской астроблемы является состав преобладающих литокластов: I тип характеризуется преобладанием кластов алевролитов и алевропесчаников, II тип – высоким содержанием обломков известняков (до 30 об. %), III тип – преобладанием фрагментов углеродистых сланцев и углей.

2. Зювиты донной фации в Карской астроблеме характеризуются комплексом признаков – столбчатой отдельностью, субпараллельно ориентированными витрокластами неправильной формы, спекшимися с матриксом; зювиты аэродинамической фации – чешуйчатой и черепитчатой отдельностью, четкими очертаниями, угловатой и аэродинамической формой витрокластов.

3. Определяющим признаком температурного режима становления зювитов Карской астроблемы является характер локального спекания и плавления кварцевой и полевошпатовой компонент матрикса: аэродинамическая фация характеризуется начальной и промежуточной стадиями спекания с температурой до 1200°C; донная фация отличается заключительной стадией спекания и локальным плавлением при температуре до 1700°C.

Публикации и апробация работы. По теме диссертационного исследования опубликовано 30 работ, в том числе 6 статей в изданиях, рекомендованных ВАК (WoS, Scopus), 2 статьи в прочих научных журналах, 22 работы в материалах научных конференций. Результаты исследований по теме диссертации докладывались и обсуждались на Всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления» (Сыктывкар, 2017); VII Российской молодежной научно-практической Школе «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, 2017); XXV годичной сессии «Февральские чтения СГУ им. Питирима Сорокина» (Сыктывкар, 2018); Международном минералогическом семинаре «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения)» (Сыктывкар, 2018, 2020, 2022); Всероссийской молодежной научной конференции «Структура, вещество,

история литосферы Тимано-Уральского сегмента» (Сыктывкар, 2018, 2019, 2020, 2021, 2022); XVII Геологическом съезде Республики Коми «Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России» (Сыктывкар, 2019); Международной научно-методической конференции «Мультикультурный мир: проблемы взаимопонимания» (Сыктывкар, 2019); Всероссийской молодежной научной конференции с международным участием «Минералы: строение, свойства, методы исследования» (Екатеринбург, 2019, 2020); Всероссийской молодежной геологической конференции памяти В.А. Глебовицкого (Санкт-Петербург, 2020); IX Всероссийской молодёжной научной конференции «Человек и окружающая среда» (Сыктывкар, 2021); XIII Всероссийском петрографическом совещании с участием зарубежных ученых «Петрология и геодинамика геологических процессов» (Иркутск, 2021); IV Всероссийской (XIX) молодёжной научной школе-конференции «Молодежь и наука на севере» (Сыктывкар, 2022); World Multidisciplinary Earth Sciences Symposium – WMESS (Czech Republic, 2019, 2020, 2021).

Работа выполнена в рамках бюджетных тем НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, проекта РФФИ (аспиранты) № 20-35-90011 «Многообразие и геологическая позиция разновидностей алмазоносных зювитов гигантской Карской астроблемы (Пай-Хой)», проекта РФФИ № 17-05-00516 «Минералогия апоугольных импактных алмазов и сопутствующих углеродных фаз» и проекта РНФ № 17-17-01080 «Импактные стекла в астроблемах: фундаментальные и прикладные аспекты».

Структура и объем работы. Диссертация имеет общий объем 184 страницы, включает терминологический словарь, введение, 4 главы, заключение и приложение. Работа содержит 91 рисунок и 10 таблиц. Список литературы включает 185 опубликованных работ и интернет-ресурсы (3 наименования).

Благодарности. Автор выражает большую благодарность научному руководителю д.г.-м.н. Т. Г. Шумиловой за организацию полевых работ, оказанное внимание, поддержку и неоценимую помощь на всех этапах выполнения исследований. Автор искренне признателен директору ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН к.г.-м.н. И. Н. Бурцеву за создание благоприятных условий для проведения исследований, акад. А. М. Асхабову за обсуждение и ценные рекомендации.

Особую благодарность автор выражает к.г.-м.н. Н. С. Ковальчук за предоставленные аналитические данные по породам мишени; к.г.-м.н. И. И. Голубевой, к.г.-м.н. К. В. Куликовой, к.г.-м.н. А. А. Соболевой за ценные консультации по петрологии и геохимии; к.х.н. М.С. Королевой за научные консультации по материаловедению в области керамики; д.г.-м.н. Н. Ю. Никуловой за помощь в обсуждении результатов аналитических исследований; к.г.-м.н. А. В. Журавлеву, д.г.-м.н. А. И. Антошкиной и к.г.-м.н. В. А.

Салдину за научные консультации по осадочным породам мишени. Автор глубоко признателен к.г.-м.н. Л. В. Сазоновой, к.г.-м.н. Л. И. Глазовской и д.г.-м.н. Н. В. Грановской за ценные замечания и рекомендации при предварительном обсуждении результатов исследований. Автор выражает большую благодарность д.г.-м.н. Л. Н. Андреичевой, д.г.-м.н. В. Л. Андреичеву, д.г.-м.н. Д. А. Бушневу, д.г.-м.н. С. К. Кузнецову, к.г.-м.н. В. П. Лютоеву, к.г.-м.н. Т. П. Майоровой, д.г.-м.н. А. М. Пыстину, к.г.-м.н. Н. Н. Рябинкиной, к.г.-м.н. Н. Н. Тимониной, к.г.-м.н. Н. С. Уляшевой, к.г.-м.н. И. Х. Шумилу и другим сотрудникам Института за обсуждение диссертации.

Автор от всей души благодарит сотрудников лаборатории минералогии алмаза ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН за помощь в полевых работах, обсуждение результатов исследований и всестороннюю поддержку.

Автор выражает благодарность Е. М. Тропникову, к.г.-м.н. С. И. Исаенко, В. А. Лобанову, О. В. Кокшаровой, С. В. Бурдюх, А. С. Парамонову за проведение аналитических работ; А. Е. Шмырову, В. М. Михайлову, Е. В. Сусол, М. В. Эховой и В. Л. Утициной за помощь в пробоподготовке.

1. Астроблемы. Особенности геологического строения и полезные ископаемые астроблем

Импактные структуры – это следы высокоскоростных соударений твердых космических тел. Термин «астроблема» был введен Р. Дитцем для обозначения древних кратеров, которые после своего образования были преобразованы и не сохранили свою морфологию (Геологический словарь, 2010; Масайтис, 1980). Изначально использование этого термина предлагалось ограничить крупными кратерами дочетвертичного возраста. Для описания небольших импактных структур (диаметром первые км) предлагалось применять термин «метеоритный кратер». В дальнейшем при описании метеоритных кратеров стали использоваться и другие термины – «импактный кратер», «импактная кольцевая структура», «ископаемый метеоритный кратер» и другие. В настоящее время все эти термины, зачастую, используются как синонимы, из которых в русскоязычной литературе термин «астроблема» употребляется чаще всего (Геологический словарь, 2010; Вишневский, 2007; Масайтис, 1980; Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018). В зарубежной литературе обычно применяется термин «метеоритный кратер».

В настоящее время на Земле насчитывается около 200 достоверно установленных импактных структур (Gottwald et al., 2020; Kenkmann, 2021; Schmieder, Kring, 2020) и около 900 (в некоторых источниках свыше 2000) предполагаемых метеоритных кратеров (Полный ... – интернет-ресурс; Lyapidevskaya, Gusiakov, 2010) (рис. 1.1). Благодаря активному изучению кольцевых структур и слагающих их пород количество подтвержденных импактных кратеров неизменно растет, а существующий каталог метеоритных кратеров постоянно пополняется (Earth Impact Database – интернет-ресурс).

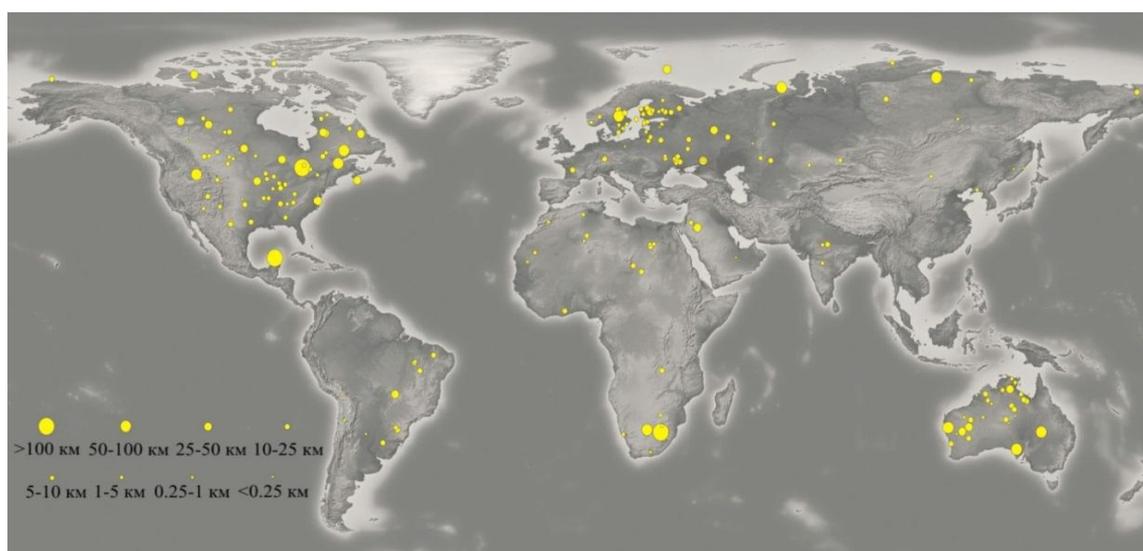


Рис. 1.1. Расположение и размеры подтвержденных импактных структур Земли по (Kenkmann, 2021).

1.1. Общие вопросы импактитогенеза

Метеоритной бомбардировке подвергаются все твердые космические тела. Импактные процессы широко проявлены на крупных планетных телах солнечной системы и играют фундаментальную роль в формировании их облика, состава и строения коры. Метеоритные кратеры и слагающие их породы являются источником важной информации об истории геологического развития Земли и других планет, имеющих на поверхности следы импактного воздействия (Масайтис, 2016; Фельдман, Глазовская, 2018). С импактными процессами связано образование импактных пород – импактитов.

Импактное породообразование «по совокупности признаков не отвечает ни одному из известных породообразующих процессов» (Структуры и текстуры ..., 1983; Фельдман, 1990). Источником энергии для возникновения импактных пород является кинетическая энергия движущихся космических тел, которая в момент их столкновения преобразуется в механическую и тепловую (Фельдман, Глазовская, 2018). Метеоритные удары могут изменять не только строение земной коры и рельеф поверхности, но и индуцировать различные процессы в глубинных областях Земли (Масайтис и др., 1980). В момент удара возникают гигантские давления и температуры, а сам процесс отличается исключительной кратковременностью (Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018).

В связи со спецификой явления В.Л. Масайтисом для обозначения всех процессов, происходящих при соударениях космических тел, был введен термин «коптогенез», а породы, возникающие в ходе этого явления стали именоваться «коптогенными». Коптогенез стал рассматриваться как фундаментальный геологический процесс, наряду с петро- и литогенезом (Геологический словарь, 2010; Масайтис, 2016; Структуры и текстуры ..., 1983; Петрографический кодекс, 1995; 2009; Masaitis, 2005). «Коптогенная» терминология закрепилась и сегодня активно применяется в России.

Позднее В.И. Фельдманом для обозначения совокупности процессов преобразования вещества при соударениях космических тел был предложен термин «импактитогенез» (Фельдман, Глазовская, 2018). Данное определение в настоящее время все чаще используется в научных работах, в том числе применяется в англоязычных публикациях. По мнению автора, терминологическое определение «импактитогенез» является этимологически близким общепринятой «импактной» терминологии и более универсально, поэтому автор придерживается этого термина в данной работе.

1.1.1. Строение импактных кратеров

Важнейшим результатом импактитогенеза является образование импактных кратеров. По морфологии и внутреннему строению эти структуры отличаются от известных геологических объектов эрозионного, тектонического, вулканического и другого происхождения (Вишневский, 2007; Масайтис и др., 1980).

Метеоритные кратеры разнообразны по размерам, времени образования и степени сохранности. Их диаметр может составлять от долей микрометров и нескольких сантиметров – у микрократеров на поверхностях частиц импактных стекол и микротектитов, до 2000 км у гигантских ударных бассейнов на Луне и других планетах (Базилевский и др., 1983; Геологический словарь, 2010; Мелош, 1994).

Относительно молодые импактные структуры характеризуются хорошей геоморфологической сохранностью, хорошо выражены в рельефе поверхности. Древние кратеры за время своего существования сильно разрушаются эрозионными процессами, заполняются и перекрываются продуктами эрозии и аккумуляции, и иногда геоморфологически сложно диагностируются (Базилевский и др., 1983; Масайтис и др., 1980). На Земле экзогенные процессы происходят быстро и большинство астроблем имеет плохую сохранность. На скорость разрушения влияет размер кратера – чем меньше структура, тем скорее она разрушается, и тип пород – наиболее рыхлые отложения уничтожаются быстрее (Салтыковский и др., 2017).

Строение кратеров определяется, преимущественно, углом и энергией соударения ударника и мишени. Первый обуславливает форму кратера в плане, второй – размер и специфику внутреннего строения кратера. Большинство известных астроблем по форме в плане – округлые, т.е. образованные при крутом движении падающего тела. Вытянутые кратеры встречаются реже, они обусловлены пологим углом столкновения ударника с мишенью, при этом вытянутая форма подчеркивает направление падения ударника, причем чем меньший угол был между двумя объектами, тем более вытянутую форму приобретает ударная структура (Фельдман, 1999).

Каждая импактная структура характеризуется уникальностью геологического строения, состава пород и степени эродированности. Сегодня для многих метеоритных кратеров Земли разработаны схемы геологического строения. Результаты многолетних исследований импактных структур позволили свести все многообразие этих объектов к двум основным типам: простым и сложным импактным кратерам (рис. 1.2). Простые кратеры – это небольшие (диаметром до 4–5 км) импактные структуры чашеобразной формы. Они характеризуется приподнятым кольцевым валом и наклонными крутыми

стенками, которые выполаживаются к центру кратерной впадины. Сложные кратеры представляют собой крупные импактные структуры с центральным или (и) кольцевым поднятием. Центральное поднятие присутствует у кратеров диаметром более 4–5 км, а кольцевое – у структур диаметром свыше 15 км. Гигантские ударные бассейны Луны, Меркурия и других планет имеют несколько кольцевых поднятий и многокольцевую структуру в плане (Вишневский, 2007; Масайтис и др., 1980; Мелош, 1994; Фельдман, 1990; Фельдман и др., 1981; French, 1998; Stöffler et al., 2018; и др.).

В строении крупных метеоритных кратеров выделяются следующие морфоструктурные элементы: центральное поднятие, истинное дно (ложе) кратера, кольцевое поднятие, кольцевой желоб и кольцевой вал (цокольный и насыпной) (рис. 1.2).

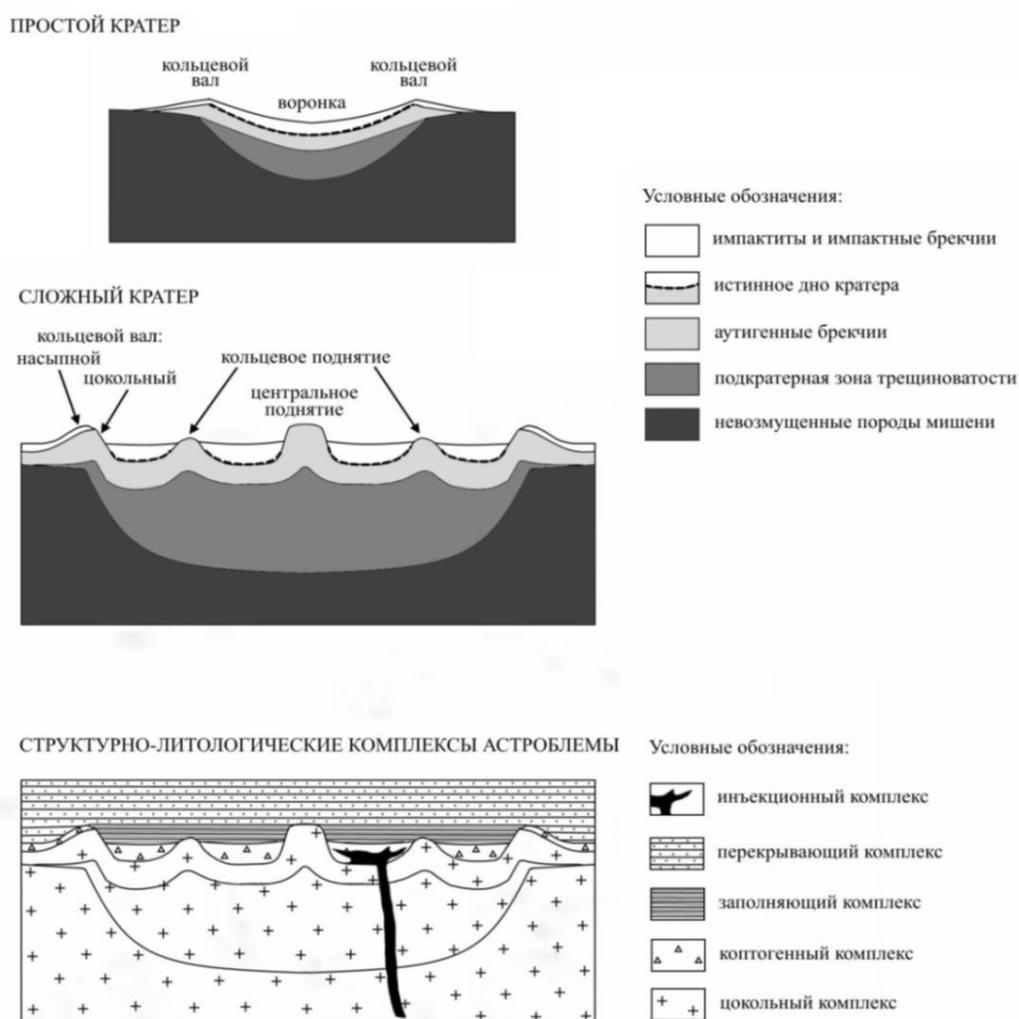


Рис. 1.2. Идеализированная схема строения простого и сложного импактного кратера и взаимоотношения структурно-литологических комплексов астроблемы по данным (Вишневский, 2007; Масайтис и др., 1980; Фельдман и др., 1981).

Центральное поднятие или центральная горка представляет собой возвышение горных пород в центре импактного кратера, которое в рельефе формирует горку. Породы в этой области интенсивно деформированы – раздроблены и смещены. Считается, что центральное поднятие представляет собой структурный подъем пород, изначально располагавшихся под дном переходного кратера. В пределах этой структуры развиты центробежные надвиги, мелкие складки, блоки, зоны брекчирования, иногда дайки брекчий и импактитов. Предполагается, что центральная горка возникает в результате упругой отдачи при ударном сжатии пород мишени, однако существуют и другие гипотезы возникновения этой морфоструктуры (Вишневский ..., 2007; Геологический словарь, 2012; Мелош, 1994; Фельдман, 1990).

Кольцевое поднятие – это поднятие в пределах кратера, которое в плане имеет кольцевую форму и выполнено деформированными горными породами истинного дна кратера. Образование кольцевого поднятия, так же как и центрального, связывается с подъемом пород, которые залежали под дном транзитного кратера (Вишневский ..., 2007; Геологический словарь, 2011; Мелош, 1994).

Истинное дно (ложе) кратера – это граница между деформированными породами мишени и толщей импактитов (Вишневский, 2007). В сложных импактных структурах дно кратера, окружающее центральное поднятие, как правило, выглядит плоским (Kenkmann et. al., 2014).

Кольцевой желоб представляет собой кольцевое в плане погружение истинного дна импактного кратера, которое окружает центральное или кольцевое поднятие. Оно сложено блоками деформированных пород места удара, импактными аллогенными брекчиями и импактитами (Геологический словарь, 2011, Масайтис, 1980).

Кольцевой вал – это приподнятое в рельефе окаймление импактного кратера, выполненное породами мишени и аллогенными брекчиями. Соответственно, кольцевой вал подразделяется на цокольный и насыпной. *Цокольный кольцевой вал* сложен деформированными и приподнятыми породами основания кратера. Породы цокольного вала характеризуются центробежными надвигами, взбросами и опрокинутым залеганием, за счет чего могут иметь «обратную» стратиграфию. *Насыпной кольцевой вал* формируют отложения выбросов из кратера. Эти породы также часто демонстрируют «обратное» стратиграфическое залегание (Вишневский, 2007).

Импактные структуры содержат структурно-литологические комплексы, отличающиеся временем и условиями образования пород и геологической позицией в кратере: цокольный, коптогенный, заполняющий и перекрывающий (рис. 1.2) (Масайтис, 1989; Масайтис и др., 1980; Фельдман, 1990; Фельдман и др., 1981). Непосредственно в

ходе импактитогенеза формируются лишь два комплекса – цокольный и коптогенный, тогда как остальные являются результатом постимпактного эволюционного развития кратера и не всегда присутствуют в ударных структурах (Фельдман, 1990).

Цокольный комплекс включает различные породы мишени (осадочные, изверженные, метаморфические), в которых образовался импактный кратер. Породы цокольного комплекса в прилегающей ко дну кратера области раздроблены и пластически деформированы. По мере радиального удаления от центра импактной структуры степень преобразования пород цоколя постепенно ослабевает, а изменения затухают.

Коптогенный комплекс представлен импактными породами – расплавленными импактитами (тагамитами) и зювитами, и импактными аллогенными брекчиями, которые заполняют импактный кратер, формируют насыпной вал и покровы выбросов. Структура коптогенного комплекса, как правило, не слоистая, иногда может быть линзовидно-полосчатой, связанной с перемежением пластообразных тел пород разного состава (Масайтис и др., 1980; Фельдман, 1990; Sergienko et al., 2021).

Заполняющий комплекс объединяет осадочные породы обломочного, хемогенного и биогенного генезиса – песчаники, глины и другие отложения, а также продукты перемыыва импактных пород кольцевого вала и покрова выбросов. Образование пород этого комплекса происходит при заполнении впадины кратера локальным водным бассейном, в результате чего новообразованные озерные или морские осадки отлагаются поверх импактных пород и нивелируют первичный видимый кратер.

Перекрывающий комплекс включает осадочные и (или) вулканогенные породы регионального распространения, которые перекрывают породы цокольного, коптогенного и заполняющего комплексов и полностью захороняют кратерную впадину. Породы перекрывающего комплекса могут тесно взаимодействовать с отложениями заполняющего комплекса (Масайтис и др., 1980; Фельдман, 1990; Фельдман и др., 1981).

Особый интерес при изучении импактных морфоструктур представляют породы коптогенного комплекса. Импактиты характеризуется разным положением в структуре импактного кратера, имеют различные формы залегания геологических тел. Геологические особенности импактных образований, выявленные при изучении импактных структур группой исследователей под руководством В.Л. Масайтиса, приведены в петрографическом кодексе России (Петрографический кодекс, 2009). Информация о строении импактных кратеров и геологических особенностях импактитов приводится в работах В.И. Фельдмана (Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018; и др.), С.А. Вишневого (Вишневский, 2007), Б. М. Френча (French, 1998), Т. Кенкманна (Kenkmann, Poelchau, Wulf, 2014), Г. Р. Осински (Osinski et al., 2013b) и других.

Наиболее детальное описание геологической специфики импактных пород представлено в исследованиях Р.А.Ф. Грива и Д. Штоффлера, которые разработали общую схему строения простых и сложных импактных кратеров (рис. 1.3) (Grieve, Therriault, 2013; Stöffler, Grieve, 2007; Stöffler et al., 2018 и др.). В соответствии с этой схемой импактиты подразделяются на проксимальные – залегающие непосредственно внутри кратера или на незначительном удалении от него, и дистальные – расположенные на существенном удалении от места удара (у крупных импактных структур) (рис. 1.3) (Вишне夫斯基, 2007; Stöffler et al., 2018).

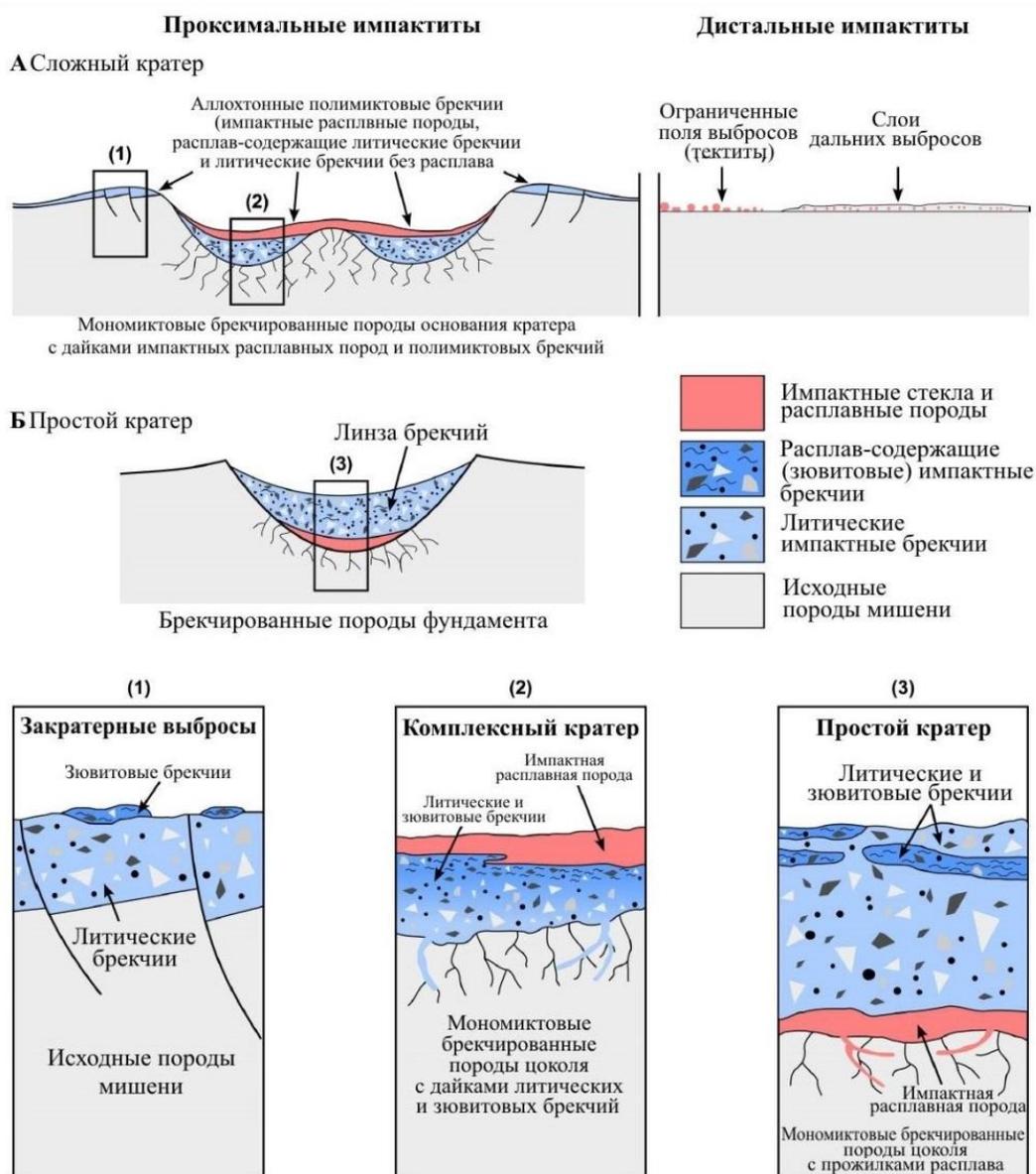


Рис. 1.3. Обобщенная схема геологической обстановки импактитов простых и сложных импактных кратеров Земли по (Stöffler et al., 2018).

К дистальным импактитам относятся тектиты и слои дальних выбросов (airfall beds) или «катастрофные» слои, образующие маломощные (~1–2 см) горизонты пород на значительном удалении от ударной структуры. Тектиты представляют собой мелкие (до нескольких см) фрагменты застывшего импактного расплава характерной аэродинамической формы. «Катастрофные» слои – это горизонты осадочных пород (преимущественно, глин), содержащие продукты ударного метаморфизма: микросферы застывшего импактного расплава и обломки с разной степенью ударного изменения (Петрографический кодекс, 2009; Фельдман, 1990; Stöffler et al., 2018).

Проксимальные импактиты представлены расплавленными импактными породами, зювитами, литическими импактными брекчиями и недеформированными породами покоя астроблемы (Stöffler, Grieve, 2007; Stöffler et al., 2018). Такие импактиты располагаются в стенках, на дне и в покрове выбросов кратера. При этом покров выбросов может простираться за пределами кратера на расстояние до 2–3 его радиусов (Kenkmann et al., 2014). Расплавные импактиты, зювиты и литические брекчии часто наблюдаются в тесной ассоциации: имеют сложные перемежения и взаимные переходы (Вишне夫斯基, 1992; Stöffler et al., 2018).

Расплавные импактиты формируют самостоятельные субгоризонтальные или слабонаклонные, субпластовые и лентообразные тела, залегающие в ложе импактного кратера и формирующие нижнюю часть коптогенного комплекса. Мощность таких тел может достигать сотен метров. Кроме того расплавные импактные породы могут формировать дайки, жилы и апофизы в породах коптогенного комплекса и основания кратера, а также образовывать псевдопокровы, перекрывающие другие импактиты. Расплавные импактиты также встречаются в виде включений – капель («splashes») и бомб в отложениях выбросов (зювитах) внутри и по периферии астроблем. Размеры импактных бомб могут достигать 0.5 метров (Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018; Sergienko et al., 2021; Stöffler, Grieve, 2007; Stöffler et al., 2018).

Зювиты формируют мощные пластовые залежи, покровы и линзообразные тела, развитые среди заполняющих кратер отложений и пород, образующих насыпной вал за пределами кратерной воронки. В пределах кратера зювиты представлены отложениями внутрикратерных выбросов – материалом, который после эксплозии осел в пределах кратера (fallback – упавшие обратно). Зювиты, расположенные за пределами кратера, являются отложениями закратерных выбросов (fallout – выброшенные). Считается, что зювиты также могут образовывать дайки, секущие другие импактиты и породы мишени кратера (Петрографический кодекс, 2009; Stöffler et al., 2018). В бортовой части кратера и в отложениях покрова выбросов зювиты обычно залегают на литических брекчиях

(Петрографический кодекс, 2009; Kenkmann et.al, 2014; Stöffler, Grieve, 2007; Stöffler et al., 2018). Также существуют мнение о том, что зювиты могут располагаться в донной части кратера (Фельдман, Глазовская, 2018).

Литические брекчии, также как и зювиты, формируют пластообразные тела и линзы среди заполняющих кратер отложений и закратерных выбросов. Внутри кратера они находятся в тесных взаимоотношениях с зювитами. За пределами кратера такие брекчии формируют насыпной ярус кольцевого вала и толщу закратерных выбросов, где подстилают отложения зювитов. Литические брекчии закратерных выбросов в палеократерах, как правило, эродированы и остаются слабоизученными (Фельдман, 1990). Известно, что импактные брекчии внутри кратера и за его пределами отличаются составом – внутрикратерные брекчии, как правило, содержат материал более глубинных областей мишени, тогда как закратерные выполнены приповерхностными материнскими породами (Stöffler et al., 2018; Фельдман, Глазовская, 2018). Брекчии за пределами кратера имеют двучленное строение, нижний горизонт слагают крупные (до 1–1.5 км) глыбы, а верхний – менее крупный материал. При этом отмечается, что верхние горизонты брекчий, в целом, характеризуются более высокой степенью ударного метаморфизма в сравнении с породами нижней части (Фельдман, 1990).

Недеформированные породы – это породы мишени и катакластические брекчии. Они представляют собой автохтонные, непеременные брекчированные породы цокольного комплекса, которые вмещают кратер и подстилают вышеперечисленные импактные породы (Фельдман, Глазовская, 2018; Stöffler, Grieve, 2007; Stöffler et al., 2018).

Следует отметить, что помимо вышеуказанной, в настоящее время используются и другие общие схемы строения простых и сложных импактных кратеров (Фельдман, 1999; French, 1998; Kenkmann et. al., 2014; Osinski et al., 2013b; и другие). Однако существующие схемы отличаются характером распространения и залегания импактных пород, из чего остается неясным положение импактитов в структуре астроблемы и характер их взаимоотношений. На схеме сложного кратера, представленной в работе В.И. Фельдмана (Фельдман, 1999), расплавные импактиты (тагамиты) располагаются в нижней и средней частях коптогенного комплекса, а зювиты (если они принимаются в составе аллогенных брекчий) находятся в том числе в донной части кратера. Руководствуясь схемой Т. Кенкманна (Kenkmann et. al., 2014) и схемой С. А. Вишневого (Вишневский ..., 1992), следует, что расплавные импактные породы располагаются в донной части кратера и перекрываются зювитами. В то же время, схемы Д. Штоффлера (Stöffler et al., 2018) и Б.М. Френча (French, 1998) указывают на обратное – расплавные импактиты залегают в верхней части коптогенного комплекса и перекрывают другие импактитные породы,

зювиты залегают ниже расплавных импактитов и постепенно переходят в литические брекчии.

Таким образом, сегодня накоплен существенный объем информации о внутреннем строении метеоритных кратеров. Тем не менее, геологические особенности импактитов изучены недостаточно. До сих пор не существует единой схемы строения астроблем, нет однозначного понимания геологической позиции, характера распространения и взаимоотношений зювитов, расплавных импактитов и импактных брекчий в импактном кратере и за его пределами. Имеющиеся данные о геологической специфике зювитов немногочисленны и, в некоторых случаях, противоречивы. Обозначенная проблема во многом определяется сложностью процесса импактитогенеза и образования зювитов, и несовершенством импактной номенклатуры и систематики.

1.1.2. Механизмы образования импактитов

Астроблемы и импактные породы образуются при высокоскоростных столкновениях твердых движущихся космических тел. Тело, имеющее большие размеры именуется мишенью, а меньшее – ударником (Фельдман, Глазовская, 2018). В момент удара выделяется огромное количество высокоплотной энергии, порождающей ударную волну и сложные и весьма скоротечные процессы преобразования пород мишени – импактный метаморфизм (Langenhorst, 2002).

Импактное кратерообразование с геологической точки зрения представляет собой мгновенный процесс, приводящий к образованию импактного кратера, заполненного продуктами изменения пород мишени – импактитами (Геологический словарь, 2010; Фельдман, Глазовская, 2018). Ударный процесс принято разделять на несколько (от 3 до 5) стадий, отличающихся по условиям и продуктам преобразования вещества (Базилевский и др., 1983; Мелош, 1994; Фельдман, Глазовская, 2018; Gault, 1968; French, 1998). Строго говоря, эта стадийность в некоторой степени условна, поскольку все стадии постепенно переходят друг в друга (Фельдман, Глазовская, 2018). В целом, выделяются следующие стадии ударного процесса: I – стадия контакта и сжатия, II – стадия экскавации, III – стадия модификации (Мелош, 1994; Osinski, Pierazzo, 2013; French, 1998; Gault, 1968; и др.). Процесс образования импактного кратера хорошо проиллюстрирован в работе (Stöffler et.al., 2013) (рис. 1.4).

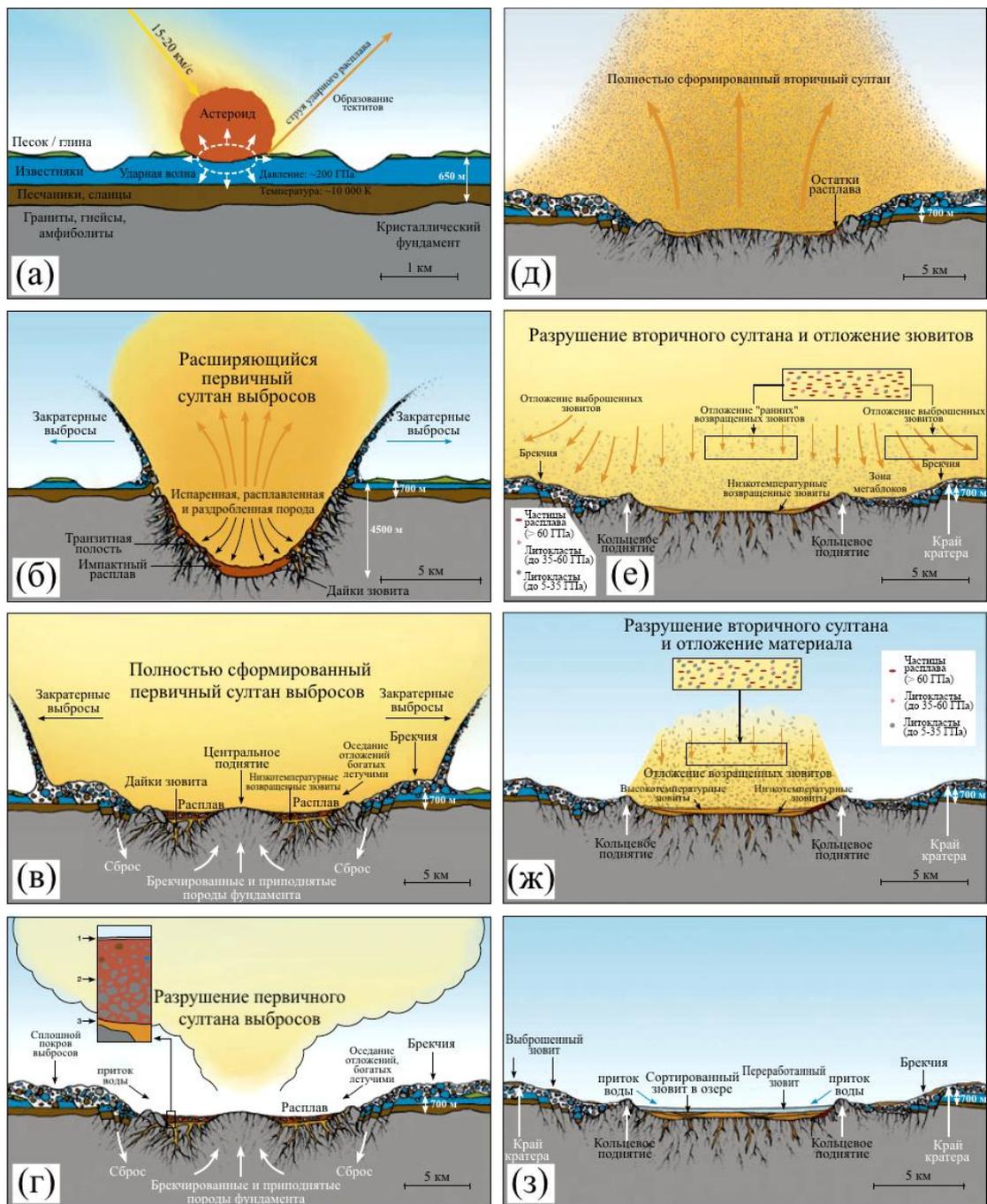


Рис. 1.4 Схема предполагаемых стадий образования и расположения выбросных отложений метеоритного кратера Рис по (Stöffler et.al., 2013). Стадии: а – стадия 1; б – стадия II; в, г – стадия III; д, е, ж – стадия IV; з – стадия V.

Условные обозначения: **(а)** – столкновение ударника с мишенью; **(б)** – первичный султан выбросов и конечная форма транзитной полости с закратерными выбросами и слоем насыщенным обломками импактного расплава; **(в)** – полностью сформированный первичный султан выбросов и форма кратера после разрушения транзитной полости и образования центрального и кольцевого поднятия, зювитовых даек, низкотемпературных возвращенных зювитов и внутреннего покрова выбросов (зона мегаблоков и край кратера); **(г)** – первичный султан выбросов после отложения брекчий и мегаблоков (увеличенный фрагмент разреза кратера: 1 – возвращенный материал султана выбросов, формирующий временный маломощный слой «первичных» зювитов; 2 – насыщенный

обломками расплав; 3 – дайки зювитов и низкотемпературные возвращенные зювиты); (д) – вторичный султан, сформированный в результате взаимодействия горячего расплава с водой; (е) – разрушение вторичного султана и начало отложения выброшенных и части возвращенных зювитов; (ж) – завершение разрушения вторичного султана и отложение основной массы возвращенных зювитов; (з) – окончательный кратер со всеми аллохтонными импактными образованиями непосредственно перед образованием кратерного озера.

На *стадии контакта и сжатия* (время – доли и первые секунды, давление 100–1500 ГПа) происходит соприкосновение ударника с поверхностью мишени, внедрение ударившего тела в породы мишени и его торможение (Мелош, 1994; Фельдман, Глазовская, 2018). Движущийся с высокой скоростью ударник врезается в мишень, сопротивление которой вызывает его мгновенное торможение. Резкое изменение скорости провоцирует сильнейшее сжатие вещества в области удара, на поверхности раздела сжатого и несжатого материала возникает сверхзвуковая ударная волна, которая расходится в ударник и в мишень. Ударное сжатие провоцирует возникновение сверхвысоких (шоковых) давлений и температур, материнские породы растрескиваются, нагреваются, плавятся и испаряются. Интенсивно сжатый материал в виде высокоскоростных кумулятивных струй выбрасывается из-под ударника. Предполагается, что из этого материала, отлагающегося на больших расстояниях от места удара, формируются тектиты. По мере внедрения ударника в мишень волна сжатия и последующего разрежения проходит по всему ударнику, который отдает свою энергию мишени. Стадия контакта и сжатия наиболее короткая из всех и завершается с окончанием декомпрессии и полной передачей энергии ударника породам мишени (Мелош, 1994; Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018; French, 1998; Langenhorst, 1994; Stöffler, Grieve, 2007).

Стадия экскавации (время – первые минуты и десятки минут) характеризуется перемещением вещества внутри кратера, выбросом и движением продуктов ударного метаморфизма за пределами кратера. В результате прохождения ударной волны материал, испытавший сжатие и разрежение, приходит в движение и перемещается в кратере радиально. Высокая скорость движения вызывает турбулентность, что провоцирует интенсивное перемешивание материала, из которого в дальнейшем образуются брекчии и импактиты. В то же время расширение вещества при нагреве вызывает взрыв, происходит выброс испаренного, расплавленного и раздробленного материала, который образует увеличивающийся султан выбросов. Материал взрывного облака перемещается и отлагается внутри и вокруг кратера, формируя зювиты и аллогенные брекчии. Стадия

экскавации завершается образованием переходной кратерной полости (Вишневский, 2007; Мелош, 1994; Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018; Osinski et al., 2013b; Stöffler, Grieve, 2007).

Завершающим этапом импактного кратерообразования является *стадия модификации* (время – тысячи и миллионы лет, температура ~100–700°C), на которой происходит непосредственно формирование кратера и его видоизменение. Образованный на предыдущей стадии переходный кратер характеризуется гравитационной неустойчивостью и под действием силы тяжести обрушивается. На раннем этапе стадии модификации происходит оседание бортов, формирование центрального и кольцевого (у крупных кратеров) поднятия. Материал в кратере испытывает центростремительное перемещение. Это может происходить на протяжении от нескольких секунд до нескольких дней или недель. На позднем этапе стадии модификации происходят значимые процессы постимпактной эволюции кратера – смыв и переотложение импактитов, заполнение полости кратера и перекрытие импактитов осадочными отложениями, гидротермальное изменение и рудообразование, эрозия астроблемы (Вишневский, 2007; Наумов, 1996б; Фельдман, Глазовская, 2018; Naumov, 2005).

Характерными признаками ударного метаморфизма являются конусы разрушения и брекчии «грис». Конусы разрушения представляют собой конические сегменты, конусы и их системы на поверхности отколов, поверхность которых покрыта штриховкой, расходящейся от вершин. Брекчии «грис» – это мономиктовые агрегаты плотно спаянных между собой обломков, которые цементируются горной мукой из продуктов тончайшего дробления этой же породы (Вишневский, 2007).

На микроуровне об импактном метаморфизме можно судить по наличию деформационных трещин и планарных деформационных элементов в минералах, диаплектовыми стеклами и высокобарическими минералами. Наиболее распространены высокобарные полиморфные модификации SiO₂ (коэсит, стишовит) и углерода (алмаз и лонсдейлит). В импактных породах встречаются разновидности пироксена – меджорит, оливина – рингвудит, и циркона – рейдит (Вишневский, 2007).

Импактные породы характеризуются существенными различиями механизмов и условий формирования, что позволяет говорить о различных фациальных обстановках их формирования – импактных фациях (Фельдман, 1990). Под импактной фацией понимается «ассоциация импактных пород, возникших при преобразовании материала ... пород места удара, экскавации импактного кратера, выбросе, отложении и литификации этого материала», имеющих характерные особенности форм залегания и состава вещества, а также структурно-текстурные особенности (Геологический словарь, 2010).

Вопросы фациального деления импактных пород затрагивались в работах (Вишневский, 1992; Фельдман, 1990; 1982; Masaitis et. al., 2018; Stöffler et. al., 1979a; 1979b), но на сегодняшний день, в литературе освещены недостаточно. Имеющиеся сегодня схемы фациального расчленения импактных пород основываются на специфике строения и состава, взаимоотношениях с другими геологическими телами, условиях преобразования исходного вещества, способу и особенностях его перемещения и других характеристиках (Геологический словарь, 2010; Петрографический кодекс, 2009; Структуры и текстуры ..., 1983; Фельдман, 1990).

Особый интерес вызывает фациальное деление, представленное в монографии В.И. Фельдмана (Фельдман, 1990), который выделял 5 фациальных обстановок импактных пород и соответствующих им фаций по местоположению в импактном кратере – *цокольную фацию*, включающую аутигенные брекчии, псевдотахиллиты и импактированные породы мишени; *донную фацию*, объединяющую аллогенные брекчии, тагамиты и зювиты нижней части коптогенного комплекса; *фацию внутрикратерных выбросов* (зювиты); *фацию закратерных выбросов* (зювиты и аллогенные брекчии за пределами кратерной воронки) и *фацию тектитов*.

Согласно В.И. Фельдману, основными видами импактных пород являются расплавные импактиты (тагамиты), зювиты, импактные аллогенные и аутигенные брекчии, и импактированные (ударно-метаморфизованные) породы (Фельдман, 1990). Ниже кратко рассмотрены особенности фациальных обстановок формирования импактных пород по данным В.И. Фельдмана (Фельдман, 1990), Петрографического кодекса России (Петрографический кодекс, 2009), геологического словаря ВСЕГЕИ (Геологический словарь, 2010), монографии В.И. Фельдмана и Л.И. Глазовской (Фельдман, Глазовская, 2018) и материалам исследований С.А. Вишневского (Вишневский, 1992; Вишневский, 2007). Описание представлено по мере убывания интенсивности преобразования импактитов. Особенности генезиса зювитов в связи с их важностью для данной работы рассматриваются более детально последними.

Расплавные импактиты – это продукты наивысшей стадии импактного метаморфизма. Они образуются при плавлении пород мишени, перемещении и застывании импактного расплава в условиях донной фации импактитогенеза. После образования расплав частично перемещается центробежными потоками по дну кратерной полости, перемешиваясь с раздробленным материалом, и частично выбрасывается из кратера. При этом он охлаждается, остывает и превращается в породу.

Расплавные породы характеризуются существенными различиями условий формирования, которые обуславливают их петрографическое и структурно-текстурное

разнообразие. *Неполно- и полнокристаллические расплавные импактиты* формируются при затвердевании импактного расплава в условиях пластовых и иных форм залежей, перекрытых или вмещенных другими импактитами, а также в дайках, внедренных в аутигенные брекчии цоколя. Такие импактиты относятся к породам донной фации импактитогенеза, объединяющей все импактные отложения, расположенные в основании коптогенного комплекса и встречающиеся в породах цокольного комплекса астроблемы.

Если же импактный расплав выбрасывается из кратера, это приводит к образованию *стекловатых расплавных импактных пород* – стекол, пемз, шлаков. Подобные образования относятся к фациям внутри- и закратерных выбросов, и распространены в других импактитах в пределах и вокруг кратеров. Отмечается, что стекловатые расплавные импактиты, в отличие от донных расплавных импактных пород, в целом, образуются в условиях более быстрого застеклования и более благоприятных обстановок газоотделения (Фельдман, 1990). Специфика образования стекловатых расплавных импактитов в составе зювитовых брекчий рассмотрена в разделе, посвященном генезису зювитов.

К особому типу расплавных импактитов принадлежат *тектиты*. Они представляют собой мелкие тела высококремнеземистого силикатного стекла вытянутой и округлой формы. Относительно их происхождения существует много гипотез. Сегодня основной считается гипотеза их образования в результате наиболее дальних выбросов самых высокотемпературных импактных расплавов (Базилевский и др., 1983; Фельдман, Глазовская, 2018).

Импактные аллогенные брекчии возникают в результате дробления, ударно-волнового преобразования, перемещения и перемешивания пород, в толще которых образовался кратер. Аллогенные брекчии содержат продукты импактного метаморфизма – обломки в различной степени ударно-метаморфизованных пород, имеют широкие вариации составов и размеров кластогенной компоненты (Геологический словарь, 2010; Петрографический кодекс, 2009), могут содержать до 10 % частиц и бомб импактного стекла (Петрографический кодекс, 2009). *Закратерные импактные брекчии* – отложения фации закратерных выбросов, формируются в процессе экскавации вышележащих, приповерхностных пород мишени, которые выбрасываются с наибольшей скоростью и отлагаются за пределами кратера. *Внутрикратерные брекчии*, принадлежащие фации внутрикратерных выбросов, образуются при относительно низкоскоростных выбросах более глубинных пород, которые отлагаются в пределах кратера (Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018).

Аутигенные импактные брекчии представляют цокольную фацию импактитов, образуются при прохождении ударной волны в породах цоколя астроблемы, в зоне дробления, находящейся на наибольшем удалении от места удара. Генезис этих пород связан с интенсивным дроблением и незначительным смещением блоков пород основания кратера без нарушения их стратиграфического положения (Геологический словарь, 2010; Фельдман, 1990). Поэтому аутигенные брекчии, как правило, мономиктовые, в них почти нет признаков импактного метаморфизма, но имеются конусы разрушения. Последние образуются при прохождении ударной волны через границы пластов и плоскости разрывных нарушений в породах (Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018). Аутигенные брекчии имеют постепенные переходы с одной стороны в зону трещиноватых (импактированных) пород, которые сменяются монолитными породами мишени, а с другой, при увеличении степени полимиктовости и доли стекла в цементе – в аллогенные брекчии и зювиты (Фельдман, 1990).

Вдоль поверхностей мегаблоков аутигенной брекчии распространены *псевдотахиллиты*. Это преимущественно стекловатые пористые породы, сложенные обломками и минералами вмещающих пород и частично раскристаллизованным матриксом, образуют дайки и жилы мощностью до 5–7 м (Фельдман, 1990). Считается, что они формируются в результате фрикционного плавления, которое заключается в аморфизации вещества в результате дробления при трении движущихся относительно друг друга блоков пород. Отсюда другое название псевдотахиллитов – фрикциониты (Фельдман, Глазовская, 2018). Однако однозначных критериев разделения подобных образований от тектоногенных, развитых в дизъюнктивных нарушениях вне импактных структур, сегодня не разработано.

Образование *импактированных (ударно-метаморфизованных) пород* объясняется прохождением затухающей ударной волны в породах мишени астроблемы и их неравномерным дроблением без вращения и перемещения блоков (Фельдман, Глазовская, 2018). Эти породы диагностируются по слабым, «вырожденным» признакам ударного метаморфизма. Их отличительной чертой являются текстуры «грис», формирующиеся в условиях пластической деформации – мономиктовые агрегаты плотно спаянных обломков пород, сцементированных горной мукой аналогичного состава (Вишневецкий, 2007; Фельдман, Глазовская, 2018; Электронный справочник ..., 2022).

Зювиты – это полимиктовые импактные брекчии, сложенные фрагментами импактного стекла, пород и минералов мишени, которые находятся в тонкодисперсной матрице того же состава (Геологический словарь, 2010). Зювиты, в отличие от расплавных импактных пород и импактных брекчий, являются смешанными импактитами,

состоящими из обломочных и расплавных компонентов (Фельдман, 1990). Основными компонентами зювитов являются лито- и кристаллокласты, импактные стекла и матрикс (Геологический словарь, 2010).

Литокласты и кристаллокласты – это обломки пород и минералов мишени – осадочного чехла и (или) кристаллического фундамента, претерпевшие ударный метаморфизм, отличающиеся степенью преобразования, величиной, составом и другими особенностями. Импактные стекла или витрокласты – это тела застывшего импактного расплава, которые присутствуют в качестве включений в зювитах. Импактные стекла часто содержат различные включения и поры, могут быть в разной степени изменены. Матрикс зювитов – это тонкодисперсная масса, цементирующая кристалло-, лито- и витрокласты (Геологический словарь, 2010). Формирование матрикса, судя по всему, связано с литификацией вмещающего зювит материала, посредством уплотнения, спекания и других процессов (Масайтис, 1990). Матрица остается наименее изученным компонентом зювитов, ее исследования носят ограниченный характер. Особенности матрикса, как правило, рассматриваются в работах, посвященных изучению зювитов в целом (Osinski et.al., 2004; Mayer, 2012; Stöffler et. al., 2013). На сегодняшний день, нет однозначного понимания того, как образуется матрикс, что связано со сложностями его анализа ввиду тонкодисперсного характера, высокой проницаемости и интенсивного изменения наложенными процессами

Вопросы фациального расчленения зювитов сегодня слабо освещены в научных публикациях (Максименко, Шумилова, 2022). Зювиты некоторых отдельно взятых импактных структур изучены более подробно и для них предложено собственное фациальное подразделение, как, например, сделано для Попигайской астроблемы (Вишневский, 1992). Однако до сих пор не существует единой схемы фациального деления зювитов, не было предложено универсальных признаков, позволяющих надежно определить фациальную принадлежность этих пород.

При исследовании зювитов кратера Рис в 70-х годах прошлого века было установлено, что зювиты образуются в результате баллистических выбросов из импактного кратера (Вишневский, 2007) и являются породами аэродинамической фации. При прохождении ударной волны породы мишени дробятся, плавятся с образованием импактного расплава, испаряются. Этот преобразованный материал – обломки пород и минералов, фрагменты импактного расплава и пар – выбрасывается из кратера и разлетается, формируется султан выбросов (взрывное облако). Материал перемешивается, осаждается и литифицируется, таким образом формируются отложения взрывного облака

– зювиты (Вишневский, 2007; Геологический словарь, 2010; Масайтис и др., 1980; Langenhorst, 1994; Osinski et al., 2013b; Stöffler et.al., 2013).

После образования зювиты подвергаются воздействию постимпактных процессов. Первичные минералы могут замещаться карбонатами и пиритом, расплавная компонента может перекристаллизовываться с образованием плагиоклазов, кварца, пироксена, а везикулы – залечиваться цеолитами, кальцитом, минералами кремнезема. В матриксе обычно бурно развиваются вторичные минералы – смектиты, цеолиты, хлориты, кальцит, пирит и другие (Лютюев, Лысюк, 2015; Наумов, 1996б; Электронный справочник ..., 2022; Юшкин и др., 1976; Muttik et. al.; Osinski, 2005; Osinski et.al., 2004; Stöffler et. al., 2013; и др.).

В свое время исследователями отмечались некоторые особенности зювитов, не укладывающиеся в рамки «классической» аэродинамической модели формирования, такие как тесное перемежение зювитов и расплавных импактитов. Попытки объяснить эти парадоксальные взаимоотношения пород разных фаций привели исследователей к выводу, что зювиты могут отличаться разнообразием обстановок формирования (Фельдман, 1990; Meyer, 2012; Osinski et. al., 2004). Так среди зювитов были выделены породы, отличающиеся механизмами формирования – отложения аэродинамической фации и породы донной фации (Вишневский, 1992; Долгов и др., 1981; Фельдман, 1990).

Детальное описание фаций полимиктовых импактных брекчий Попигайской астроблемы представлено в работах С.А. Вишневого (Вишневский, 1992; 1994), который подразделял все туфовидные породы на отложения взрывного облака – зювиты, и отложения донных потоков – донные импактные брекчии. Автор полагал, что зювиты аэродинамической фации образуются при литификации баллистического материала взрывного облака, а генезис донных брекчий связан с перемещением центробежных потоков по дну кратера (Вишневский, 1992).

В.И. Фельдман выделял среди отложений взрывного облака – зювиты аэродинамической фации («холодные» зювиты), и отложения центробежных придонных потоков – зювиты донной фации («горячие» зювиты) (Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018). Он полагал, что образование «холодных» зювитов связано с формированием расплавных компонентов в относительно холодном состоянии (в застывшем или полупластичном виде), которые при литификации не спекались с матриксом. Импактный расплав в «горячих» зювитах, напротив, литифицировался в относительно горячем и пластичном состоянии, вплоть до спекания материала и образования «игнимбритоподобных пород» (Базилевский и др., 1983; Фельдман, Глазовская, 2018).

В кратере Рис описывались зювиты, отличающиеся температурными условиями образования – низкотемпературные и высокотемпературные породы (Структуры и текстуры ..., 1983; Stöffler et.al., 2013). Отмечалось, что низкотемпературные зювиты отличаются низким содержанием стекла, а высокотемпературные – высоким (Структуры и текстуры ..., 1983). Рассматривались разные точки зрения на механизмы формирования зювитов импактной структуры Рис (Hüttner, 1969; Meyer, 2012; Osinski et. al., 2004), в том числе образование из материала султана выбросов и из материала движущихся «пирокластических потоков».

При изучении генетических особенностей зювитов описывались различные признаки, позволяющие судить о фациальных обстановках их формирования. Отмечалось, что «процессы, имеющие место при формировании брекчий, лучше всего отражаются в основной массе и во взаимодействии между обломками и основной массой» (Структуры и текстуры ..., 1983; Фельдман, 1990; Финней и др., 1975), что отчетливо наблюдается в телах импактных стекол. При импактитогенезе в момент разлета фрагменты импактного расплава перемещаются по различным траекториям (Фельдман, Глазовская, 2018), могут остывать в полете или отлагаться в нагретом состоянии. Это обуславливает разную форму и характеры контактов тел импактных стекол с матриксом зювита.

Известно, что фрагменты расплава при воздушной транспортировке в жидком или полужидком (вязком) состоянии образуют тела аэродинамической формы (фледли, лепешки, бомбы). При вытягивании и закручивании в полете формируется аэродинамический «узор из жгутов и борозд» (Фельдман, 1990). При распылении импактного расплава в газо-пылевом облаке формируются витрокласты каплевидной формы или в виде «брызг» (Структуры и текстуры ..., 1983). Если фрагменты импактного расплава испытывают воздействие «ориентированного давления в массе движущегося обломочного материала», возникают т.н. «аутоморфные» стекла, имеющие неправильную форму (ветвящуюся, лентообразную, расплюснутую, S-образную). При достаточно быстром охлаждении расплава и дроблении затвердевшего материала при перемещении, образуются тела импактных стекол угловатой формы (Структуры и текстуры ..., 1983; Электронный справочник ..., 2022).

Импактный расплав, застывший в свободном полете, отлагается в холодном состоянии, поэтому с цементирующей массой породы не сваривается. Расплавные фрагменты, участвующие в породообразовании в достаточно пластичном (горячем состоянии), напротив, свариваются с цементом (Базилевский и др., 1983). Захоронение стекол, находящихся в горячем состоянии и их передвижение совместно с кластогенным материалом приводит к образованию импактных стекол с причудливыми изогнутыми,

размочаленными, расхвощенными очертаниями, языками и выступами, проникающими в матрикс зювитов. Спекание таких стекол с матриксом зювита обусловлено их горячим и достаточно пластичным состоянием (Фельдман, 1990).

Опираясь на эти особенности, исследователями предлагались различные признаки, которые могут быть использованы для фациального расчленения зювитов. Отличительным признаком отложений донной фации В.И. Фельдман считал нечеткий, спекшийся характер контактов стекол с матриксом (Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018). В качестве возможного критерия отличия пород взрывного облака и придонных потоков им предлагалась степень спекания зювитов с высоким содержанием фрагментов стекла (Фельдман, 1990). Отмечалось, что отложения нижней части возвращенных зювитов «вряд ли вообще испытали выброс» (Фельдман, 1990, для них характерны признаки спекания импактных стекол с матриксом и «пропитка матрикса стеклом» (Базилевский и др., 1983). По мнению С.А. Вишневого, признаками полимиктовых брекчий донной фации являются неоднородное строение, плотность, «исключительно сложные вплоть до струйно-вихревых переплетений» взаимоотношения с другими импактитами и тагамитами, бескорневой характер включений одних пород в других, следы «динамического взаимодействия на стадии еще горячего и подвижного стекла». Такие породы располагаются в нижней части кратера и перекрыты отложениями взрывного облака (Вишневский, 1992). Л.В. Сазоновой было отмечено, что на образование зювитов в условиях донной фации указывает линзовидно-полосчатая и струйчатая текстура матрикса, сформированная при движении центробежных потоков (Сазонова, 1984; Фельдман, 1990). Г.Р. Осински описывал горизонтальную ориентировку удлиненных импактных стекол в зювитах как свидетельство их транспортировки движущимся потоком (Osinski et. al., 2004), что соответствует условиям донной фации. Одним из ведущих признаков зювитов донной фации указывались их тесное перемежение и взаимные незакономерные переходы с расплавленными импактными породами, свидетельствующие об интенсивном перемешивании материала донных потоков во время движения (Базилевский и др., 1983; Вишневский, 1992; Фельдман, 1990).

Признаками отложений аэродинамической фации В.И. Фельдман считал резко закаленные границы и аэродинамическую скульптуру поверхности витрокластов (Фельдман, Глазовская ... 2018). С.А. Вишневский отмечал, что такие отложения залегают в верхней части коптогенного комплекса, перекрывая другие импактиты. Они обычно обладают монотонным, «седиментационно чередующимся» строением, обусловленным хорошей гомогенностью материала облака при перемешивании в условиях свободного полета (Вишневский, 1992; 1994). Такие породы, как правило, мелкообломочные и

слабосцементированные, содержат массивные, пористые и пемзовидные стекла, крупные из которых часто имеют облик «вскипевших» (Вишневецкий, 1992). Широкое развитие в зювитах аэродинамической фации пузырчатых стекол – пемз и шлаков, наиболее распространенных в верхних горизонтах коптогенного комплекса (Базилевский и др., 1983; Фельдман, 1990), обусловлено более благоприятными обстановками газоотделения пород аэродинамической фации, чем пород донной фации (Фельдман, 1990). Тем не менее, отмечалось, что «изученность зювитов ... недостаточна для расчленения их по условиям образования», которые могут быть достаточно разнообразны (Фельдман, 1990).

Таким образом, импактитогенез представляет собой сложное природное явление, включает различные по механизмам и физическим параметрам процессы. В результате импактитогенеза возникают импактные породы, существенно отличающиеся обстановками своего образования, которые могут рассматриваться как различные импактные фации. Сегодня имеются представления о фациальных особенностях импактитов, однако фациальная специфика импактитов остается мало исследованной и в этой области по-прежнему остаются вопросы. На сегодняшний день существует несколько схем фациального расчленения импактитов, однако они основаны на разных принципах и не сопоставимы друг с другом напрямую. Зювиты по обстановкам формирования подразделяются на фацию аэродинамических выбросов и фацию донных потоков. Среди отличительных особенностей зювитов разных фаций указывались их структурная позиция в кратере, особенности строения, структурно-текстурные и петрографические особенности, характер взаимоотношений импактных стекол и матрикса. Тем не менее, до настоящего времени комплекса однозначных признаков выделения фаций зювитов не было предложено. Это обуславливает необходимость более углубленного анализа генетических особенностей зювитов для определения комплекса признаков фациального расчленения этих пород, которые могут быть использованы при исследованиях зювитов для лучшего понимания импактитогенеза, прогнозирования и поиска полезных ископаемых в импактных структурах в целом.

1.1.3 Полезные ископаемые, связанные с импактными структурами

Импактные структуры, особенно крупные, зачастую являются объектами формирования месторождений – значимых с экономической точки зрения концентраций полезных ископаемых (Вишневецкий, 2007). Известно, что примерно 25 % подтвержденных земных ударных кратеров содержат полезные ископаемые, 12 % из них в

настоящее время эксплуатируются или эксплуатировались в недавнем прошлом (Grieve, Masaitis, 1994; Gottwald et al., 2020).

Наиболее простая типизация месторождений, связанных с импактными структурами, была предложена Р.И.Ф. Гривом и В.Л. Масайтисом (Grieve, Masaitis, 1994; Grieve, 2005; 2013). Она включает три типа месторождений в зависимости от времени их образования относительно импактных событий – *прогенетические*, *сингенетические* и *эпигенетические* (Масайтис, 1989; Grieve, Masaitis, 1994; James et. al., 2022).

Прогенетические месторождения существовали до импактного события, но оказались доступны лишь в результате импактного кратерообразования. В прогенетических месторождениях встречаются такие полезные ископаемые как *железо* (кратер Терновка, Украина), *золото* (кратеры Вредефорт, ЮАР; Слэйт-Айлэнд, Канада), *ильменит* (кратер Шарлевуа, Канада), *силикаты* (кратер Берринджер, США) и *уран* (кратеры Вредефорт, ЮАР; Карсуэлл, Канада; Терновка, Украина).

Сингенетические месторождения считаются образовавшимися непосредственно во время импактного события или сразу после него. К сингенетическим полезным ископаемым относятся *медь*, *никель* и *платиноиды* астроблемы Садбери (Канада), а также *зювиты* кратера Рис (Германия), используемые в качестве строительных материалов (Вишневский, 2007).

Наиболее ярким примером *сингенетических* полезных ископаемых служат импактные *алмазы*, обнаруженные в Попигайском, Карском и Пучеж-Катунском импактных кратерах (Россия), астроблеме Рис (Германия). Алмазы также были обнаружены в кратерах Садбери (Канада), Лаппаярви (Финляндия), Западный и Терновский (Украина) (Grieve, Masaitis, 1994; Вишневский, 2007).

Импактные алмазы. Долгое время единственным в мире коренным источником добываемых алмазов являлись кимберлиты. За последние пятьдесят лет в разных регионах мира были обнаружены новые генетические типы алмазосодержащих коренных пород, среди которых оказались импактиты (Масайтис и др., 1998), содержание алмазов в которых может быть в сотни раз выше, чем в кимберлитах. Главным условием образования алмазов в импактитах является наличие графита или углистого вещества в исходных породах мишени. Импактные породы Попигайской астроблемы содержат большое количество высококачественных технических алмазов, запасы которых превышают ресурсы всех алмазных месторождений мира, однако, эксплуатация месторождений астроблемы весьма сложна в связи с мелкими размерами алмазов, сложностью их извлечения и большой территориальной удаленностью от инфраструктурных объектов.

Первые гипотезы о вероятности нахождения импактных алмазов в бортах лунных кратеров были высказаны более пятидесяти лет назад. В середине шестидесятых годов прошлого века, британский физик С. Толански высказал предположение о том, что в поверхностном слое грунта Луны и в породах лунных метеоритных кратеров могут быть обнаружены алмазы, сформированные при высоких давлениях и температурах. Однако детальное изучение подвергшихся ударным преобразованиям лунных пород обнаружило весьма незначительные содержания графита и других минералов углерода в их составе, что практически исключило данную возможность. Тем не менее, С. Толански был первым, кто предсказал возможность формирования алмазов в импактных кратерах. Впервые импактные алмазы на Земле были обнаружены в импактитах гигантской Попигайской астроблемы В.Л. Масайтисом (Масайтис и др., 1998; масайтис, 2016).

Первые находки алмазов ударно-взрывного происхождения были сделаны в прошлом веке в каменном метеорите-уреилите российскими исследователями М. Ерофеевым и П. Лачиновым, а также в железном метеорите-октаэдрите американским исследователем А. Футом и в обломках железного метеорита Каньон-Дьябло из Аризонского кратера (Масайтис и др., 1998).

В настоящее время среди импактных алмазов выделяют 3 разновидности: апографитовые алмазы, сформированные по графиту графитсодержащих пород (Масайтис и др., 1998), апоугольные алмазы, образовавшиеся за счет углистого вещества осадочных пород мишени (Езерский, 1986; Shumilova et al., 2018; Yezerskiy, 1986), и параморфозы алмаза по органическим остаткам – «кариты» (Shumilova et al., 2020a).

История открытия апографитовых алмазов берет начало в шестидесятых годах прошлого века, когда в песчаных отложениях Украины и в россыпях на северо-востоке Якутии были обнаружены необычные поликристаллические (т.н. «сланцеватые») алмазы, источники которых на протяжении долгого времени оставались неизвестными. В начале 70-х годов, после полевых исследований Попигайского метеоритного кратера на севере Сибири и последующей обработки наблюдений, проведенных группой геологов ВСЕГЕИ, в импактных породах этой структуры впервые на Земле были обнаружены алмазы, обладающие особым генезисом, существенно отличающиеся от кимберлитовых. Это способствовало проведению широкомасштабных геологоразведочных работ в Попигайской котловине в 1970–1980-е гг. геологами ВСЕГЕИ, Амакинской экспедиции Якутского геологического управления, Котуйской партии и Полярной экспедиции Красноярского геологического управления. В результате данных работ был открыт новый алмазоносный район с уникальными запасами технических алмазов в коренных месторождениях особого генетического типа, ранее неизвестного в мировой практике.

Было выяснено, что обнаруженные ранее специфические алмазы Украины и Якутии попали в россыпи в результате размыва алмазосодержащих импактитов (Масайтис и др., 1998).

Было установлено, что попигайские алмазы сформировались за счет графита в породах мишени. В результате дальнейшего размыва импактных пород, апографитовые алмазы попадали в россыпи (Масайтис и др., 1998). Впоследствии подобные алмазы были обнаружены в ряде импактных кратеров России, Украины, Германии, Финляндии и Канады, однако масштабы алмазоносности метеоритных кратеров Земли несопоставимы с запасами импактных алмазов в Попигайской астроблеме, которые превышают суммарные запасы всех алмазоносных провинций мира (Масайтис и др., 2013).

Находки апоугольных алмазов были сделаны лишь немного позднее апографитовой разновидности. В 1970-х в результате картирования и широкомасштабных геологоразведочных работ на территории Карской импактной структуры (Пай-Хой) геологами ВСЕГЕИ совместно с производственными геологами производственного объединения «Полярноуралгеология» были получены первые данные о находке импактных алмазов в карских импактитах.

На протяжении некоторого времени считалось, что импактные алмазы Карской астроблемы сходны с импактными апографитовыми алмазами Попигайского метеоритного кратера. Несколько позднее были сделаны предположения о возможности преобразования угля, битумов и других форм углерода в алмаз в условиях ударного давления. В работе В.А. Езерского были опубликованы убедительные данные, свидетельствующие в пользу апоугольного генезиса импактных алмазов Карской астроблемы (Езерский, 1986; Yezeriskiy, 1986).

Также, в зювитах и импактных стеклах Карской астроблемы было обнаружено новое, ранее неизвестное природное углеродное вещество, получившее название «тогорит» по месту находки в устье руч. Тогорей-Яха. В.А. Езерский предлагал рассматривать «тогорит» в качестве самостоятельной природной фазы (высокобарного полимера) углерода и отнести его к самостоятельному минеральному виду (Езерский, 1982). Однако недавние исследования данного вещества показали, что тогорит является полифазным агрегатом, состоящим из алмазной сердцевины и стеклоподобной углеродной оболочки (Shumilova et al., 2018). На сегодняшний день импактные алмазы известны в следующих астроблемах Земли: Попигайская (Россия), Белиловская, Ильинецкая, Болтышская (Украина), Карская и Пучеж-Катунская (Россия), а также в ряде метеоритных кратеров Германии, Финляндии и Канады (Масайтис и др., 1998). Апоугольные алмазы, при этом, содержат лишь две астроблемы – Карская и Усть-Карская.

Недавние исследования позволили установить в импактитах Карской астроблемы особый тип природного алмаза – карит, представляющий собой параморфозы ультрананокристаллического алмаза по органическим остаткам с размером кристаллитов около 2–5 нм (Shumilova et al., 2019c). Карит обладает уникальными прочностными, оптическими и электронными свойствами, что позволяет рассматривать его в перспективе как полезное ископаемое (Shumilova et al., 2020a).

Эпигенетические месторождения связаны с различными постимпактными, главным образом гидротермальными, процессами (Масайтис, 1989; Grieve, Masaitis, 1994). Одним из наиболее важных полезных ископаемых, связанных с импактными структурами, являются *углеводороды* (Багрий, 2017; Пиковский и др., 2017; 2021; Donofrio, 1998; Koeberl, Henkel, 2005). Считается, что около половины астроблем, расположенных в нефтеносных провинциях, являются промышленными месторождениями нефти и газа. На сегодняшний день на территории США эксплуатируются 9 месторождений, связанных с импактными структурами (Donofrio, 1998). *Газ* выявлен в астроблемах Эймс, Авак, Марквец, Кальвин, Ньюпорт, Ред Уинг, Сьерра-Мадре (США), Чиксулуб (Мексика), Стен-Ривер (Канада) и других (Donofrio, 1998). *Нефть* обнаружена в кратерах Марквец и Ред Уинг (США), Сильян (Швеция), Стен-Ривер (Канада), Тооконука (Австралия) (Пиковский и др., 2021; Grieve, Masaitis, 1994; Donofrio, 1998).

Кроме того, к эпигенетическим полезным ископаемым в импактных кратерах относятся *агат* (кратер Ильинцы, Украина), *гипс* и *ангидрит* (кратер Святой-Мартин, Канада), *газ* (кратеры Авак, Марквец и Ред Уинг, США), *пирит* (кратер Беенчима, Россия), *горючие сланцы* (кратер Ростмистровка, Болтышский и Оболонский кратеры, Украина), *минеральная вода* (Калужский кратер, Россия), *свинец* и *цинк* (кратеры Декатурвиль, Крукид-Крик и Серпент-Маунд, США; Сильян, Швеция), *соли* (кратеры Лонар, Индия; Салтпан, ЮАР), *фосфаты* (Логойский кратер, Белоруссия), *цеолиты* (Пучеж-Катунский кратер, Россия).

1.2. Карская астроблема

Карская кольцевая структура является одним из крупнейших метеоритных кратеров в России, который по размеру уступает лишь Попигайскому. Она располагается в западной части Арктической зоны России, на северо-восточном крыле Пай-Хойского антиклинория (Югорский полуостров), в бассейне нижнего течения реки Кара (рис. 1.5).

Карский кратер представляет собой слабовыраженную в современном рельефе впадину, которая имеет слабо вытянутую форму (Масайтис и др., 1980; Масайтис и др., 1998; Назаров, 1995; Импактные ..., 1990). На сегодняшний день возраст Карской

астроблемы по разным оценкам составляет от 60 до 81 млн. лет (Мальков, Андреичев, 2010; Koeberl et al., 1990a; Nazarov et al., 1989; Shumilova, 2021), согласно последним данным оценивается в 70.3 ± 2.2 млн. лет (Trieloff et al., 1998). Диаметр космогенной структуры составляет около 65 км. В результате карского импактного события образовались импактные породы – расплавные импактиты, зювиты и импактные брекчии.

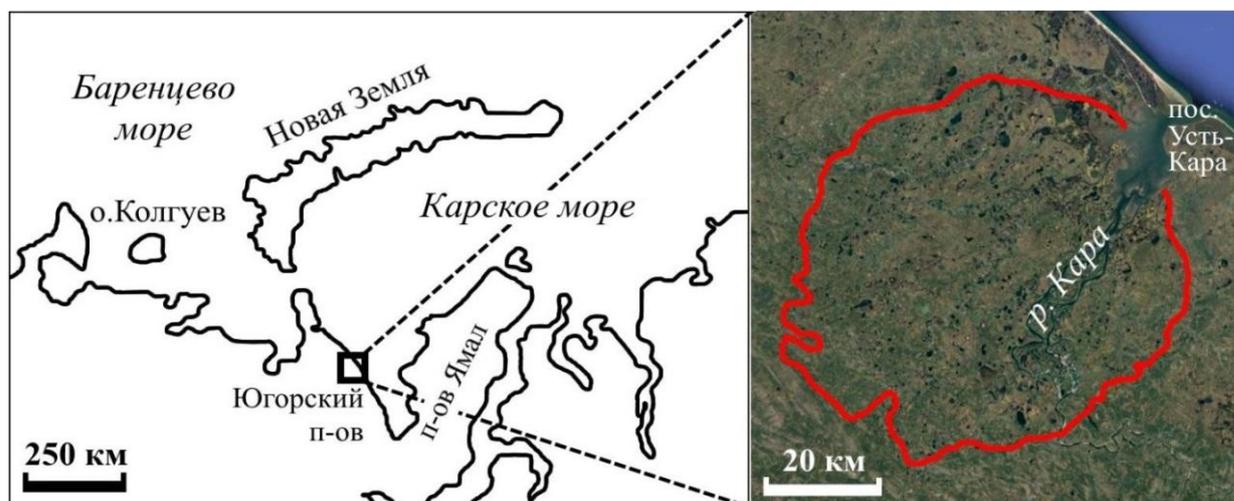


Рис. 1.5. Расположение Карской астроблемы на географической карте и ее примерные очертания на спутниковом снимке (<https://google.com/maps/>).

1.2.1. История изучения

С начала XIX века необычное геологическое строение Карской кольцевой структуры, своеобразие и оригинальность слагающих ее пород привлекали внимание многих исследователей. Выходы брекчий по р. Каре изначально предлагалось отнести к тиллитам. Позднее эти породы описывались как вулканические брекчии и агломераты или туфобрекчии (Зархизде и др., 2017; Масайтис и др., 1980). И.Л. Рысюков полагал, что Карский кратер возник в результате фреатического извержения. Эту идею впоследствии поддержал В.И. Устрицкий (Устрицкий, 1953; Сазонова и др., 1981). В.С. Еномян с соавторами пришли к выводу, что Карская депрессия представляет собой кольцеобразный грабен, который сформировался в результате интрузивной деятельности и вулканизма. М.А. Маслов и другие исследователи также высказывали идею о вулcano-тектоническом происхождении Карской структуры, называя ее «кальдеровулканом» (Масайтис и др., 1980; Сазонова и др., 1981). И.Г. Чижова считала, что Карская кольцевая структура могла быть образована в результате мгновенного взрыва при относительно быстром подъеме магмы из глубин в верхние слои земной коры. М.В. Фишман придерживался мнения об эндогенной природе Карской структуры. Он указывал, что на вулканические процессы,

проявившиеся при образовании этой структуры, может указывать наличие нескольких лавовых покровов, переслаивающихся с брекчиями (Сазонова и др., 1981; Фишман, 1974).

Предположение о метеоритно-взрывном происхождении Карской депрессии впервые было высказано в 1970 г. П.С. Вороновым. В дальнейшем данная гипотеза была поддержана и подтверждена В.Л. Масайтисом, обнаружившим признаки ударного метаморфизма в породах Карской структуры, а также М.А. Масловым, Г.Я. Пономаревым и другими исследователями в ходе глубинного геологического картирования и геофизических исследований данной территории (Масайтис и др., 1980; Мащак, 1990а; Удоратин и др., 2010). На сегодняшний день столкновение метеорита с Землей является преобладающей гипотезой возникновения Карской структуры. В пользу этой гипотезы указывает много фактов, главными из которых являются признаки ударного метаморфизма и геофизические данные.

В целом, в Карской астроблеме может быть реконструирована полная фациальная серия продуктов ударного метаморфизма – от нулевой до четвертой стадии по Д. Штоффлеру (Селивановская и др., 1990). Конусы разрушения впервые привлекли внимание О.Л. Эйнора, который описывал их как волноприбойные знаки и следы ряби «приближающейся к конусовидной формы». Позднее В.И. Устрицкий трактовал эти образования как своеобразную форму выветривания палеозойских пород («перистый излом»). Впервые конусы разрушения Карской астроблемы были диагностированы В.Л. Масайтисом в коллекции О.Л. Эйнора. Впоследствии они описывались другими исследователями, наиболее подробно их характеризовал С.А. Вишневский (Селивановская и др., 1990). Геофизические данные указывают на отсутствие магматических корней (Удоратин и др., 2010).

Со времени подтверждения импактного генезиса Карской структуры до настоящего времени изучением астроблемы занимались Д.Д. Бадюков, С.А. Вишневский, В.Л. Масайтис, М.С. Мащак, М.А. Назаров, М.В. Наумов, Л.В. Сазонова, Г.В. Селивановская, В.И. Фельдман и многие другие исследователи (Бадюков, Райтала, 2001; Вишневский, 1977; Мащак, 1990а; 1990б; Сазонова, 1980; Сазонова и др., 1981; Селивановская и др., 1990; Фельдман и др., 1981; Masaitis, 2005; Naumov, 2002; Nazarov, Badjukov, 1989; и многочисленные другие). Геологическое строение объекта было исследовано при геологическом картировании и геофизических исследованиях данной территории в ходе производственных работ М.А. Масловым, Г.Я. Пономаревым, А.С. Микляевым и другими, и коллективом сотрудников ВСЕГЕИ (Зархидзе и др., 2017; Маслов, Пономарев, 1976г; Мащак, 1990а; Масайтис и др., 1980; Микляев и др., 1973г; Микляев и др., 1998г; Селивановская и др., 1990; Шишкин и др., 2012). Особенности глубинного строения,

состава, высокобарной и гидротермальной минерализации Карской импактной структуры изучали сотрудники Института геологии Коми – В.П. Лютоев, Б.А. Мальков, В.В. Удоратин, Р.И. Шайбеков, Я.Э. Юдович, Н.П. Юшкин и другие (Лютоев, Лысюк, 2015; Мальков, Андреичев, 2010; Удоратин и др. 2010; Шайбеков и др., 2023а; 2023б; Юдович, Шулепова, 1992; Юшкин и др., 1976; Lyutoev et al., 2021). Магнитные свойства и магнитоминералогический состав импактитов Карской астроблемы изучали Е.С. Сергиенко, В.А. Цельмович и другие исследователи (Сергиенко и др., 2010; Цельмович, 2015). Строение и возраст Карского кратера исследовали отечественные и зарубежные ученые – А.С. Алексеев, В.Л. Андреичев, Д.Д. Бадюков, Е.М. Колесников, М.С. Машак, А.А. Межвлик, М.А. Назаров, С. Koeberl, M. Trierloff и другие (Колесников и др., 1990; Мальков, Андреичев, 2010; Vadjukov et al., 1987; Koeberl et al., 1990a; 1990b; Trierloff et al., 1998; и другие).

На Пай-Хое в российской литературе описываются два синхронно образовавшихся импактных кратера: Карский и Усть-Карский. Самостоятельность Усть-Карской импактной структуры описывалась в 70-х гг. XX века в результате исследования состава и условий залегания импактитов и брекчий Карской и Усть-Карской астроблем (Импактные ..., 1990; Масайтис, 1998; Юшкин, Лысюк, 2001; Лютоев, Лысюк, 2015). Однако рядом исследователей предполагается, что данные структуры относятся к одному импактному кратеру с существенно большими исходными размерами (Тимонин, 2006). На сегодняшний день недостаточно доказательств ни в пользу одной, ни другой гипотезы.

Уникальность Карского метеоритного кратера заключается в содержащемся в его породах редком типе импактных алмазов – апоугольных алмазов, образованных по углисто-му веществу пород мишени, которые впервые были описаны более 40 лет назад В.А. Езерским (Езерский, 1982; 1986). Содержание импактных апоугольных алмазов в тагамитах и зювитах Карской астроблемы, согласно данным (Микляев, 2001; 1998г; Шишкин и др., 2012) варьирует от 0.5 до 52.5 кар/т и, в среднем, составляет 15.38 кар/т. По данным (Shumilova et al., 2018) содержание импактных алмазов в импактитах Карского кратера достигает 85 кар/т, при этом в бомбах застывшего импактного расплава в зювитах установлены ураганные содержания алмазов (до 3000 кар/т). Согласно данным (Шишкин и др. 2012), прогнозные ресурсы импактных алмазов в Карской астроблеме составляют 200 кг/км².

В результате недавних исследований в импактных породах Карской астроблемы установлен новый тип импактных алмазов – карит, представляющий собой алмазные фоссилии, образовавшиеся из неметаморфизованной органики (Shumilova et al., 2019с; 2020а). Содержание карита в обломочных импактитах существенно превышает таковое апоугольных алмазов – в некоторых случаях эта разница достигает 50 раз (Shumilova et al., 2018).

Особый интерес также представляют ультравысокобарные высокотемпературные стекла, которые могут быть интересны в качестве потенциально высокотехнологичного сырья – высокобарных полимеров (Шумилова и др., 2018; Shumilova et al., 2020a; 2020b). Все это обуславливает важность дальнейшего изучения данного природного объекта и слагающих его импактных пород.

Первое специализированное геологическое изучение импактитов Карской астроблемы, в том числе зювитов, было проведено в 70-х гг. прошлого века. В зювитах были изучены структурно-текстурные особенности, литологический и вещественный состав. Значительный объем информации позволил разделить зювиты по соотношению количества фрагментов импактных стекол, пород и минералов на ряд разновидностей: витрокластические, литокластические, гранокластические и их переходные разности. По размеру кластической компоненты зювиты были разделены на мелко-, средне-, крупно- и грубообломочные, лапиллиевые, агломератовые и глыбовые (Селивановская и др., 1990; Масайтис и др., 1998). Было установлено, что наибольшим распространением среди карских зювитов пользуются витролитокластические и, реже, витрокластические разновидности, содержание стекла в которых достигает 80 % (Селивановская и др., 1990; Фельдман, 1990). Таким образом, описание зювитов Карской астроблемы проводилось, главным образом, исходя из соотношения типов обломков и гранулометрических особенностей данных пород.

Большой вклад в классификацию зювитов в целом внесли отечественные исследователи. В.Л. Масайтисом среди зювитов Попигайской астроблемы (Россия) были выделены разновидности зювитов по составу обломочных компонентов (Масайтис и др., 1998). Расчленение зювитов на типы с их петролого-минералогическими и составными характеристиками было проведено Л.И. Глазовской и другими исследователями при изучении импактитов Логойского кратера (Белоруссия) (Глазовская и др., 1991; 1993).

Изучению зювитов Карского кратера также уделялось большое внимание. Ранее указывалось, что зювиты весьма разнообразны по составу и могут отличаться не только в разных частях астроблемы, но и в пределах одного и того же обнажения (Мащак и др., 1983; Селивановская и др., 1990). Отмечалось, что состав зювитов связан с составом пород в области развития обломочных импактитов (Мащак и др., 1983; Селивановская и др., 1990; Структуры и текстуры ..., 1983). Тем не менее, до настоящего времени зювиты описывались лишь в общей характеристике обломочных импактитов Карского кратера, а детального описания зювитов, развитых в отдельных секторах астроблемы, так и не было представлено. Немногочисленные существующие определения вещественного состава этих пород, как правило, были усреднены и рассматривались для астроблемы в целом

(Селивановская и др., 1990; Мащак, 1990б; Масайтис и др., 1980; Структуры и текстуры ..., 1983; Фельдман, 1990). До сих пор не было проведено сравнительного анализа состава отдельных литоидных обломков в зювитах и исходных пород мишени, не было представлено подробной петрографической и вещественной характеристики зювитов Карской астроблемы.

Ранее в литературе указывалась объективная возможность расчленения зювитов на разные генетические группы – фации (Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018). Однако до сих пор не было предложено универсальных признаков для определения фаций зювитов. Зювиты Карского кратера подразделялись по положению в разрезе и по содержанию импактных стекол (Назаров и др., 1993). Описывались определенные особенности карских импактитов, указывающие на их генетическое различие, связанное с разными обстановками формирования (Долгов и др., 1981; Сазонова и др., 1981; Селивановская и др., 1990). Тем не менее, подробного описания фациальных особенностей зювитов Карской астроблемы не было представлено, и до настоящего времени фациальная специфика этих пород остается слабо исследованной.

С 2015 г. сотрудниками Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН проводится системное изучение импактных пород Карской астроблемы (Максименко и др., 2020; Уляшев и др., 2018; Шумилова и др. 2016; Шумилова и др., 2019; Shumilova et. al., 2019; Zubov et. al., 2021; и др.). В 2015 г. зювиты Карской астроблемы по структурно-текстурным признакам, минералогическому и петрохимическому составу были разделены на 3 разновидности (Шумилова и др., 2016). Предполагалось, что зювиты I типа образовались преимущественно по песчаникам, алевролитам и, в существенно меньшей степени, силикатным магматическим породам. Протолитом для формирования зювитов II типа являлись, преимущественно, карбонатные породы, зювиты III типа были образованы, главным образом, по углеродистым породам и углям.

По мере детализации исследований выделенных типов зювитов было установлено, что они по ряду характеристик имеют существенные различия, которые не могут быть объяснены только различиями состава их протолита. В то же время, при изучении обломочных импактитов Карской астроблемы были выявлены особенности, указывающие на различия в условиях образования этих пород (Maksimenko, Shumilova, 2021). В связи с этим сегодня актуальным и важным является углубленное и всестороннее исследование зювитов Карского кратера для определения критериев петрологической типизации и анализа фациальных признаков обломочных импактитов.

1.2.2. Геологическое строение мишени

На северо-восточной оконечности Пай-Хоя расположены два импактных кратера: Карский диаметром ~ 65 км и Усть-Карский диаметром около 25 км расположенный северо-восточнее Карской импактной структуры (рис. 1.6).

Геологическое строение района Карской астроблемы было подробно охарактеризовано в результате крупномасштабного геологического картирования, проведенного в 60–70-х годах прошлого века геологами Полярно-Уральского производственного геологического объединения – Ю.В. Жуковым, М.А. Масловым, А.С. Микляевым, Г.Я. Пономаревым и другими (Маслов, Пономарев, 1976г; Мащак, 1990а; Микляев и др. 1973г). Позднее геологическое строение этой области было уточнено и детально исследовано А.С. Микляевым, К.В. Давыдовым, А.Д. Котыком (Микляев и др., 1998г) и группой исследователей Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) совместно с Всероссийским научно-исследовательским геологическим институтом им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ) – М.А. Шишкиным, С.И. Шкарубо, Н.В. Маркиной и другими (Шишкин и др., 2012).

В структурном плане Карская астроблема находится в Карском синклинии (Карской впадине) и частично наложена на структуру Пайхойского антиклинория (Юдин, 1994). Карская впадина имеет размеры 65×180 км и представляет собой наиболее сложно построенную и глубоко срезанную эрозией отрицательную структуру Предпайхойского прогиба. Некоторые исследователи рассматривают ее как впадину Предуральского краевого прогиба (Беляев и др., 2004). Границы Карской впадины тектонические, на северо-востоке она ограничена Байдарацкой сутурой, на севере – Предуральским краевым прогибом, с юга и запада – Северопайхойским надвигом, с востока – Карским (Осовейским) надвигом (Юдин, 1992; 1994; Юдин, Юдин, 2018). Основой тектонического строения Карской депрессии являются послонные и секущие надвиги и принадвиговые складки. Наложеными астроблемами Карская впадина делится на западную и восточную части. Западная часть у поверхности сложена пермскими отложениями, в северной части имеет крупные синклинали, сложенные смятыми в складки угленосными толщами. Восточная половина впадины сложно дислоцирована, у поверхности сложена интенсивно смятыми орогенными формациями верхнего карбона-нижней перми (Юдин, 1992; 1994).

Карская астроблема располагается в Западно-Уральской структурно-формационной мегазоне, отвечающей пассивной окраине Восточно-Европейского континента и включающей Бельско-Елецкую и Залаиро-Лемвинскую структурно-формационные зоны. Район исследований относится к Залаиро-Лемвинской структурно-формационной зоне,

которая по условиям формирования слагающих её вещественных комплексов отвечает глубоководному шельфу, континентальному склону и подножию палеозойской пассивной окраины Восточно-Европейской платформы (Шишкин и др., 2012).

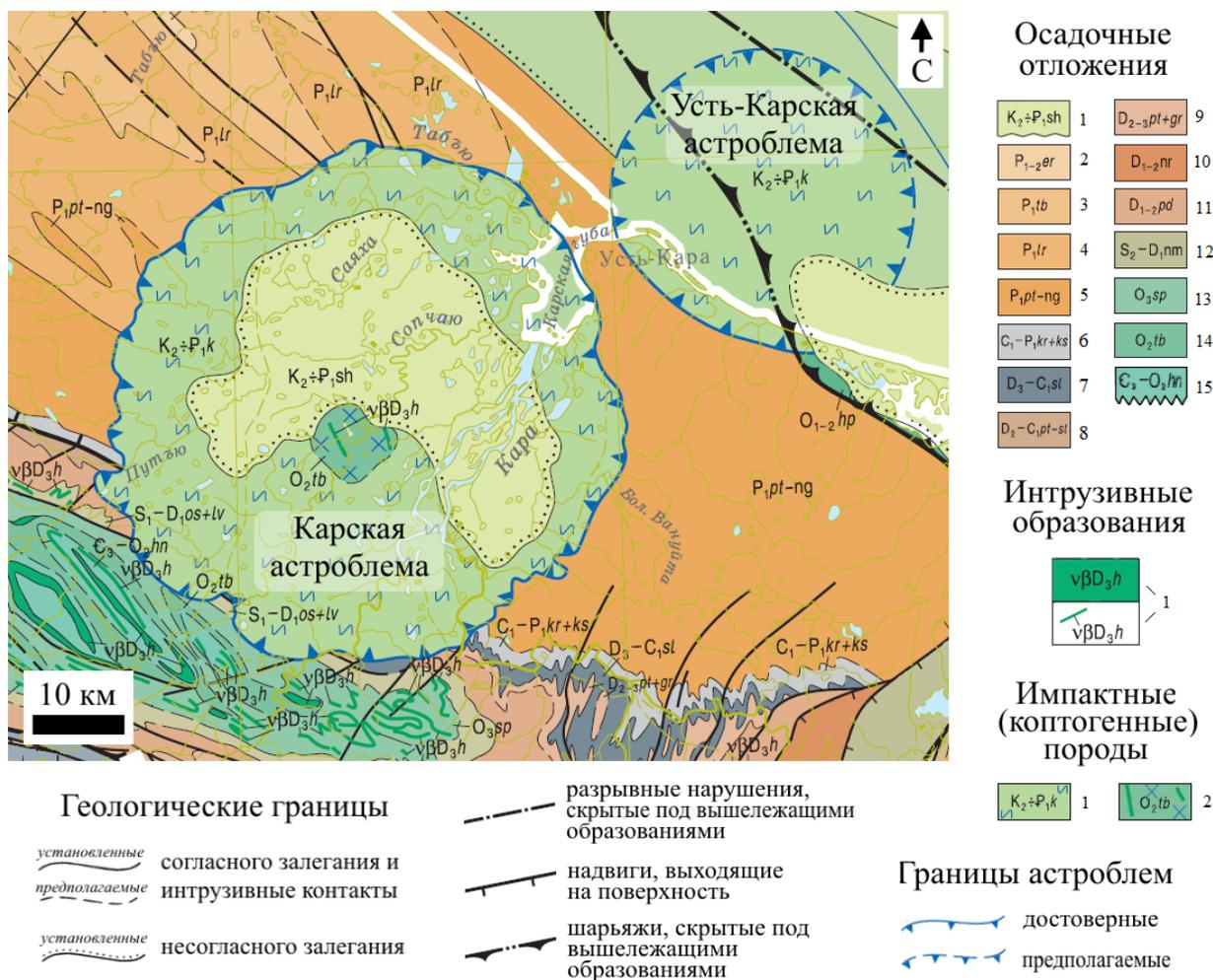


Рис. 1.6. Геологическое строение района Карской (в центре) и Усть-Карской астроблем по материалам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000 (Шишкин и др., 2012):

Осадочные отложения: 1 – сааяхинская толща: глины опоковидные, песчаные, алевролиты, переотложенные коптокластиты; 2 – еръягинская свита: циклическое переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, углей; 3 – табъюская свита: полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты, угли; 4 – лиуръягинская свита: полимиктовые песчаники и алевролиты с мергелистыми и песчано-кальцитовыми конкрециями; 5 – пэтаркинская свита и нгебетаяхинская толща нерасчлененные: флишеидное переслаивание известковистых и слабоуглеродистых аргиллитов с прослоями кремнистых мергелей, известковистых песчаников, алевролитов, алевролитистых аргиллитов; 6 – карская и карасиловская свиты объединенные: сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые, фтаниты, силициты, прослой известняков, кремнистые и детритовые известняки с линзами кремней; 7 – силоваяхинская свита: переслаивание фтанитов, черных сланцев, силицитов, углеродисто-кремнистых известняков, фосфоритовые конкреции; 8 – путьюская, громашорская и силоваяхинская свиты нерасчлененные: сланцы карбонатно-кремнисто-глинистые, углеродисто-кремнисто-

глинистые, силициты, яшмоиды, фтаниты, кремнистые известняки; 9 – *путьюская и громашорская свиты объединенные*: сланцы карбонатно-кремнисто-глинистые ленточно-слоистые и углеродисто-кремнисто глинистые, силициты с линзами и конкрециями известняков. В кровле – маркирующий горизонт яшмоидов с карбонатами и силикатами марганца, фтаниты и черные сланцы с конкрециями; 10 – *нерусовейская толща*: известняки мраморизованные, часто криноидные с участками развития инкрустационных текстур; 11 – *падейская свита*: песчаники кварцевые, сланцы кремнисто-глинистые, силициты, линзы мanganокарбонатов и баритов; 12 – *нярминская толща*: известняки мраморизованные, доломиты; 13 – *сопчинская свита*: переслаивание известняков, кремнистых, детритовых, глинистых и сланцев глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых; 14 – *тальбейтывисская свита*: ритмичное переслаивание известковистых песчаников, алевролитов, песчанистых известняков, кремнисто-глинистых сланцев (локально базальты, туфолафы); 15 – *хенгурская свита*: сланцы глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые и их углеродистые разности, редкие прослой известняков, локально развиты туфолавы, песчаники и алевролиты, гравелиты, конгломераты, прослой алевросланцев и углеродисто-глинистых сланцев; **Интрузивные образования**: 1 – *хенгурской комплекс габбродолеритовый*: габбродолериты, пикродолериты, долериты; **Импактные (коптогенные) породы** – *карский коптогенный комплекс*: 1 – аллохтонные породы нерасчлененные (аллогенные брекчии, расплавные импактиты (тагамиты), зювиты); 2 – автохтонные породы (аутигенные брекчии – катаклазированные палеозойские породы).

Строение мишени Карской астроблемы имеет смешанный характер и представлено двумя структурными этажами: нижним – верхнепротерозойским и верхним – палеозойским (Мащак, 1990а). Породы **верхнего протерозоя** включают слюдисто-глинистые, кремнистые и актинолитовые филлитовидные сланцы с линзами метаморфизованных риолитов и их туфов мощностью более 6 км, которые выходят лишь в ядре Пай-Хойского антиклинория. В пределах Карской астроблемы эти породы вскрыты скважинами на глубине около 500 м в области центрального поднятия (Мащак, 1990а).

Палеозойские образования имеют мощность более 5 км и включают 2 структурных яруса: нижний – отложения ордовика-карбона и верхний, объединяющий нижнепермские породы (рис. 1.6).

Отложения **верхнего отдела кембрийской системы – среднего отдела ордовикской системы** представлены *хенгурской свитой* ($\text{Є}_3\text{--O}_2\text{hn}$) (рис. 1.6) мощностью 400–1160 м, в составе которой присутствуют полимиктовые конгломераты, гравелиты, кварцевые олигомиктовые песчаники, известковистые песчаники, алевролиты, алевросланцы, органогенные и глинисто-кремнистые известняки, глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы и их углеродистые и карбонатные разновидности (Микляев и др., 1971г; Шишкин и др., 2012).

Отложения **среднего – верхнего ордовика** представлены *тальбейтывисской свитой* (O_2tb) (рис. 1.6), сложенной известковистыми песчаниками и глинисто-кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами (Шишкин и др., 2012).

Образования **верхнего отдела ордовикской системы** характеризует *сопчинская свита* (O_3sp) (рис. 1.6) мощностью 450–600 м, в составе которой отмечаются кремнистые и детритовые известняки и глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, силициты (Беляев, 1991г; Шишкин и др., 2012).

Отложения **верхнего силура – нижнего девона** представлены *нярминской толщей* (S_2-D_2nt) (рис. 1.6), выполненной мраморизованными известняками и в подчиненном количестве доломитами мощностью около 1300 м (Шишкин и др., 2012).

Образования **нижнего – среднего отделов девонской системы** характеризуют *падейская свита* ($D_{1D}pd$) и *нерусовейская толща* (D_{1-2nr}) (рис. 1.6). *Падейская свита* сложена кварцевыми песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми сланцами, фтанитами, силицитами, кремнисто-глинистыми известняками мощностью ~1000 м. *Нерусовейская толща* имеет мощность около 500 м, выполнена рифогенными и обломочно-детритовыми известняками.

Отложения **среднего – верхнего девона** представлены *путьюской и громашорской свитами* объединенными ($D_{2-3pt+gr}$). *Путьюская свита* сложена пиритизированными глинисто-карбонатными алевролитами, карбонатно-кремнисто-глинистыми и слабоуглеродистыми кремнисто-глинистыми сланцами, туфогенными сланцами, фтанитами, кремнистыми, детритовыми и тентакулитовыми известняками. *Громашорская свита* характеризуется фтанитами, глинисто-кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, кремнистыми и глинисто-кремнистыми известняками, силицитами. Общая мощность объединенного литокомплекса составляет от 150 до 360 м (Шишкин и др., 2012).

Отложения **среднего девона – нижней перми** представлены *путьюской, громашорской и силоваяхинской свитами* нерасчлененными (D_2-C_1pt-sl) (рис. 1.6), выполненными глинисто-карбонатными алевролитами, карбонатно-кремнисто-глинистыми и слабоуглеродистыми кремнисто-глинистыми сланцами, фтанитами, кремнистыми, детритовыми, тентакулитовыми и обломочно-брахиоподовыми известняками общей мощностью около 500 м (Шишкин и др., 2012).

Образования **верхнего девона – нижнего карбона** характеризует *силоваяхинская свита* (D_3-C_1sl) (рис. 1.6) мощностью 190–220 м, сложенная фтанитами, черными сланцами, силицитами, кремнистыми, углеродисто-кремнистыми и обломочными известняками (Микляев и др., 1998г; Шишкин и др., 2012).

Нижний отдел каменноугольной системы и нижний отдел пермской системы представлены *карской и карасиловской свитами* (C_1-P_1kr+ks) объединенными (рис. 1.6). *Карская свита* сложена кремнистыми, детритовыми и обломочными известняками,

доломитами, кремнями, фтанидами, черными кремнистыми сланцами, мраморами. *Карасиловская свита* представлена углеродисто-глинисто-кремнистыми, кремнисто-глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами, фтанидами, силицитами, доломитами, углеродисто-глинисто-кремнистыми, углеродисто-кремнистыми и органогенно-обломочными известняками. Мощность объединенных литокомплексов не превышает 350–380 м (Микляев, Беляев, 1994; Беляев, 1991г; Шишкин и др., 2012).

Нижний отдел пермской системы представляют *пэтаркинская свита* и *нгебетаяхинская толща* нерасчлененные (P_{1pt-ng}), *лиурьягинская* (P_{1lr}) и *табьюская* (P_{1tb}) *свиты* (рис. 1.6). В составе *пэтаркинской свиты* отмечены слабоизвестковистые, слабоуглеродистые и алевритистые аргиллиты. *Нгебетаяхинская толща* представлена известковистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, алевритистыми и слабоизвестковистыми аргиллитами, Общая мощность нерасчлененного литокомплекса 1000–1600 м. *Лиурьягинская свита* (P_{1lr}) имеет мощность 1300–1450 м и представлена песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов, углистых аргиллитов и гравелитов с мергелистыми и песчано-кальцитовыми конкрециями. *Табьюская свита* (P_{1tb}) имеет мощность 1300–1450 м, сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами, прослоями углей (Шишкин и др., 2012).

Нижний и средний отделы пермской системы характеризует ерьягинская свита (P_{1-2er}) (рис. 1.6) мощностью более 470 м, представленная песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями углей (Шишкин и др., 2012).

Считается, что **мезозойские отложения**, наиболее молодые среди пород мишени в области Карской астроблемы, на сегодняшний день полностью эродированы (Мащак, 1990а). Известно, что в момент образования кратера мощность этих отложений не превышала 100-150 м (Мащак и др., 1983; Мащак, 1990а). О составе мезозойских отложений можно судить по сохранившимся в импактитах и брекчиях фрагментам песчаников, алевролитов, глин, известняков, опок и сидеритов мела (Мащак, 1990а). Следует отметить, что сегодня существуют предположения о возможности нахождения чехла мезозойских пород на территории Югорского полуострова (Романов и др., 2018).

Интрузивные образования в районе Карского кратера включают *Хенгурский комплекс габбродолеритовый* ($v\beta D3h$) (рис. 1.6), представленный габбродолеритами, пикродолдеритами и долеритами (Шишкин и др., 2012). Они располагаются в породах ордовика, силура и нижнего девона в осевой части Пай-Хойского антиклинория, и имеют выходы в области центрального поднятия Карской астроблемы (Мащак, 1990а).

1.2.3. Геологическое строение Карского кратера

Как упоминалось выше, Карский кратер располагается в Карской впадине, имеющей вытянутую форму, открытую с северо-востока к Байдарацкой губе, размером 65×180 км. Карская астроблема имеет в диаметре около 65 км, выделяется по характеру магнитного и гравитационного полей. Она отличается вытянутыми положительными аномалиями северо-западного простирания, параллельными простиранию структур Пай-Хойского антиклинория, и отрицательным гравитационным полем округлой формы с градиентной зоной вдоль бортов. В кратере наблюдается концентрически-зональное чередование отрицательных и положительных аномалий магнитного поля (Мащак, 1990б).

Геологическое строение Карской импактной структуры представлено на рисунке 1.8. В рельефе истинного дна астроблемы (на границе между породами мишени и импактитами, см. рис. 1.2) выделяются центральное поднятие и кольцевой желоб. Центральная горка в плане имеет размер 8×10 км и возвышается над дном кратера на расстояние 2 и более км. Крутизна склонов поднятия – от 15 до 20°. Центральное поднятие сложено породами нижнего палеозоя, которые прорываются телами габбродолеритов (Мащак, 1990б; Электронный справочник ..., 2022).

Кольцевой желоб окружает центральное поднятие, имеет осевой диаметр ~22–26 км. Внешние склоны желоба, как правило, в 2–3 раза положе внутренних, имеют наклон около 5–10°. Глубина желоба по отношению к современному рельефу в юго-западной части астроблемы составляет ~0.6–0.8 км, а в северо-восточной – более 2 км, что, вероятно, обусловлено разной степенью денудации кратера (Мащак, 1990б; Электронный справочник ..., 2022).

Дно Карской астроблемы представляет собой плоскую, местами всхолмленную эрозионно-аккумулятивную равнину, понижающуюся в северо-восточном направлении. Во впадине располагаются пологосклонные возвышенности с абсолютными отметками 50–70 м. Дно депрессии ограничено абразионно-денудационными склонами и уступами, вверх переходящими в аккумулятивную или в денудационную равнину. Северо-западные и юго-восточные борта кратера сравнительно пологие, юго-западные – крутые. Основание бортов на северо-западе и юго-востоке находится на уровне 100 м, на юго-западе – около 130 м над уровнем моря (Мащак, 1990б).

Рельеф дна кратера неровный, с обрывами и возвышенностями, грядами с перепадами высот в сотни метров и радиальным простиранием по отношению к центру структуры. Гряды тяготеют к склону кольцевого желоба и разделяют радиальные желоба выпахивания. Последние имеют ширину до 5–8 км и протяженность до 10 км и развиты в

южной и юго-западной частях кратера. В юго-западной части астроблемы наблюдается расширение воронки кратера за счет отрыва от свободной поверхности чешуй (клиппенов) и их радиального перемещения. Борты кратеров здесь в плане имеют сильно изрезанный вид (Мащак, 1990б). Среди макроэлементов южного борта Карского кратера особо выделяются клиппеновые брекчии размером от десятков до сотен метров (Шишкин и др., 2012).

В строении Карской астроблемы можно выделить 4 структурно-литологических комплекса: цокольный, коптогенный, заполняющий и перекрывающий (Мащак, 1990б; Электронный справочник ..., 2022).

Цокольный комплекс представлен сложнодислоцированными палеозойскими отложениями от ордовика до перми включительно, мощностью ~5 км, вмещающими импактный кратер. Перекрывающие их меловые отложения мощностью до 250 м полностью эродированы и сегодня не сохранились. Цокольный комплекс включает ордовикско-пермские карбонатные, глинистые, слюдисто-кремнистые и другие породы, терригенные песчано-глинистые отложения с линзами и прослоями известняков и углей перми и позднедевонские долериты и габбродолериты (рис. 1.7). Все эти породы встречаются в качестве обломочных компонентов в брекчиях и импактитах, причем более половины из них приходится на песчаники, алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы, около четверти – на угли, глинисто-кремнистые сланцы и карбонатные породы, и не более 1 % – на фрагменты магматических пород, опок и сидеритов.

Породы цокольного комплекса раздроблены и пластически деформированы до аутигенной брекчии. Глубинный характер пород цоколя астроблемы изучен по материалам бурения. В зоне контакта пород цоколя с аллогенными брекчиями и импактитами породы преобразованы в «горную муку». Мощность таких участков достигает 60 м. В радиальном направлении от центра кратера по латерали и по вертикали степень дробления и деформаций пород мишени ослабевает (Мащак, 1990б). В то же время отмечается неравномерность убывания интенсивности ударного метаморфизма с глубиной. При общем затухании ударных эффектов с глубиной присутствуют отдельные интервалы, где интенсивность ударного метаморфизма резко увеличивается (Мащак, 1990б; Селивановская и др., 1990).

Породы цоколя на бортах кратера деформированы, имеют многочисленные разрывные нарушения, которые окаймляют юго-западный и южный сектора астроблемы прерывистым полукольцом. Там, где породы литологически хорошо отличаются, отмечается разная стратиграфическая последовательность – более древние отложения надвинуты на более молодые, и наоборот. Для надвигов характерен дугообразный

характер в плане, направленный выпуклой частью в противоположную центру астроблемы сторону.

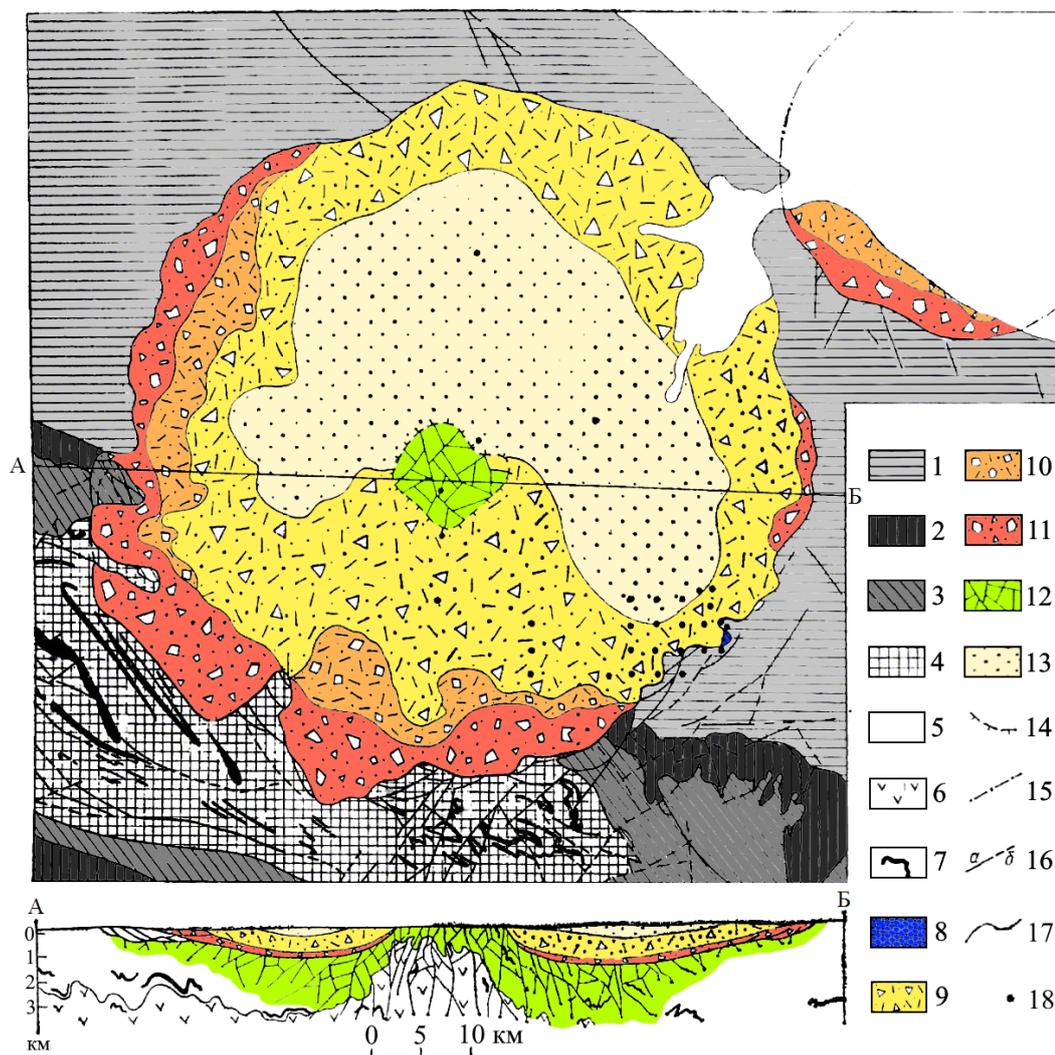


Рис. 1.7. Схема геологического строения Карской астроблемы по (Масайтис и др., 1980) с дополнениями по (Мащак, 1990а; Шишкин, 2012; Электронный справочник ..., 2022).

1-6 – *цокольный комплекс* (1 – аргиллиты, алевролиты, песчаники нижней перми; 2 – каменноугольные углисто-глинистые и углисто-кремнистые сланцы с прослоями известняков и линзами кремней; 3 – глинисто-кремнистые сланцы, кремни, известняки и кварцитовидные песчаники девона; 4 – глинисто-кремнистые, графито-кремнистые и известковистые сланцы, известняки силура и ордовика; 5 – нерасчлененные отложения палеозоя; 6 – кремнистые сланцы, кварцевые порфиры, песчаники верхнего протерозоя (5, 6 – только на разрезе); 7 – палеозойские долериты и габбро-долериты; 8-10 – *коптогенный комплекс* (8 – расплавные импактиты (тагамиты); 9 – лаппилиево-агломератовые зювиты; 10 – глыбово-агломератовые зювиты); 11 – глыбовые брекчии, мегабрекчии и клипшеновые брекчии; 12 – аутигенные брекчии (катаклазированные палеозойские породы цокольного комплекса); 13 – *заполняющий комплекс* (глины опоковидные, песчаные, алевролиты, переотложенные коптокластиты); 14 – границы центрального поднятия; 15 – предполагаемые границы Усть-Карской астроблемы; 16 – разрывные нарушения (а – разломы, б – надвиги); 17 – геологические границы; 18 – скважины.

Коптогенный комплекс объединяет отложения, образованные при дроблении, плавлении, перемешивании и переотложении пород цоколя астроблемы (рис. 1.7). Породы коптогенного комплекса выполняют впадину истинного кратера (Мащак, 1990б).

В строении коптогенного комплекса выделено два «горизонта» с четкой границей раздела (Мащак, 1990б; Селивановская и др., 1990). Нижний горизонт сложен (снизу вверх) клиппеновыми брекчиями, мегабрекчиями, глыбово-агломератовыми зювитами, глыбовыми брекчиями и глыбовыми зювитами. Он имеет мощность 0.7–0.9 км. В верхней части нижнего горизонта и частично в нижней части верхнего горизонта локально развиты линзовидные, пластообразные и неправильные тела расплавных импактитов (тагамитов).

Верхний горизонт представлен лапиллиево-агломератовыми зювитами и псаммито-алевритовыми брекчиями (коптокластитами) мощностью 0.8–1.2 км. Этот горизонт характеризуется выраженным упорядоченным распределением обломков как по ориентации расположения удлинённых и уплощённых кластов, так и по сортировке их по размерам. В современном срезе кровля верхнего горизонта располагается на уровне бортов астроблемы и эрозионной «плоской» поверхности центрального поднятия. Основной объём верхнего горизонта представлен лапиллиево-агломератовыми зювитами. В верхней части этого горизонта развиты псаммито-алевритовые брекчии (коптокластиты). Лапиллиево-агломератовые зювиты формируют покровные отложения, перекрывающие другие разновидности зювитов, аллогенные брекчии и породы цокольного основания кратера. В вертикальном разрезе этих зювитов сверху вниз отмечается увеличение размера и содержания обломочного материала и импактных стекол. Коптокластиты на сегодняшний день сохранились лишь в северной половине импактного кратера, где залегают, преимущественно, на лапиллиево-агломератовых зювитах. Наибольшие мощности лапиллиево-агломератовых зювитов и псаммито-алевритовых брекчий отмечаются в северо-восточной части астроблемы, где мощность первых превышает 1 км, а мощность коптокластитов составляет 0.2–0.3 км. В юго-западной части кратера мощность этих отложений не превышает 0.4–0.5 км.

Генезис нижнего и верхнего горизонтов, как предполагается, связан с различиями динамики переноса и осаднения кластогенного материала при формировании кратера. Считается, что нижний горизонт был образован при радиальном перемещении грязекаменных потоков, а верхний – при постепенном осаднении обломочного материала из водной среды, которая первое время находилась в турбулентном движении.

Клиппеновые брекчии представляют собой сложное сочетание надвиговых пластин разного размера (сотни метров - первые километры), выполненных породами различного

возраста и состава, промежутки между которыми выполнены аналогичным раздробленным материалом, а также иногда мегабрекчиями и глибовыми брекчиями, и, редко, зювитами. Такие брекчии наиболее распространены в юго-западном и южном секторах кратера, на внешних склонах кольцевого желоба. С внешней стороны они переходят в сложную систему надвигов. Клиппены часто деформированы, развернуты и опрокинуты. В плане область распространения клиппеновых брекчий имеет форму полумесяца. Ширина полосы выходов брекчий достигает 8–10 км. Предполагаемая мощность клиппеновых брекчий достигает первых сотен метров.

Мегабрекчии залегают на клиппеновых брекчиях, а за пределами их выходов заполняют все пониженные участки истинного дна. Они перекрывают юго-западные склоны центрального поднятия, а также западные, южные и частично восточные склоны борта кратера. Мощность мегабрекчий в кольцевом желобе колеблется от 0.2–0.4 км (в северо-восточной части кратера) до 0.5–0.7 км, возможно и более (в юго-западной части).

Глыбово-агломератовые зювиты представляют собой породы с относительно низким содержанием матрикса и высоким количеством фрагментов пород. Для них характерна низкая степень перемешивания и сортировки обломков. Такие зювиты образуют неправильные по форме тела размером до 10–20 м в мегабрекчиях, как бы цементируя их.

Глыбовые брекчии и глыбовые зювиты перекрывают мегабрекчии или их цементируют. Они распространены в западной и южной частях кратера, где образуют обособленные линзы и неправильной формы тела мощностью до 40–60 м. Тагамиты развиты локально в юго-восточной, южной и северо-восточной частях кратера, на границе нижнего и верхнего горизонтов. Они формируют пластообразные, линзовидные и неправильной формы тела мощностью до 10–15 м.

Заполняющий комплекс представлен *саяхинской толщей* «неясного позднемелового (маастрихт) или раннепалеогенового возраста», мощностью около 80–400 м, развитой в пределах Карского кратера и перекрывают коптогенные породы (рис. 1.6; 1.7) (Шишкин и др., 2012). Саяхинская толща сложена опоковидными, песчаными и алевроитовыми глинами с глауконитом, алевролитами и переотложенными коптокластитами. «По данным бурения, песчаные глины с глауконитом и опоками» представляют собой «осадочные образования», формирование которых происходило «в водном бассейне, заполняющем импактный кратер» (Шишкин и др., 2012).

Перекрывающий комплекс включает толщу средне- и верхнечетвертичных, а также современных рыхлых отложений, почти повсеместно перекрывающую породы цокольного, коптогенного и заполняющего комплексов. В составе толщи установлены среднечетвертичные ледниково-морские суглинки с гравием, галькой и валунами,

верхнечетвертичные морские, озерно-аллювиальные и аллювиальные супеси, пески, галечники, а также современные аллювиальные пески, галечники и озерно-болотные отложения. Основная часть перекрывающего комплекса представлена среднечетвертичными отложениями. Максимальная вскрытая мощность пород перекрывающего комплекса в Карской астроблеме составляет около 170 м, но за ее пределами составляет не более первых десятков метров (Мащак, 1990б; Электронный справочник ..., 2022).

2. Методика исследования

Материал для исследований был отобран в период экспедиционных работ 2017, 2019 и 2021 гг. на территории Карской астроблемы и ее окружения и частично предоставлен научным руководителем д.г.-м.н. Т.Г. Шумиловой (материал 2015 г.).

Проведены комплексные исследования зювитов и пород мишени. Зювиты были отобраны в восточной (р. Большая Вануйта), юго-восточной (р. Анарога (Нганорахаяха), южной (р. Кара), юго-западной (р. Сопчаю) и западной (р. Саяха) областях импактной структуры (рис. 2.1). Опробование пород мишени – алевролитов, алевропесчаников, песчаников и известняков, производилось за пределами Карской импактной структуры – в долинах рек Халмерью, Саяха, Путью, Сибирчатаяха, Кара, М. Серью, Анарога и руч. Лавовый. Изучение зювитов и пород мишени Карской астроблемы проводилось в полевых и лабораторных условиях.



Рис. 2.1. Места отбора образцов зювитов и пород мишени в области Карского кратера на геологической карте Карской и Усть-Карской астроблем по (Электронный справочник ..., 2022).

Полевое изучение. Первоначально в полевых условиях были описаны мощность и протяженность коренных выходов зювитов, крутизна склонов, характер выветривания, облик пород на макроуровне, наличие контактов с другими породами (импактитами и породами мишени) и характер их взаимоотношений с зювитами. Для описания пород в качестве основы была принята классификация зювитов по гранулометрическому составу (Геологический словарь, 2010), включающая следующие разновидности: пепловые (<2 мм), лапиллиевые (2–50 мм) и агломератовые (>50 мм).

Лабораторные исследования. Дальнейшие исследования проводились в ЦКП «Геонаука» (Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) и в ЦКП «Физико-химические исследования горных пород и минералов» (Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск). Для изучения разновидностей зювитов в лабораторных условиях были изготовлены пришлифованные пластины, петрографические шлифы и протоочки.

Лабораторные исследования включали макроскопическое изучение пришлифованных пластин и штучных образцов, оптическую и электронную сканирующую микроскопию, локальный и площадной микрозондовый анализ, спектроскопию комбинационного рассеяния света, силикатные анализы на 14 компонентов и масс-спектрометрию с индуктивно связанной плазмой.

Макроскопическое изучение пришлифованных пластин и штучных образцов. При изучении штучных образцов и пришлифованных пластин анализировались основные характеристики зювитов на макроуровне. Были изучены структурно-текстурные особенности, цвет, характер излома, хрупкость и пористость, состав литокластов и другие особенности обломочных импактитов.

Оптическая микроскопия. Микроскопическое изучение зювитов проводилось в двусторонне-полированных шлифах методом оптической микроскопии. Шлифы исследовались под оптическим микроскопом Nikon ECLIPSE E400 POL в проходящем и отраженном свете. В породах анализировались основные составляющие обломочных импактитов по (Геологический словарь, 2010; Masaitis, 2019) – обломки пород мишени (литокласты), фрагменты импактного стекла (витрокласты) и тонкодисперсный вмещающий материал (матрикс). В данной работе под «витрокластами» понимаются раскристаллизованные и стекловатые продукты застывания импактного расплава (Stöffler, Grieve, 2007).

При исследовании под оптическим микроскопом анализировались размер, содержание и количественное соотношение литологических компонентов зювитов – литоидных и минеральных обломков, витрокластов и матрикса. Содержание в породах

обломочных компонентов (размером менее 0.5 см) и матрицы (менее 0.01 см) оценивалось методом линейного подсчета по площади двусторонне-полированных шлифов на интеграционном столике ИСА-2 с суммарной длиной линии подсчета для одного шлифа 6–7 см по методике, описанной в работе (Селивановская и др., 1990). С применением данной методики было проанализировано более 50 шлифов зювитов.

Детально исследовались характер очертаний и взаимоотношения кластогенной составляющей и матрикса, а также степень изменения литокластов, позволяющие судить о процессах, происходящих при образовании зювитов (Фельдман, 1990). Особое внимание уделялось петрографическому составу и количественному соотношению типов пород литоидной компоненты, которые являются источником важной генетической информации (Фельдман, 1990) и могут быть использованы при анализе протолита зювитов. Детально исследовался минералогический состав и структурно-текстурные особенности литокластов. Большое внимание уделялось морфологии и структурно-текстурным особенностям импактных стекол, их взаимоотношениям с вмещающей массой в связи с важностью этих признаков для выявления фациальной принадлежности пород (Фельдман, Глазовская, 2018). В зювитах фиксировались диаплектовые трансформации (трещины, планарные элементы) и другие признаки ударного метаморфизма, а также продукты постимпактного гидротермального воздействия.

Электронная микроскопия с микронзондовым анализом и энергодисперсионным картированием. Исследования зювитов проводились на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой OxfordInstruments X-Max (аналитики С.С. Шевчук и Е.М. Тропников) в аншлифах и двусторонне-полированных шлифах, подготовленных стандартным способом с углеродным напылением. Исследования производились в режиме обратно-отраженных (BSE) и вторичных электронов (SE). Микронзондовые анализы проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ.

С использованием электронного сканирующего микроскопа уточнялись и дополнялись данные, полученные при петрографическом изучении – структурно-текстурные особенности зювитов, специфика взаимоотношений обломочных компонентов и матрикса, морфология кластогенных компонентов, специфика включений во фрагментах импактных стекол и литоидных обломков, и другие особенности

Методом локального и площадного микронзондового анализа исследовался вещественный состав литокластов, импактных стекол и матрикса зювитов. Важность изучения петрохимических особенностей зювитов определяется необходимостью анализа поведения вещества при импактитогенезе – в условиях дробления, плавления и испарения

(Фельдман, 1990). Исследование вещественного состава литологических компонентов зювитов может быть использовано при анализе состава протопород и условий перемещения и застывания ударного расплава.

Для анализов подбирались относительно крупные (более 0.1–0.2 мм) фрагменты пород мишени и импактных стекол в зювитах. Площадные анализы витро- и литокластов производились по разным фрагментам, при этом в каждом проводилось по одному анализу по максимальной площади класта. Площади сканированных участков составляли от $\sim 100 \text{ мкм}^2$ до 4 мм^2 в зависимости от размера фрагментов. Интерпретация результатов микрозондовых анализов проводилась с помощью вариационных диаграмм петрохимических компонентов.

Анализ особенностей матрикса обломочных импактитов при анализе фациальных особенностей зювитов является наиболее информативным (Фельдман, 1990). Вместе с тем, исследование матрикса зювитов имеет определенные сложности, связанные с его тонкодисперсным характером, пористостью и сильной подверженностью различным наложенным процессам, что требует особого подхода к его изучению. Использование электронной микроскопии и микрозондового анализа позволяет детально изучить структурно-текстурные и вещественные особенности зювитовой матрицы, которые невозможно установить другими методами исследования. С помощью электронной микроскопии в режиме вторичных электронов анализировался характер литификации матрикса, его относительная плотность и пористость, характер спекания и специфика его взаимоотношений с другими составными компонентами зювитов. Локальными микрозондовыми анализами были подтверждены и уточнены данные о минеральном составе отдельных компонентов матрикса. Вещественный состав зювитовой матрицы в связи с ее существенно неоднородным характером анализировался с помощью площадных микрозондовых анализов. Площадные анализы проводились по нескольким однородным участкам матрикса, площади которых составляли от 2500 мкм^2 до 1 мм^2 в зависимости от представительности и однородности выбранной области. При исследовании петрохимической специфики матрикса также использовался метод поэлементного энергодисперсионного картирования, позволяющий детально проанализировать характер распределения основных химических элементов в матриксе.

Спектроскопия комбинационного рассеяния света. Изучение фазового состава импактных стекол зювитов проводилось в двусторонне-полированных шлифах методом спектроскопии комбинационного рассеяния света. Анализ спектров комбинационного рассеяния производился на рамановском спектрометре LabRam HR800 (Horiba Jobin Yvon) с применением Ar-лазера и длиной волны возбуждающего излучения 514,5 нм (аналитик

Исаенко С.И.). Регистрация спектров осуществлялась в условиях комнатной температуры в спектральном диапазоне 100 – 4000 см⁻¹. Для уточнения фазового состава использовались эталонные спектры из базы данных RRUFF (<http://rruff.info>)

Силикатный анализ на 14 компонентов. Анализ петрохимического состава зювитов является важной составляющей при диагностике обломочных импактитов, поскольку вещественный состав зювитов отражает усредненный состав их протопород и может быть использован при анализе генетических особенностей зювитов. Валовый элементный состав зювитов и исходных пород мишени Карской астроблемы был изучен методом мокрой химии на 14 компонентов по методике «Силикатные породы. Инструкция № 163-Х» (Институт ВИМС) (аналитик Кокшарова О.В.). Ввиду гетерогенного характера зювитов и присутствия в породах значительной доли несортированного кластогенного материала, для анализов использовались представительные образцы, без крупных фрагментов пород и продуктов застывания импактного расплава. Результаты петрохимических исследований интерпретировались с применением вариационных диаграмм петрохимических компонентов.

Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой. Изучение геохимической специфики зювитов важно для выяснения особенностей распределения микроэлементов в породах (Селивановская и др., 1990). Геохимические исследования зювитов выполнялись в ЦКП «Физико-химические исследования горных пород и минералов» (ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск). Содержание микроэлементов анализировалось масс-спектральным методом (ICP-MS) (аналитик А.С. Парамонов) на спектрометре XSeries-2 ICP-MS (Thermo Scientific, США). Анализы проводились на содержание в зювитах 24 элементов-примесей по методике, описанной в работе (Светов и др., 2015). Разложение образцов растертых пород производилось путем кислотного вскрытия в открытой системе (исполнители М.В. Эхова и В.Л. Утицина). Для анализа использовались навески образцов массой 0.1 г. Интерпретация полученных результатов проводилась при использовании мультиэлементных спайдер-диаграмм.

Сравнительный анализ зювитов и исходных пород. Для выявления генетической взаимосвязи зювитов и пород мишени был проведен сравнительный анализ их вещественного состава. Сравнительный анализ зювитов и их протолита проводился с использованием вариационных диаграмм петрогенных компонентов по данным силикатных анализов (пород мишени и зювитов в целом) и площадных микрозондовых анализов (лито- и витрокласты зювитов).

Таким образом, в ходе выполнения диссертационного исследования использовались оригинальные подходы к изучению зювитов с использованием современных

высокоразрешающих методов, что позволило детально проанализировать состав и характер зювитов на микроуровне и получить новые разносторонние данные об обломочных импактитах. Результаты исследований на сегодняшний день представляют собой наиболее полную характеристику зювитов Карской астроблемы. Детальная комплексная характеристика матрикса зювитовых брекчий представлена впервые для подобных образований.

3. Характеристика типов зювитов Карской астроблемы

В главе рассматриваются геологические, петрографические, петро- и геохимические особенности трех типов зювитов Карской астроблемы, полученные с применением комплекса современных методов исследования.

3.1. Макроскопическая характеристика зювитов

Зювиты изучены в восточном, юго-восточном, южном, юго-западном и западном секторах Карской импактной структуры (рис. 2.1).

Зювиты I типа

Зювиты I типа изучены в восточном и юго-восточном секторах Карской астроблемы (рис. 2.1). Данная область в структурном отношении соответствует области развития нижнепермских известковистых полимиктовых песчаников и алевролитов, известковистых и слабоуглеродистых аргиллитов (рис. 2.1) (Шишкин и др., 2012).

В юго-восточном секторе астроблемы выходы зювитов I типа исследованы в долине р. Анарога (р. Нганорахаяха). На правом берегу реки, в 200–500 м выше устья руч. Лавовый, располагается обнажение, сложенное зювитами и расплавленными импактными породами, находящимися в тесных пространственных взаимоотношениях (рис. 3.1) (Shumilova et. al., 2019). Породы формируют сплошной субвертикальный скальный выход с углами склонов до 80–90°, видимой мощностью до 15–20 м и протяженностью около 100 метров (Максименко, 2019а). В верхних частях скального массива располагаются протяженные задернованные участки. Осыпь под обнажением, практически отсутствует, при этом в русле реки отмечаются крупные неокатанные обломки зювитов и расплавленных импактитов.

Расплавленные импактиты располагаются в юго-западной части обнажения (рис. 3.1), где образуют массивное тело с ярко выраженной столбчатой отдельностью, при этом породы разбиты грубыми трещинами на крупные блоки. Эти блоки на выветрелой поверхности характеризуются коричневато-рыжевато-серым цветом, имеют гладкую поверхность и весьма острые сколы, имеют флюидальную и полосчатую структуру с практически однородными участками. В расплавленных импактитах иногда отмечаются маломощные линзовидные тела зювитов, изредка наблюдаются обломки пород мишени (главным образом песчаников и алевролитов).

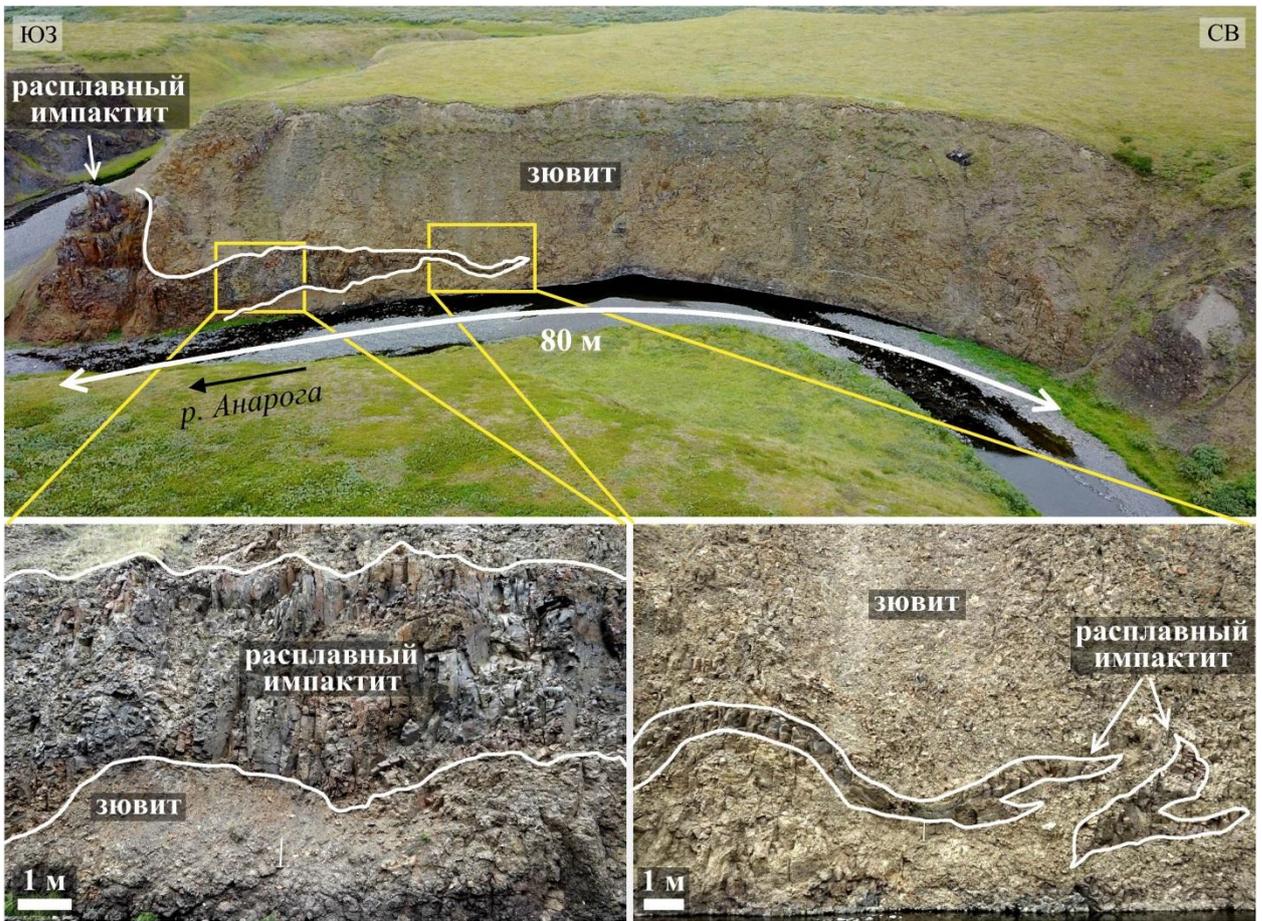


Рис. 3.1. Тесные взаимоотношения зювитов I типа и расплавных импактных пород в обнажении на правом берегу р. Анарога, в 200 м выше по течению от устья руч. Лавовый (фото Зубова А.А., Максименко Н.И.) по (Максименко, Шумилова, 2022).

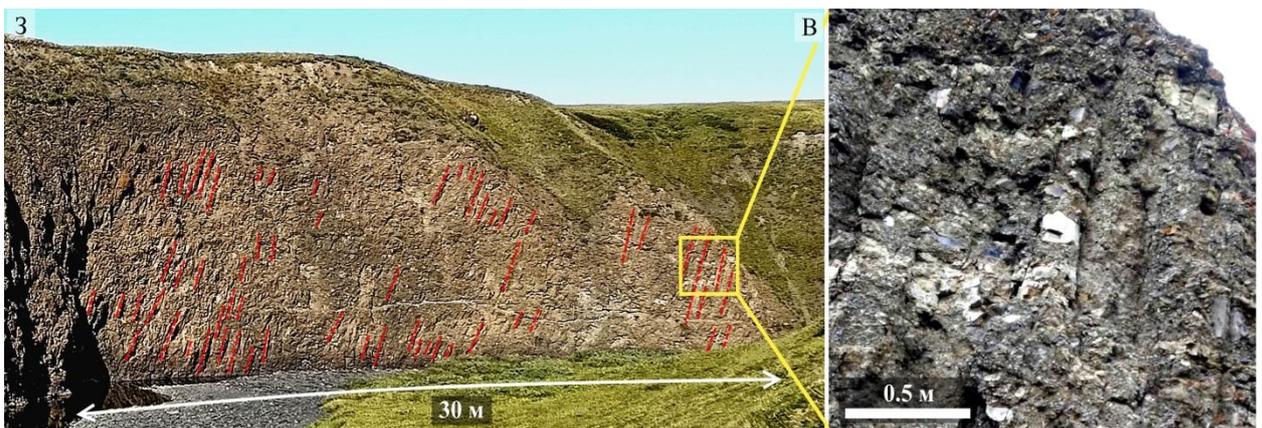


Рис. 3.2. Столбчатая отдельность зювитов I типа (выделена штрихом) в северо-восточной части обнажения на правом берегу р. Анарога.

В северо-восточном направлении, выше по течению, расплавные импактные породы постепенно сменяются зювитами I типа (рис. 3.1). Массив расплавных импактитов постепенно переходит в крупное субпластовое тело (около 2–3 м в поперечнике), которое разбивается на несколько выклинивающихся линзообразных рукавов и вдаётся

рукавообразным клином в зювитовый массив. Мощность зювитов увеличивается по мере движения на северо-восток, таким образом, что массив полностью переходит в зювиты. Обращает на себя внимание, что зювиты в северо-восточной части обнажения имеют неясно выраженную столбчатую отдельность (рис. 3.2). Общая протяженность скальных выходов зювитов и расплавных импактитов на правом берегу р. Анарога составляет около 80–100 м.

На макроуровне зювиты I типа, изученные на р. Анарога, представляют собой массивные, весьма плотные породы с острыми сколами, раковистым изломом и весьма низкой пористостью, которая по данным, полученным с помощью рентгеновской микротомографии с разрешением 25 мкм, составляет менее 1 % от объема пород или отсутствует (Zubov et. al., 2021). Породы характеризуются брекчиевой текстурой и неоднородной окраской от светло-серого до зеленовато-сероватого и коричневатобуровато-серого цвета (рис. 3.3). Зювиты имеют тесную генетическую связь с расплавными импактитами, что выражается их пространственным взаимоотношением с постепенными переходами, сходством внешнего облика и формы выветривания. Отличительной чертой зювитов I типа, развитых в долине р. Анарога, является значительное количество фрагментов застывшего импактного расплава.



Рис. 3.3. Фото пришлифованной пластины зювита на р. Анарога.

Какой-либо сортировки обломочного материала по величине, форме и составу в породах не отмечается. По размеру кластогенной составляющей зювиты I типа являются лапиллиевыми – размер кластов в них колеблется от первых мм до 10–20 см и в среднем

составляет около 2–3 см (Геологический словарь, 2010). Изредка в зювитах встречаются глыбы пород мишени и «бомбы» застывшего импактного расплава размером до 0.5–1.5 м.

Зювиты с поверхности повсеместно имеют рыжеватые продукты гидроокислов железа, иногда в породах отмечаются мелкие (до 3 мм) скопления и одиночные кристаллы пирита. В редких случаях отмечаются полости, стенки которых выполнены прозрачными до белого цвета кристаллами и сахаровидными агрегатами, предположительно, цеолитов.

В зювитах присутствуют фрагменты пород мишени, представленные алевролитами и алевропесчаниками, песчаниками, аргиллитами и сланцами, что хорошо согласуется с составом пород, развитых в области распространения этого типа зювита (рис. 1.6; 2.1) (Шишкин и др., 2012). Алевролиты и песчаники, как правило, светло-серого цвета, сланцы и аргиллиты более темные. Форма обломков обычно слабо округлая и угловатая, изометричная, реже удлиненная. Иногда на контакте с матриксом в литокластах отмечаются зоны изменения, угадывающиеся по разной окраске центральных и краевых участков таких фрагментов.

В зювитах в большом количестве присутствуют продукты застывания импактного расплава. Такие фрагменты имеют различную окраску – от молочно-белого, светло-желтовато-зеленовато-серого цвета до коричневатого-серого и грязно-зеленовато-серого цвета с бурым оттенком. Витрокласты, как правило, удлиненные, имеют неправильную форму и причудливые волнистые, извилистые, рваные очертания, иногда наблюдаются в виде лент, бомб и лепешек. При этом иногда отмечается, что удлиненные расплавные фрагменты в зювите ориентированы в одном направлении. Текстуры витрокластов, как правило, флюидальные, иногда пористые, пятнистые, узловатые, реже массивные. В расплавных фрагментах присутствуют мелкие (до 2–3 мм, в редких случаях до 6 см) интенсивно измененные преимущественно изометричные обломки пород мишени, иногда имеющие маломощные каймы изменения. Границы витрокластов, как правило, отчетливые, но иногда плохо угадываются из-за сходства цветовой окраски импактных стекол и матрикса зювита, что может указывать на близость состава расплавных фрагментов и матрицы.

В восточном секторе Карской астроблемы зювиты I типа исследованы в долине реки Большая Вануйта, где они образуют массивные протяженные коренные выходы по правому и левому берегам реки (рис. 3.4) (Максименко и др., 2022; 2023). Обнажения имеют крутые (до субвертикальных) склоны, в верхней части, как правило, задернованы и перекрыты осыпью дезинтегрированного зювитового материала. В нижней части коренные выходы образуют отчетливо выдающиеся подушкообразные выступы, которые продолжаются в донной части русла. Стенки обнажений разбиты промоинами и грубыми

разнонаправленными трещинами на крупные блоки. Мощность выходов достигает 6 м, протяженность – до 160 м. Зювиты в коренных выходах характеризуются черепитчатой отдельностью, хорошо проявленной в нижних частях обнажений, с выветрелой поверхности представляют собой хрупкие, светло-серые, в свежем сколе – сильно обводненные, темно-серые породы, часто с бурыми пятнами продуктов гидроокислов железа (рис. 3.4).

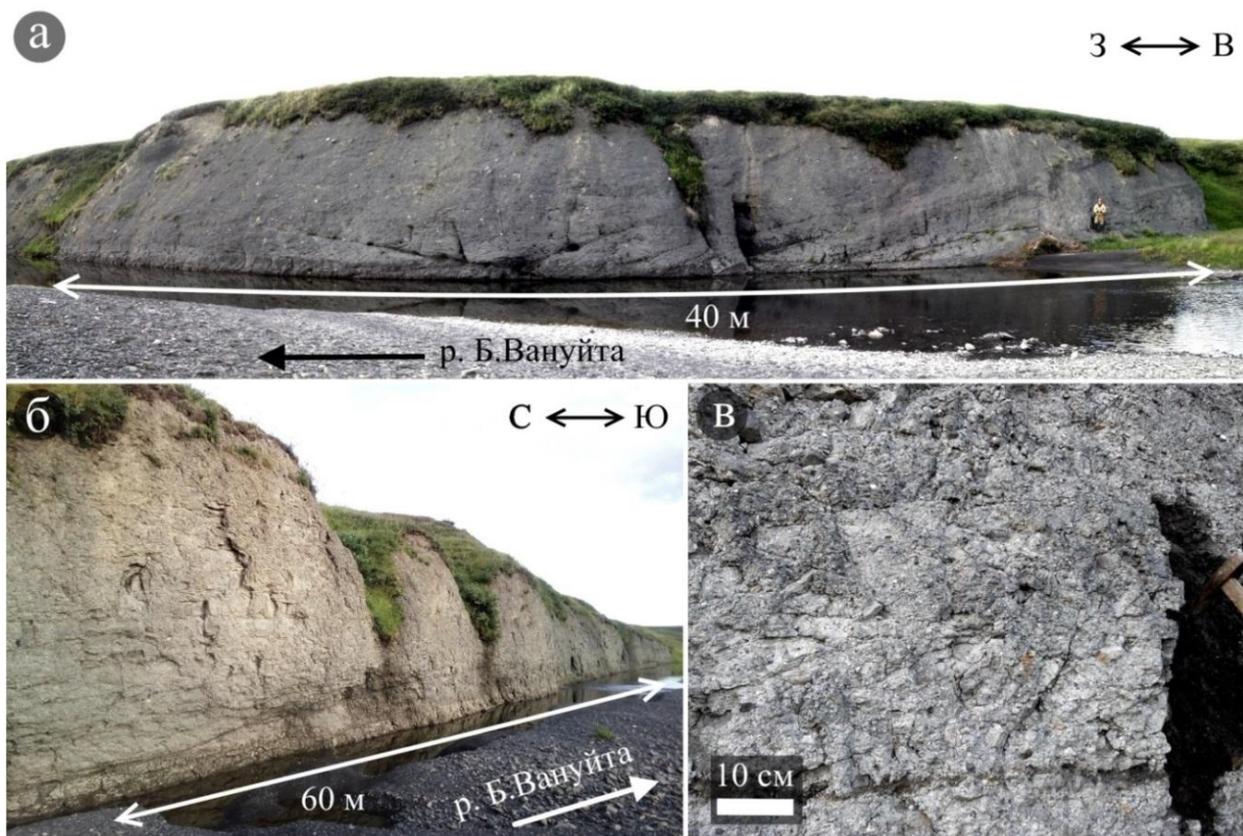


Рис. 3.4. Коренные выходы зювитов I типа на р. Большая Вануйта: а – обнажение зювитов на правом берегу реки, б – обнажение зювитов на левом берегу реки (фото В.В. Уляшева), в – зювиты в естественном выходе: выветрелые светло-серые с поверхности и обводненные темно-серые в свежей зачистке (т.н. 76) (Максименко и др., 2023).

Зювиты I типа в бассейне р. Б. Вануйта по составу литокластов аналогичны зювитам, исследованным в долине р. Анарога. В то же время, зювиты на р. Б. Вануйта характеризуются относительно некрупными размерами (менее 1 см) ксенолитов, изометричной формой и светло-серым цветом витрокластов.

Зювиты II типа

Зювиты II типа исследованы в южном и западном секторах Карской импактной структуры. *В южном секторе Карской астроблемы* зювиты II типа исследованы в

бассейне р. Кара. Эта область в структурном плане соответствует области распространения девонских, нижнекаменноугольных и нижнепермских кремнисто-глинистых, глинисто-кремнистых и черных сланцев; песчаников; силицитов; фтанитов и известковистых аргиллитов (рис. 1.6; 2.1) (Шишкин и др., 2012).

Зювиты II типа располагаются в правом борту р. Кара, в 100 м ниже устья руч. Тогорей-Яха, где образуют практически вертикальный скальный выход с углами склонов до 90°, мощностью до 20–30 м и протяженностью более 1 км (рис. 3.5) (Максименко, 2019а; Shumilova et. al., 2019). Обнажение изрезано глубокими промоинами, которые протягиваются из верхней части обнажения и формируют крупные зубообразные столбы с острыми вершинами и массивными основаниями (рис. 3.5в). В верхней части обнажения под задернованным слоем прослеживается маломощный слой четвертичных отложений желтовато-светло-серого цвета. Нижние части выхода, как правило, перекрыты осыпью, высота которой колеблется от 3 до 12 м.

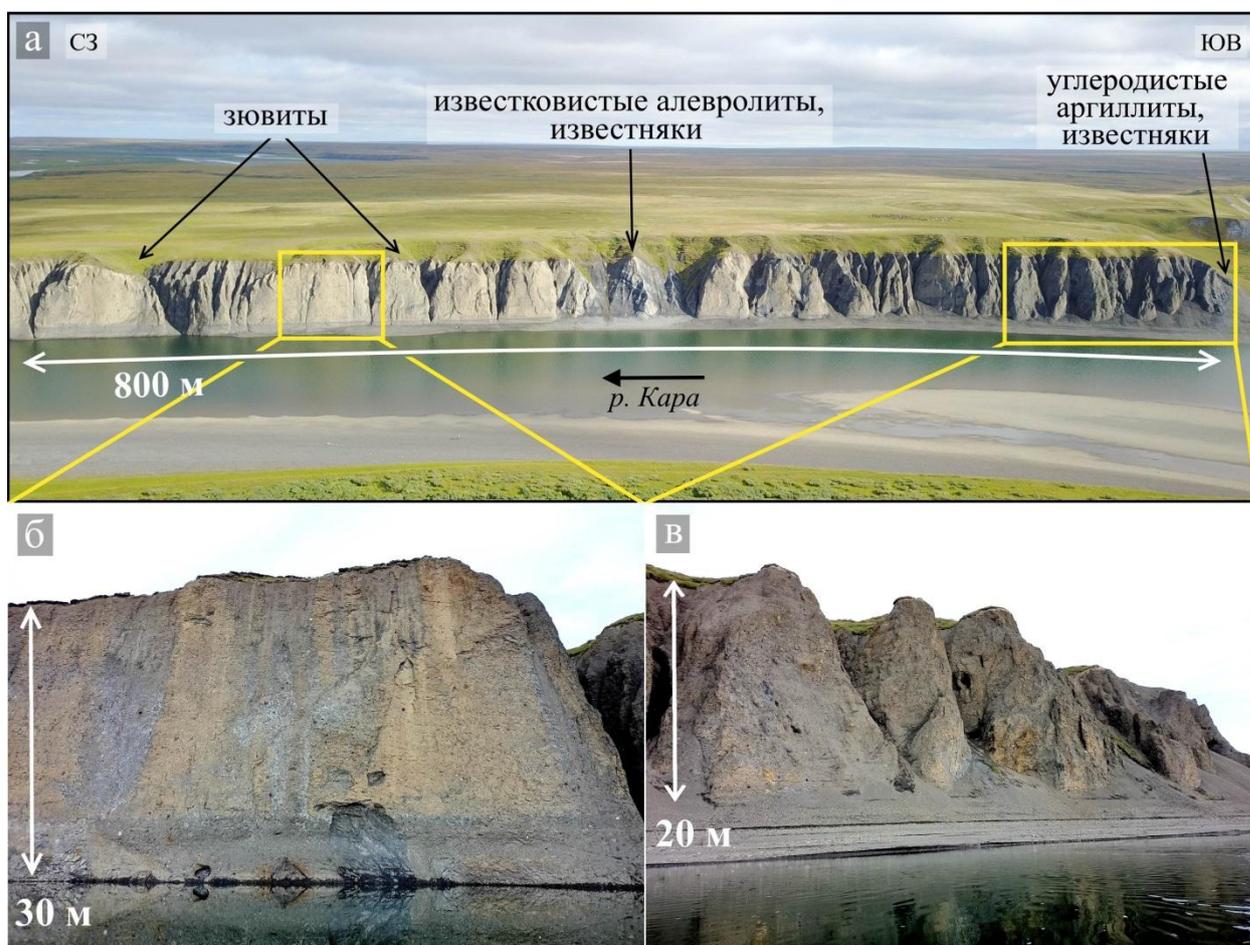


Рис. 3.5. Коренной скальный выход зювитов II типа на правом берегу р. Кара (а) (фото А.А. Зубова) (Максименко, Шумилова, 2022). б – массивные зювиты в северо-западной части выхода, в – зювиты с зубообразными формами выветривания в юго-восточной части выхода.

В юго-восточной, прикраевой части выхода находится крупный (~10 м) блок осадочных пород мишени, представленных в различной степени дислоцированными углеродистыми аргиллитами и известняками темно-серого цвета (рис. 3.5). В центральной части обнажения, в ~340 м ниже устья руч. Тогорей-Яха, находятся крупные (~40 м) фрагменты пород мишени – фрагмент серых известковистых алевролитов и фрагмент известняков. В алевролитах развиты системы многочисленных параллельно ориентированных конусов разрушения. Конусы разрушения характеризуются коническими отколами с неровными краями и специфической штриховкой на поверхности – тончайшими ветвящимися бороздками, расходящимися из вершин. На выветрелой поверхности конусы желтовато-серые, в свежем сколе – серые. Их высота достигает 25–30 см при размере в поперечнике широкой части в 10–15 см.

На контакте фрагментов алевролитов и известняков присутствуют кальцитовые жилы мощностью до 2 см. Блок известняков характеризуется падением 70–80° на юго-восток (условно) и отчетливо выделяется светло-серой окраской, интенсивной трещиноватостью и глыбовой отдельностью. Известняки, в отличие от вмещающих зювитов, менее плотные и более хрупкие, сильнее подвержены эрозии и интенсивнее разрушаются, таким образом выделяются в обнажении отрицательными формами в рельефе.

Ниже по течению, в северо-западной части обнажения, мощность и протяженность обособленных зубообразных выступов зювитов становится существенно больше, а осыпь – меньше (рис. 3.5б). Мощность выходов зювитов здесь может достигать 30 м, а видимая мощность осыпи не превышает метра. При этом выходы имеют практически вертикальные и очень ровные склоны. В нижней части выхода наблюдается отчетливый положительный в рельефе подушкообразный выступ (рис. 3.6), который продолжается в русле реки. Граница подушкообразного выступа нечеткая, снизу вверх по разрезу выступ постепенно выполаживается и обнажение приобретает крутые субвертикальные склоны. В некоторых случаях подушкообразный выступ трассируется грубыми трещинами.

В северо-западной оконечности обнажения, в нижней части установлены выходы расплавных импактитов, снизу вверх по разрезу постепенно переходящие в зювиты (рис. 3.7). Расплавные импактиты характеризуются глыбовой отдельностью и видимой мощностью около 2–3 м. В расплавных импактитах и в зювитах наблюдаются крупные (до ~3 м в поперечнике) фрагменты карбонатных и углеродистых пород мишени.

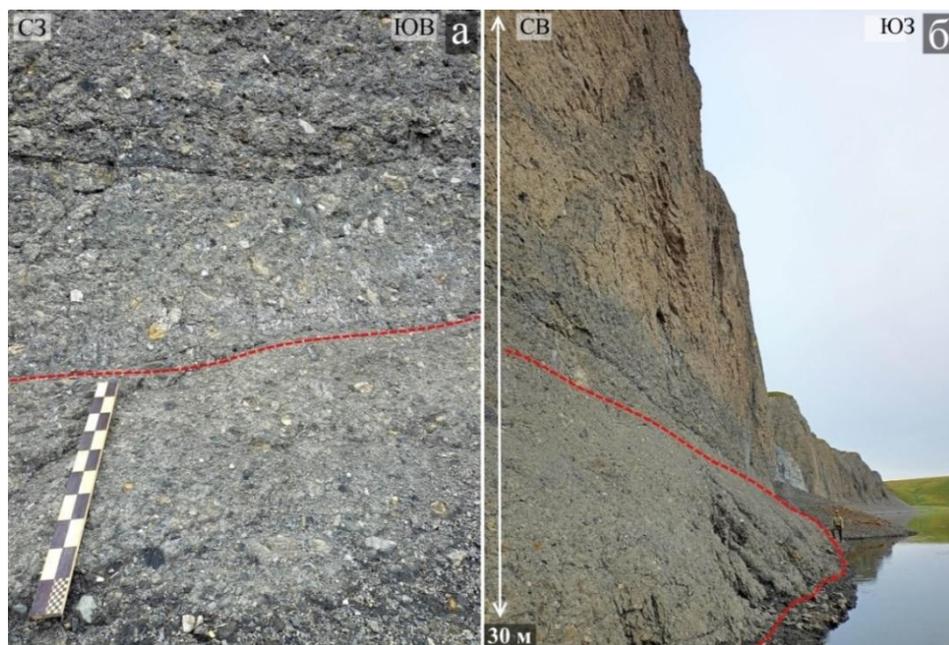


Рис. 3.6. Массивные зювиты II типа в северо-западной части обнажения на правом берегу р. Кара, в 600 м ниже устья руч. Тогорей-Яха: а – вид прямо, б – вид в профиль. Штрихом выделена зювитовая «подушка» в нижней части выхода. Размерность линейки 1 м.



Рис. 3.7. Контакт зювитов II типа и расплавных импактитов в северо-западной части обнажения на правом берегу р. Кара (фото Т.Г. Шумиловой). Крупные литокласты представлены углеродистыми породами мишени.

Зювиты II типа, изученные на р. Кара в обнажении характеризуются черепитчатой отдельностью (рис. 3.8а), на макроуровне представляют собой массивные пестрые породы с брекчиевой текстурой, содержащие многочисленные обломки импактных стекол и пород мишени (рис. 3.8; 3.9), на выветрелой поверхности имеют светло-серый и кремово-серый цвет, в свежем сколе серые и темно-серые. Это довольно плотные, но хрупкие и трещиноватые породы, характеризующиеся острыми сколами. Поры в зювитах видны невооруженным глазом, их содержание существенно выше, чем в зювитах I типа, и составляет около 7 % от объема пород (Zubov et. al., 2021). В соответствии со стандартной классификацией (Геологический ..., 2010) по крупности обломочной компоненты зювиты II типа, развитые в бассейне р. Кара, могут быть отнесены к лапиллиевым и агломератово-лапиллиевым. В среднем, размер кластогенных компонентов составляет около 2–3 см, иногда около 5–6 см, однако довольно часто в зювитах встречаются крупные глыбы пород мишени и крупные фрагменты застывшего импактного расплава размером до 30–50 см (рис. 3.8), единично – до 1–1.5 и более метров. Изредка на выветрелой поверхности пород отмечаются коричневато-бурые железненные участки. В единичных случаях в зювитах встречаются жеоды, выполненные пиритом.

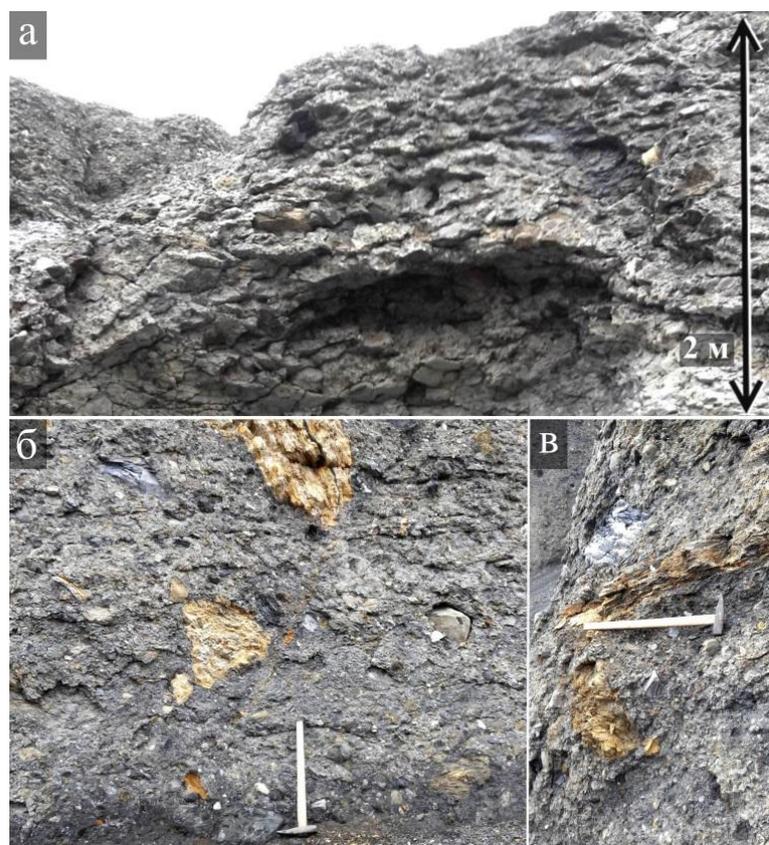


Рис. 3.8. Черепитчатая отдельность (а) и крупные фрагменты застывшего импактного расплава (б, в) зювитов II типа в юго-восточной части обнажения на р. Кара, в 200 м ниже устья руч. Тогорей-Яха.

Среди кластогенной литоидной компоненты зювитов II типа установлены фрагменты углеродистых и известковистых алевролитов, известняков, различных сланцев, в меньшей степени песчаников и других пород, что хорошо согласуется с преобладающим составом пород мишени в области распространения этих зювитов (рис. 1.6; 2.1) (Шишкин и др., 2012). Форма обломков удлиненная, реже изометричная, клиновидная, таблитчатая, угловатая, иногда встречаются фрагменты с округлыми очертаниями. Иногда литокласты характеризуются зональным строением и, в некоторых случаях, имеют до 3-х зон изменения. Крупные обломки песчаников, обнаруженные в северо-западной части обнажения, часто окаймлены продуктами застывания импактного расплава.

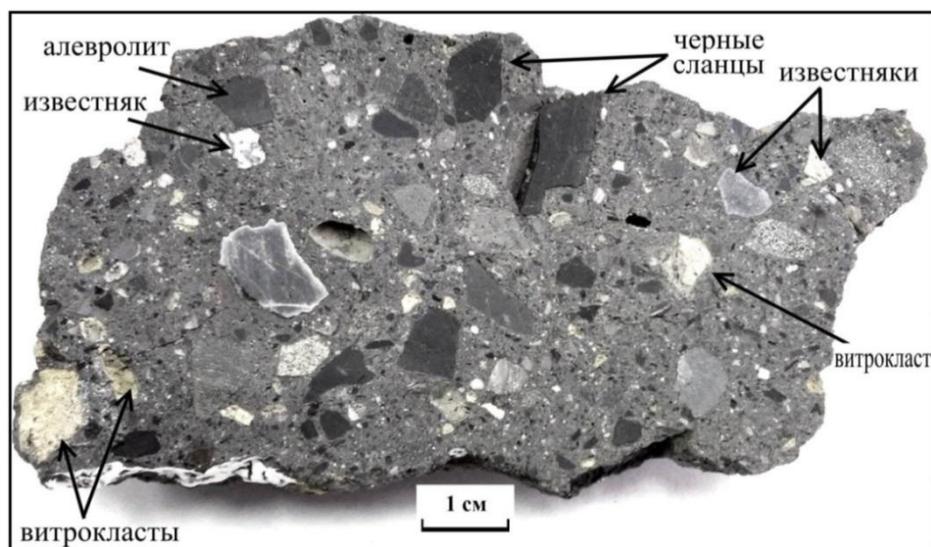


Рис. 3.9. Фото пришлифованной пластины зювита II типа (район р. Кара).

Фрагменты застывшего импактного расплава в зювитах II типа хорошо выделяются контрастным светло-серым, желтовато-серым и буровато-серым цветом (рис. 3.7). Они имеют флюидальную и полосчатую, иногда массивную и пористую текстуру, как правило, интенсивно выветрелые – до глины. Они характеризуются разнообразием размеров и форм. Обычно расплавные фрагменты имеют удлиненную, угловатую либо слабо округлую неправильную форму, довольно часто встречаются в виде линз, лепешек, изогнутых лент и других обособлений аэродинамической морфологии. Границы таких фрагментов с вмещающим зювитом практически всегда четкие неровные, извилистые и неправильно-волнистые. В них часто присутствуют поры, иногда расположенные по направлению флюидальности. За счет высокого содержания пор расплавные фрагменты приобретают рыхлый, землистый облик, а на сколах ясно различим занозистый излом. В крупных порах часто развиты вторичные минералы – кварц и цеолиты. Обращает на себя

внимание, что расплывные фрагменты в зювитах, в целом, характеризуются более крупными размерами, чем литокласты.

В западном секторе Карской астроблемы зювиты II типа изучены в долине р. Саяха. Эта область в структурном плане соответствует району распространения полимиктовых песчаников и алевролитов, известковистых и слабоуглеродистых аргиллитов нижней перми (рис. 1.6; 2.1) (Шишкин и др., 2012).

Коренной выход зювитов II типа располагается на левом берегу р. Саяха, имеет видимую мощность ~15 м и протяженность около 120 м (рис. 3.10). обнажение характеризуется крутыми субвертикальными склонами, выполаживающимися в верхней части (углы склона от ~80° до ~60°) (Максименко, 2020). Зювиты формируют тела пластообразной формы, характеризующиеся массивным обликом, крупноблочной отдельностью и округлыми положительными формами выветривания, резко выдающимися в нижней части обнажения. В центральной части обнажения наблюдается выход крупнообломочной брекчии, в западной части – дезинтегрированных известковистых алевролитов (рис. 3.10).

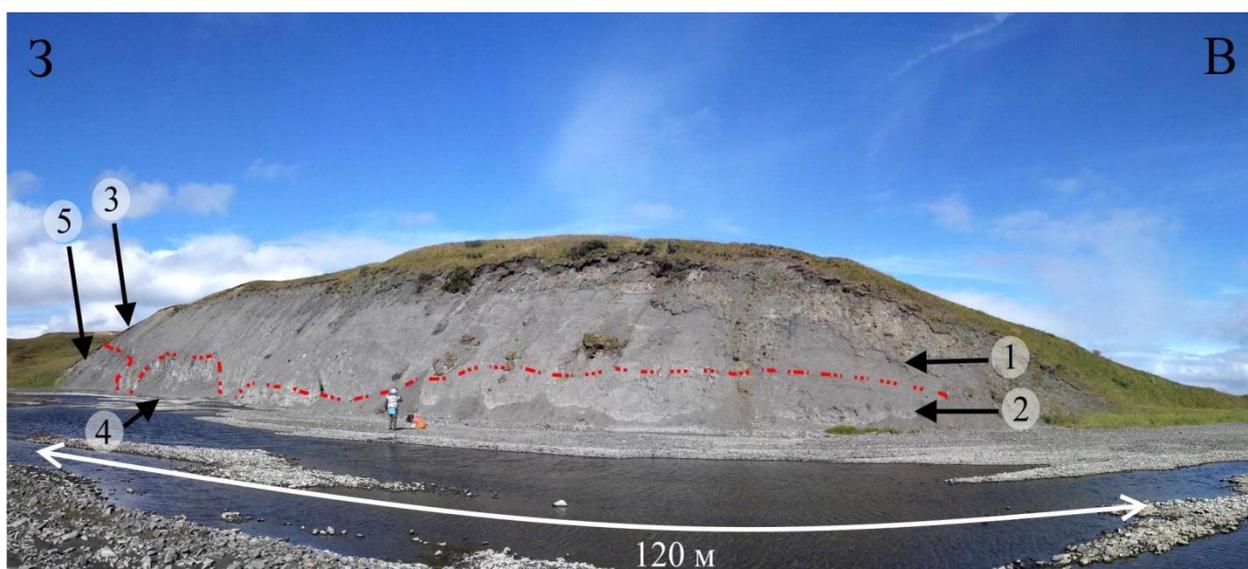


Рис. 3.10. Обнажение зювитов II типа на левом берегу р. Саяха: 1 – лапиллиевые зювиты обогащенные кластами; 2 – лапиллиевые зювиты обедненные кластами; 3 – агломератовые зювиты; 4 – брекчия; 5 – дезинтегрированные алевролиты мишени.

В обнажении зювитов наблюдается субгоризонтальная сортировка кластогенного материала, придающая породам на макроуровне псевдослоистую текстуру. В разных участках обнажения зювиты отличаются размером и количеством обломков. В восточной части обнажения зювиты представлены исключительно лапиллиевыми разностями (Геологический словарь, 2010) со средним размером кластов около 3 см, снизу вверх по

разрезу содержание обломков увеличивается от ~20 % до ~70 %. В центральной части выхода брекчии со средним размером обломков до 10 см сменяются выше по разрезу лапиллиевыми зювитами с содержанием обломочной компоненты до 60–70 %, аналогичными описанным в верхней восточной части обнажения. В западной части обнажения агломератовые зювиты (Геологический словарь, 2010) залегают на дезинтегрированных алевролитах мишени (рис. 3.10). Зювиты западной части отличаются низким содержанием матрикса и крупным размером обломков (до ~30 см).

На макроуровне зювиты II типа на р. Саяха представляют собой светло-серые пористые трещиноватые породы. Пестрый облик обусловлен присутствием светло-серых кластов стекол и пород в составе зювита. По цвету, структурно-текстурным особенностям и составу литокластов зювиты аналогичны обломочным импактитам, изученным в бассейне р. Кара. В то же время, зювиты II типа на р. Саяха содержат меньше расплавных фрагментов, отличающихся более светлым серым цветом и меньшими размерами.

Зювиты III типа

Зювиты III типа исследованы *в юго-западном секторе Карского кратера*. В структурном плане область распространения зювитов III типа располагается в области развития верхнеордовикских кремнистых, глинистых известняков и глинисто-кремнистых сланцев, а также нижнесилурийских и нижнедевонских сланцев и известняков мишени астроблемы (рис. 1.6; 2.1) (Шишкин и др., 2012).

Коренные выходы зювитов III типа располагаются в среднем течении, в петлеобразном изгибе на левом берегу р. Сопчаю (рис. 3.10). Общая протяженность обнажения составляет свыше 500 м, видимая мощность, в среднем, не превышает 10 м (Максименко, 2019а; Shumilova et. al., 2019). Верхняя часть обнажения в разной степени задернована, нижняя перекрыта осыпью, мощность которой не превышает 1 м. Коренные выходы отличаются достаточно пологими склонами – с крутизной около 60°. Зювиты в обнажении характеризуются черепитчатой и чешуйчатой отдельностью (рис. 3.11; 3.12). В рельефе обнажения положительно выдаются крупные (1–5 м) глыбы светло-серых, более плотных и наименее выветрелых зювитов неправильной, угловатой и зубообразной формы, которые образуют положительные формы рельефа. В аллювии реки около коренного выхода часто встречаются ударные конусы по известнякам.



Рис. 3.11. Коренной скальный выход (а) и чешуйчатая отдельность (б) зювитов III типа на левом берегу р. Сопчаю (фото Т.Г. Шумиловой) по (Максименко, Шумилова, 2022).

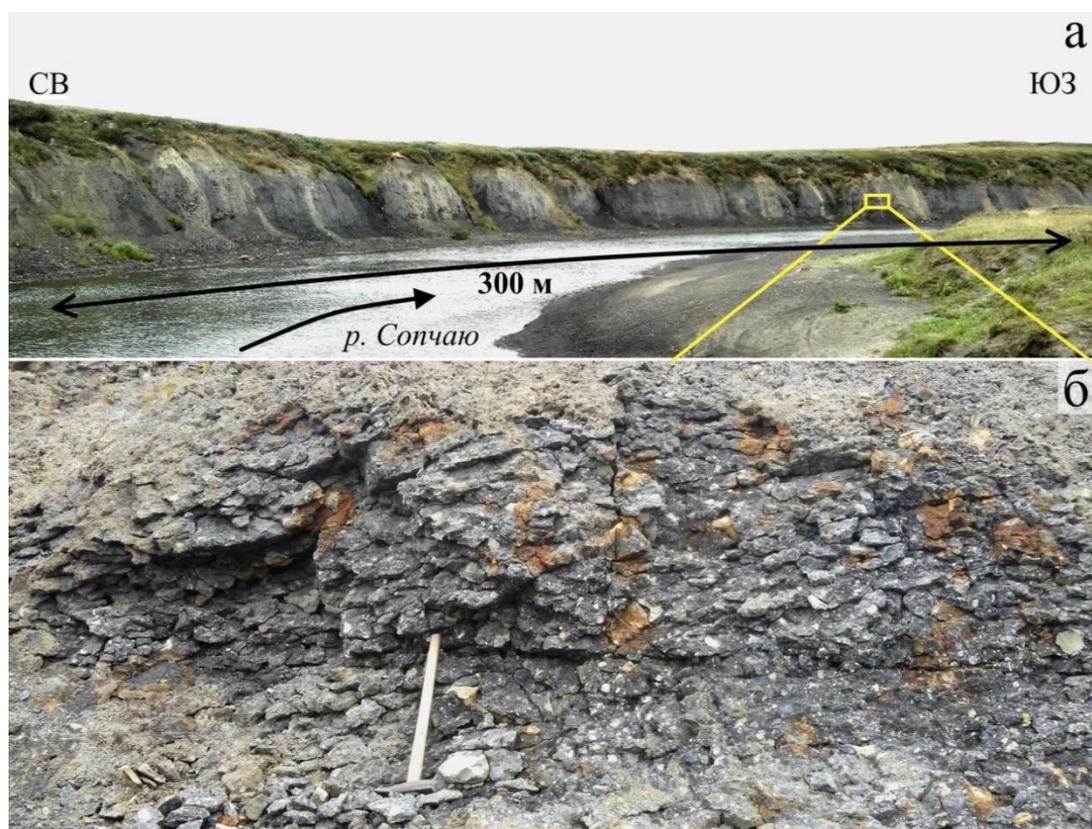


Рис. 3.12. Обнажение (а) и черепитчатая отдельность (б) зювитов III типа на левом берегу р. Сопчаю, в 150 м ниже по течению от устья руч. Кердорсашор.

Скальные выходы зювитов III типа также обнаружены в ~15 км выше по течению р. Сопчаю, близ устья руч. Кердорсашор. Здесь зювиты формируют протяженные (от 110 до 350 м) достаточно маломощные (3–7 м) выходы по правому и левому борту реки (рис. 3.12). Зювиты с поверхности разбиты густой сетью трещин на блоки черепичной (кирпичной) формы, что обуславливает черепитчатую отдельность зювитов (рис. 3.12), участками интенсивно дезинтегрированы, рыхлые и сыпучие. Породы с поверхности серые, в свежей зачистке – темно-серые до черного цвета, сильно обводненные, пестрые, что обусловлено вкрапленниками импактных стекол различного цвета. Обнажения зювитов характеризуются пятнистым обликом за счет осыпи глинистого материала бежевого цвета.

На макроуровне зювиты III типа представляют собой темно-серые пористые и трещиноватые породы рыхлого облика с многочисленными достаточно мелкими фрагментами пород мишени и продуктов застывания импактного расплава (рис. 3.12; 3.13). Отличительной чертой зювитов III типа является значительное содержание пор, которое оценивается в 14 об.% (Zubov et. al., 2021). Согласно классификации (Геологический словарь, 2010) по размеру обломочной компоненты зювиты этого типа являются лапиллиевыми. Размер обломков в породах, в среднем, составляет около 1–3 см, единично отмечаются включения ксенолитов и расплавных фрагментов размером до 25 см.

Литоидные компоненты в зювитах III типа представлены, преимущественно, сланцами, известняками, реже алевролитами и песчаниками (см. подглаву 3.2.1), что отражает состав пород, преобладающих в районе распространения данных зювитов (рис. 1.6; 2.1) (Шишкин и др., 2012). Сланцы и алевролиты, как правило, темно-серого или черного цвета, более редкие фрагменты песчаников и известняков характеризуются серым цветом. Литокласты часто имеют зоны изменения на границе с матриксом зювита. В целом, размер литокластов в зювитах III типа, в среднем, несколько меньше, чем величина витрокластов.

Продукты застывания импактного расплава в зювитах III типа характеризуются молочно-белым, светло-серым, кремовым, желтоватым, насыщенным оранжевым до коричневатого-буроватого цветом, как правило, интенсивно выветрелые. Среди них отмечаются фрагменты изометричной, неправильной формы с неровными, извилистыми очертаниями, а также удлиненные, лентообразные, угловатые обособления. Текстуры расплавных фрагментов массивные, пористые, реже флюидальные и полосчатые. Они часто содержат большое количество пор, за счет чего иногда приобретают рыхлый,

пемзовидный облик. Зачастую в полостях, на месте выветрелых расплавных фрагментов бурно развиваются различные вторичные минералы – кварц, цеолиты, пирит и другие.

Часто по трещинам и крупным пустотам в зювитах развиваются кальцитовые щетки, иногда отмечаются жеоды, выполненные мелкими кристаллами кальцита, цеолитов, кварца и пирита. Пиритовая минерализация широко проявлена в литокластах, в кальцитовых прожилках и жеодах, и непосредственно в матриксе зювитов, при этом кристаллы пирита могут достигать в размерах 1 см.

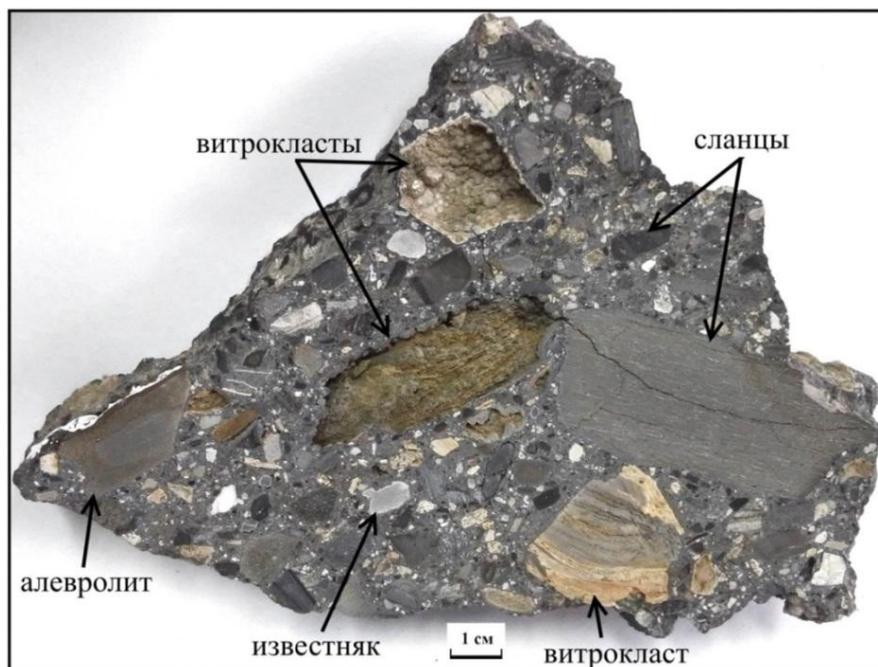


Рис. 3.13. Фото пришлифованной пластины зювита III типа.

Таким образом, типы зювитов Карского кратера исследованы в разных секторах импактной структуры, характеризуются существенными различиями на макроуровне. Типы зювитов отличаются мощностью протяженностью и формами выветривания обнажений, крутизной склонов естественных выходов, наличием контактов с расплавными породами. Обнажения зювитов I типа располагаются в юго-восточном (район р. Анарога) и восточном (район р. Б. Вануйта) секторах кратера. Коренные выходы зювитов I типа в бассейне р. Анарога имеют большую мощность и относительно небольшую протяженность, характеризуются субвертикальными склонами и отсутствием осыпи, имеют столбчатую отдельность. Зювиты I типа в долине р. Б. Вануйта образуют непротяженные маломощные обнажения с подушкообразным выступом в нижней части, разбитые грубыми трещинами на крупные блоки. В отличие от других, зювиты I типа на р. Анарога тесно пространственно и генетически тесно связаны с расплавными породами. На макроуровне зювиты I типа представляют собой буровато-зеленовато-серые и серые,

массивные, плотные, слабопористые породы, по размеру обломочной компоненты относятся к лапиллиевой разновидности. Зювиты I типа на р. Анарога в большом количестве содержат продукты застывания импактного расплава, характеризующиеся удлиненной неправильной формой с причудливыми, извилистыми, пламеневидными очертаниями, иногда ориентированными в одном направлении.

Зювиты II типа располагаются в южном (долина р. Кара) и западном (бассейн р. Саяха) секторах Карского кратера. Зювиты этого типа тесно ассоциируют с известковистыми и углеродистыми алевролитами и известняками мишени, имеют контакты с расплавленными импактитами. В бассейне р. Кара зювиты II типа формируют мощный и протяженный коренной выход с зубообразными формами выветривания. Обнажения характеризуются субвертикальными склонами, в нижней части участками имеет осыпь и положительные подушкообразные в рельефе выступы, которые не имеют четких границ. В долине р. Саяха зювиты образуют мощный непротяженный коренной выход с крутыми углами склонов и выдающимися положительными округлыми выступами в нижней части. На макроуровне зювиты II типа представляют собой серые массивные, довольно плотные и хрупкие, пористые и трещиноватые породы лапиллиевой и агломератово-лапиллиевой размерности. Витрокласты имеют изометричную или удлиненную, часто аэродинамическую форму с четкими очертаниями.

Зювиты III типа находятся в юго-западном секторе Карской астроблемы (бассейн р. Сопчаю), где слагают протяженные скальные выходы, характеризующиеся относительно небольшой мощностью, слабой крутизной склонов и достаточно мощной осыпью. В обнажениях присутствуют более плотные глыбы наименее выветрелых зювитов. В сравнении с другими, зювиты III типа характеризуются пестрой серой и темно-серой окраской, хрупкостью, высокой пористостью. В обнажениях породы характеризуются черепитчатой или чешуйчатой отдельностью, иногда интенсивно изменены до сыпучего состояния. Расплавные фрагменты в зювитах III типа имеют изометричную или слабо удлиненную форму и отчетливые очертания, отличаются разнообразием цветового облика, как правило, интенсивно выветрелые.

3.2. Минералого-петрографические особенности зювитов

Зювиты представляют собой полимиктовые импактные брекчии, сложенные фрагментами пород – литокластов, минералов – кристаллокластов, и продуктов застывания импактного расплава – витрокластов, которые находятся в разном количественном соотношении (Масайтис и др., 1998). Цементированы зювиты матриксом, в котором вышеуказанные компоненты находятся в тонкодисперсном

состоянии (Геологический словарь, 2010). Ниже представлены результаты оптического и электронно-микроскопического изучения обломочных и расплавных компонентов и матрикса трех типов зювитов Карской астроблемы размером менее 1–5 мм в шлифах.

3.2.1. Зювиты I типа

Юго-восточный сектор астроблемы (р. Анарога)

Литокласты. Содержание литоидных обломков в зювитах I типа, изученных в бассейне р. Анарога, занимает около 20 % от объема породы (табл. 3.2.1; рис. 3.2.1–3.2.3) (Максименко и др., 2020). Литокласты представлены интенсивно измененными глинистыми алевролитами, песчаниками и алевропесчаниками, в меньшей степени, аржиллитами, серицит-кварцевыми, кварц-серицитовыми, реже углеродистыми, хлоритовыми сланцами и алевросланцами, редко известняками и силицитами (рис. 3.2.4–3.2.5; прил., табл. 1). Фрагменты характеризуются удлинённой и изометричной, округлой или слабо угловатой, клиновидной, субтригональной формой (рис. 3.2.6). Величина обломков пород в шлифах зювитов колеблется в широких пределах – от 100 мкм до 1.5 см. Нередко литокласты имеют зональное строение с краевой аморфной зоной и центральной частью с первичной зернистостью, изредка оплавлены в прикрасевой части (рис. 3.2.7).

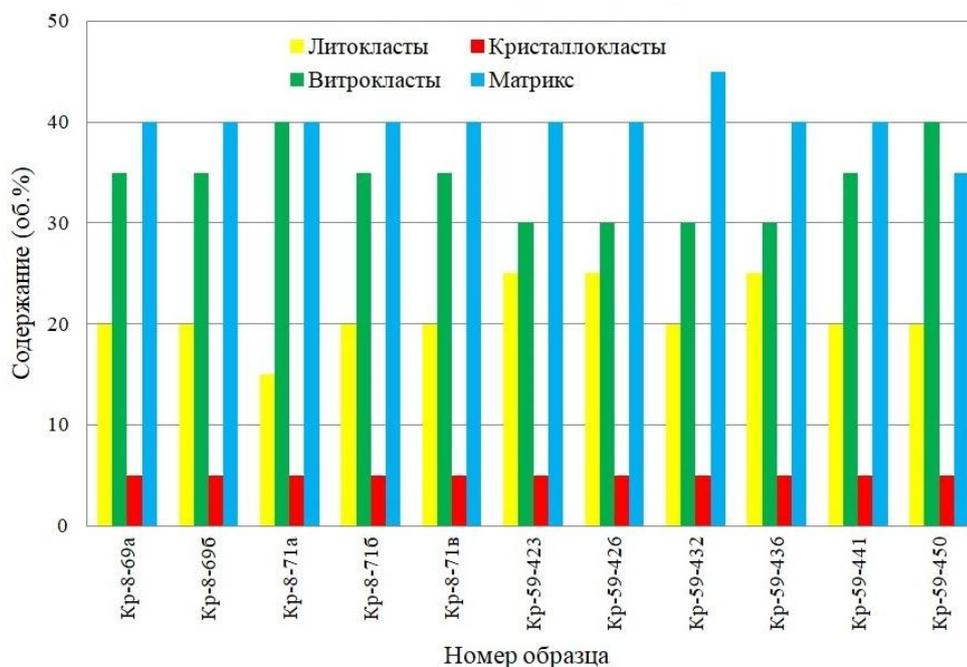


Рис. 3.2.1. Содержание составных компонентов в зювитах I типа (р. Анарога).

Таблица 3.2.1. Содержание составных компонентов в типах зювитов Карской астроблемы по данным оптической микроскопии (об.%).

Тип и расположение зювитов		Содержание (Минимальное–Максимальное / Среднее)					
		Кластогенные компоненты (0.5 см–0.01 мм)					Матрикс (< 0.01 мм)
		Литокласты			Витро- класты	Кристалло- класты	
		Тип		Всего			
I	р. Анарога	Песчаники и алевропесчаники	3–10 / 5	15–25 / 20	30–40 / 35	5 / 5	35–45 / 40
		Сланцы	1–5 / 3				
		Алевролиты	6–12 / 8				
		Аргиллиты	0–4 / 3				
		Известняки	0–2 / 1				
	р. Большая Вануйта	Песчаники и алевропесчаники	3–9 / 6	20–25 / 25	15–25 / 20	5–15 / 10	40–50 / 45
		Сланцы	1–5 / 3				
		Алевролиты	7–9 / 9				
		Аргиллиты	3–6 / 4				
		Известняки	1–3 / 2				
	Угли	1 / 1					
II	р. Кара	Песчаники и алевропесчаники	1–5 / 3	15–30 / 25	20–35 / 25	5–10 / 10	35–45 / 40
		Сланцы	4–9 / 7				
		Алевролиты	1–9 / 3				
		Аргиллиты	1–2 / 1				
		Известняки	6–10 / 7				
		Силициты	1–4 / 3				
		Угли	1–3 / 2				
		Долериты	0–1 / 0				
	р. Саяха	Песчаники и алевропесчаники	1–6 / 3	15–20 / 15	15–20 / 15	10 / 10	50–65 / 60
		Сланцы	1–3 / 2				
		Алевролиты	3–5 / 4				
		Аргиллиты	1–4 / 2				
		Известняки	2–3 / 3				
		Угли	1 / 1				
Силициты	0–1 / 1						
III	р. Сопчаю	Песчаники и алевропесчаники	0–1 / 1	20–30 / 25	10–20 / 15	5–10 / 10	45–55 / 50
		Сланцы	7–12 / 10				
		Алевролиты	1–5 / 3				
		Аргиллиты	3–6 / 5				
		Известняки	1–2 / 1				
		Силициты	0–1 / 1				
		Угли	4–7 / 5				
		Долериты	0–1 / 1				

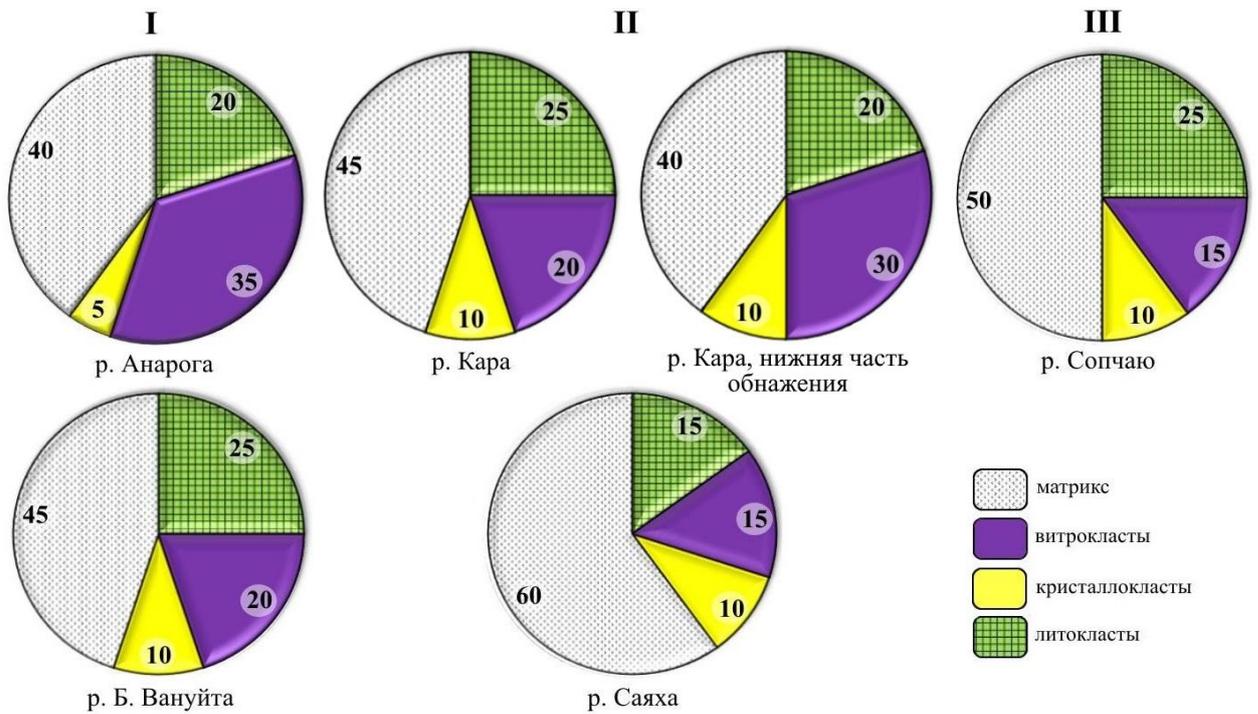


Рис. 3.2.2. Содержание составных компонентов в типах зювитов Карской астроблемы (усредненные значения, об. %): I – в зювитах I типа, II – в зювитах II типа, III – в зювитах III типа.

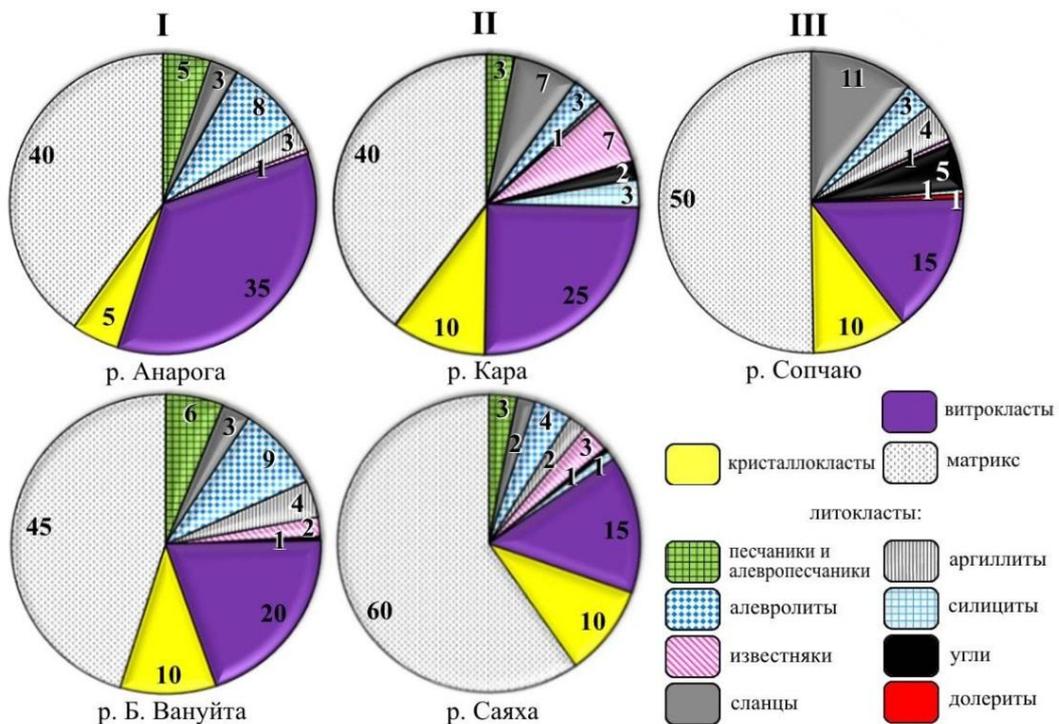


Рис. 3.2.3. Количественное соотношение витрокластов, матрикса, кристаллокластов и различных литоидных обломков в типах зювитов Карской астроблемы (усредненные значения, об.%): I – в зювитах I типа, II – в зювитах II типа, III – в зювитах III типа.

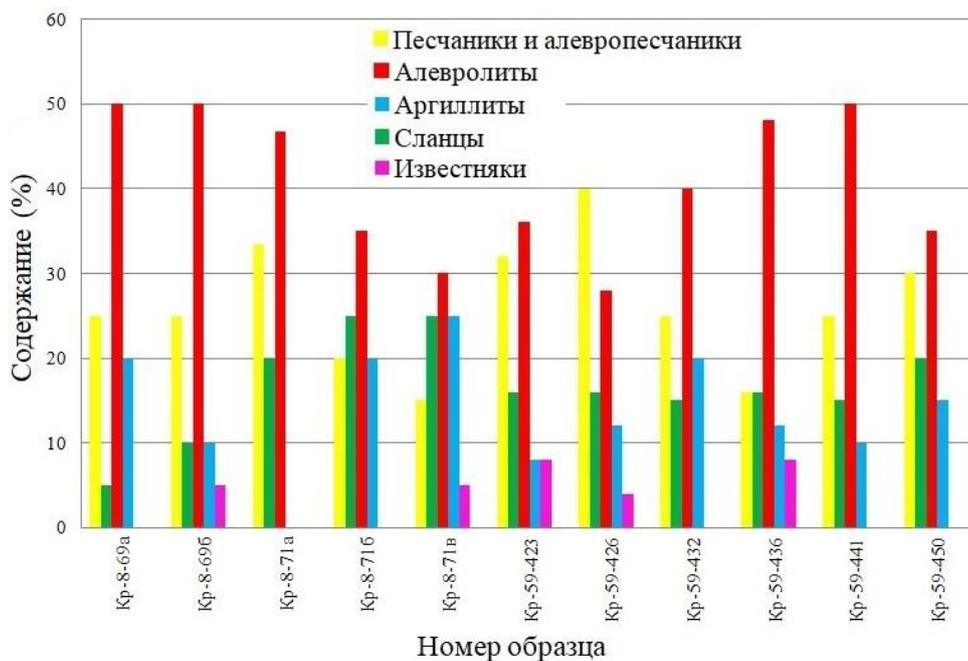


Рис. 3.2.4. Количественное соотношение различных типов литокластов в зювитах I типа (р. Анарога) (усредненные значения, нормированные на 100 %).

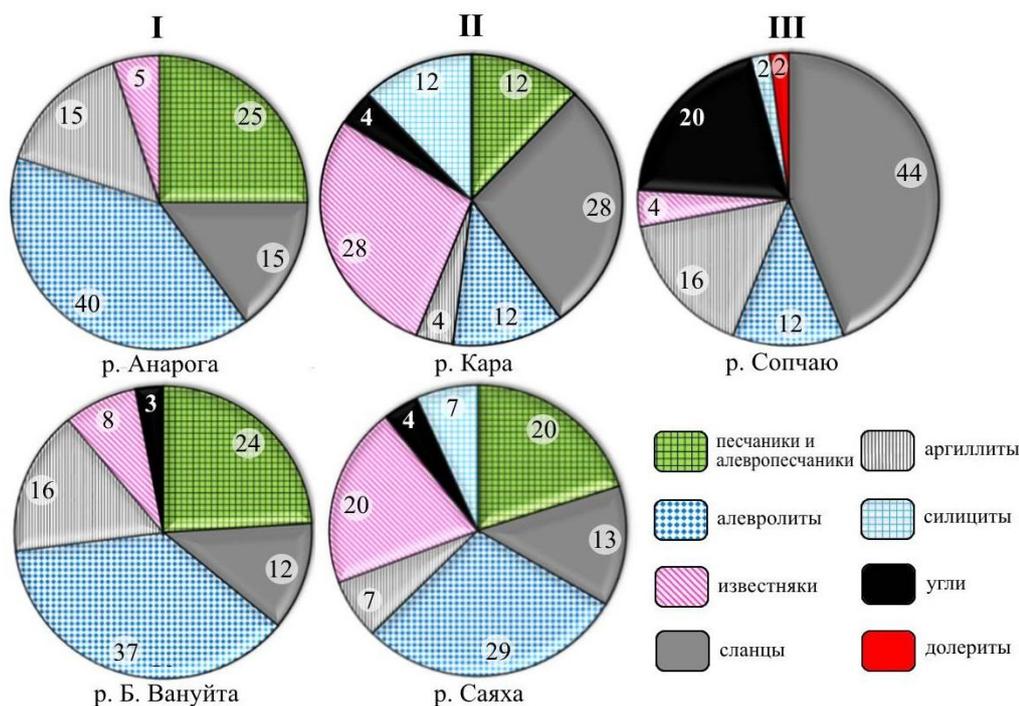


Рис. 3.2.5. Количественное соотношение различных типов литокластов в зювитах Карской астроблемы (усредненные значения, нормированные на 100 %): I – в зювитах I типа, II – в зювитах II типа, III – в зювитах III типа.

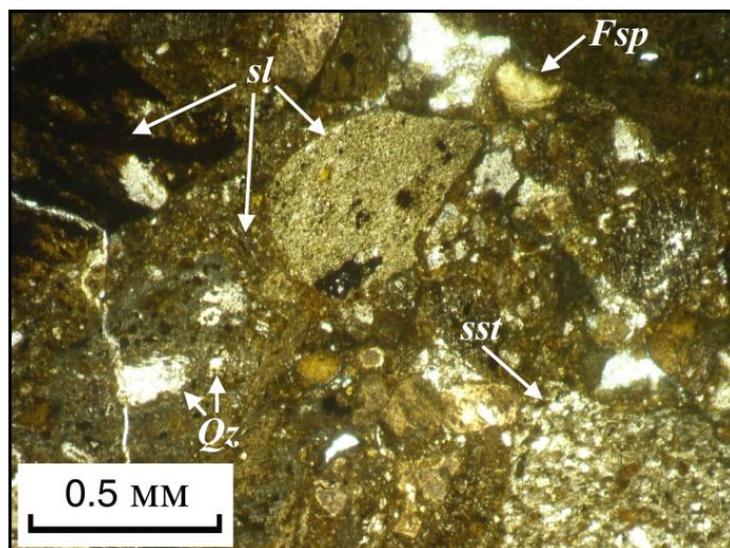


Рис. 3.2.6. Интенсивно измененные класты сланцев (sl), полимиктовых песчаников (sst), полевых шпатов (Fsp), кварца (Qz) и других пород и минералов в зювите I типа (район р. Анарога) (фото шлифа без анализатора) (Максименко и др., 2020).

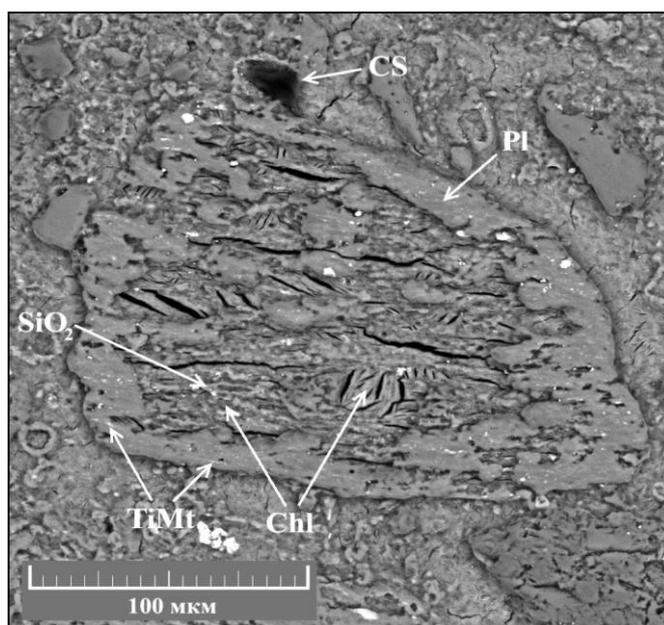


Рис. 3.2.7. Фрагмент хлоритового сланца с реликтовой сланцеватой текстурой и зоной изменения в зювите I типа (р. Анарога) (СЭМ-изображение, упруго-отраженные электроны): Chl – хлорит; CS – углеродистое вещество, Pl – плагиоклаз, TiMt – титаномагнетит.

Кристаллокласты занимают около 5 % от объема пород (табл. 3.2.1; рис. 3.2.2; 3.2.3). Среди них встречаются изометричные, округлые, угловатые обломки полевых шпатов, реже кварца, кристаллы пирита, в редких случаях лейсты слюд – серицита, мусковита, биотита и хлорита (прил., табл. 1). Размер обломков кристаллокластов в породах варьирует от ~50 до 250 мкм.

Витрокласты. В зювитах выявлено относительно высокое содержание продуктов застывания импактного расплава, которое в среднем составляет около 35 % объема породы (табл. 3.2.1; рис. 3.2.2; 3.2.3). Витрокласты представлены в различной степени измененными, преимущественно расплавленными импактными стеклами. В редких случаях в породе отмечаются диаплектовые стекла, узнающиеся по угловатой форме, отсутствию флюидалности и включений.

Витрокласты характеризуются флюидалной, иногда полосчатой, пористой и массивной текстурой, в шлифах имеют размеры от 100 мкм до 500–600 и более мкм (рис. 3.2.8). Обращает на себя внимание, что импактные стекла, как правило, обладают нечетким, спекшимся контактом с матрицей зювита (рис. 3.29б). Границы стекол часто неровные, волнистые, пламенивидные, кляксообразные и причудливо закрученные (рис. 3.2.8; 3.2.9).

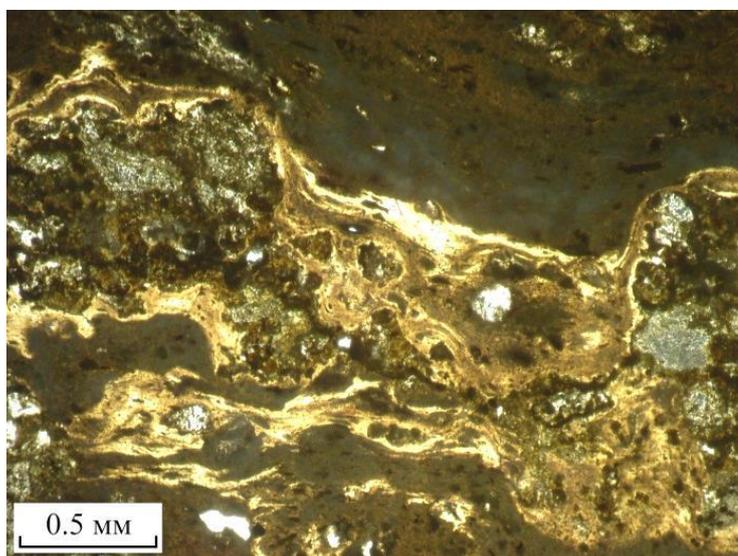


Рис. 3.2.8. Импактное стекло неправильной формы с неровными очертаниями и флюидалной текстурой в зювите I типа (район р. Анарога) (фото шлифа без анализатора).

При оптическом изучении установлено, что расплавленные импактные стекла характеризуются светло- и темно-коричневым цветом, неправильными протяженными лентообразными и изометричными формами (рис. 3.2.8; 3.2.9). В стеклах зачастую наблюдается характерное для полевых шпатов замещение глинистым материалом. Неизмененные, прозрачные витрокласты обнаруживаются в подчиненном количестве. Такие стекла часто зональны, что выражается в изменении окраски прикраевых и внутренних областей от прозрачной до коричневой. Контуры подобных зон, как правило, совпадают с границами окружающих обломков.

Флюидалная текстура витрокластов иногда подчеркивается цепочками изометричных и удлиненных пор. Поры в импактных стеклах имеют средний диаметр до

10 мкм и могут занимать до 15 % объема. Нередко поры окружены тонкими каймами от светло-желтого до темно-коричневого цвета с волокнистым строением и волнистым погасанием. При изучении под оптическим микроскопом во фрагментах стекол иногда выявляется кристаллическая структура, предположительно двухфазная, обусловленная присутствием разноразмерных сферолитов халцедона радиально-лучистого строения и тонкокристаллических обособлений полевых шпатов. На границе витрокластов с матриксом может присутствовать рыжевато-коричневая нераскристаллизованная кайма, обогащенная, предположительно, гидроксидами железа.

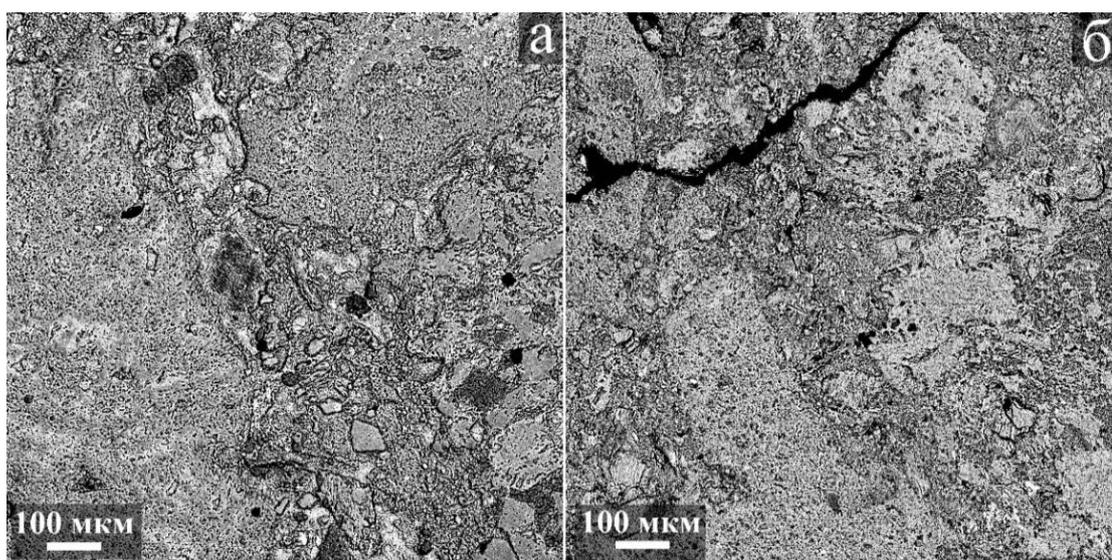


Рис. 3.2.9. Обособления импактных стекол с неровными очертаниями (а), неправильной кляксообразной формой (б), спекшиеся с матриксом, в зювите I типа (район р. Анарога). СЭМ-изображения, в режиме упруго-отраженных электронов (BSE).

Импактные стекла содержат от 5–10 до 15 % сильно преобразованных фрагментов пород, минералов и их реликтов. Включения представлены кварцем, полевыми шпатами, глинистыми аргиллитами, рудными минералами (пиритом, титанитом), сланцами и реликтами других минералов и литокластов. Кварцевые включения в стеклах нередко обладают планарными трещинками. Включения в стеклах часто ориентированы вдоль направления течения расплава, подчеркивая флюидальную текстуру, изредка формируют очковую текстуру витрокластов.

Матрикс. Содержание матрикса в исследованных образцах зювитов колеблется в пределах 35–45 % от объема породы и в среднем составляет около 40 об.% (табл. 3.2.1; рис. 3.2.2; 3.2.3). При оптическом изучении матрикс обнаруживает желтовато-коричневатый до серовато-рыжевато-коричневатый цвет, характеризуется частичной изотропностью. В результате микронзондовых исследований, установлено, что матрикс зювитов I типа, исследованных в бассейне р. Анарога, представляет собой смесь,

состоящую из обособлений застывшего импактного расплава, минеральных частиц и вмещающего тонкодисперсного глинисто-слюдистого материала (рис. 3.2.9–3.2.12). Включения застывшего импактного расплава в матрице характеризуются силикатным и алюмосиликатным составом и обнаруживаются в виде субпараллельно ориентированных неправильных кляксообразных, пламенеvidных обособлений, как бы пропитывающих породу (рис. 3.2.9), или каплевидных включений со сглаженными очертаниями (рис. 3.3.2.11) (Максименко, 2018), что обуславливает аутоморфную текстуру матрикса. Минеральные класты представлены мелкими, часто округлыми частицами полевых шпатов (анортоклаза), кварца, реже слюд (мусковита, серицита, хлорита), включениями кальцита (Максименко, Исаенко, 2019). В матрице отмечаются также включения рудных минералов – пирита, титанита, титаномагнетита, рутила и частицы углеродистого вещества (рис. 3.2.9; 3.2.11; 3.2.13).

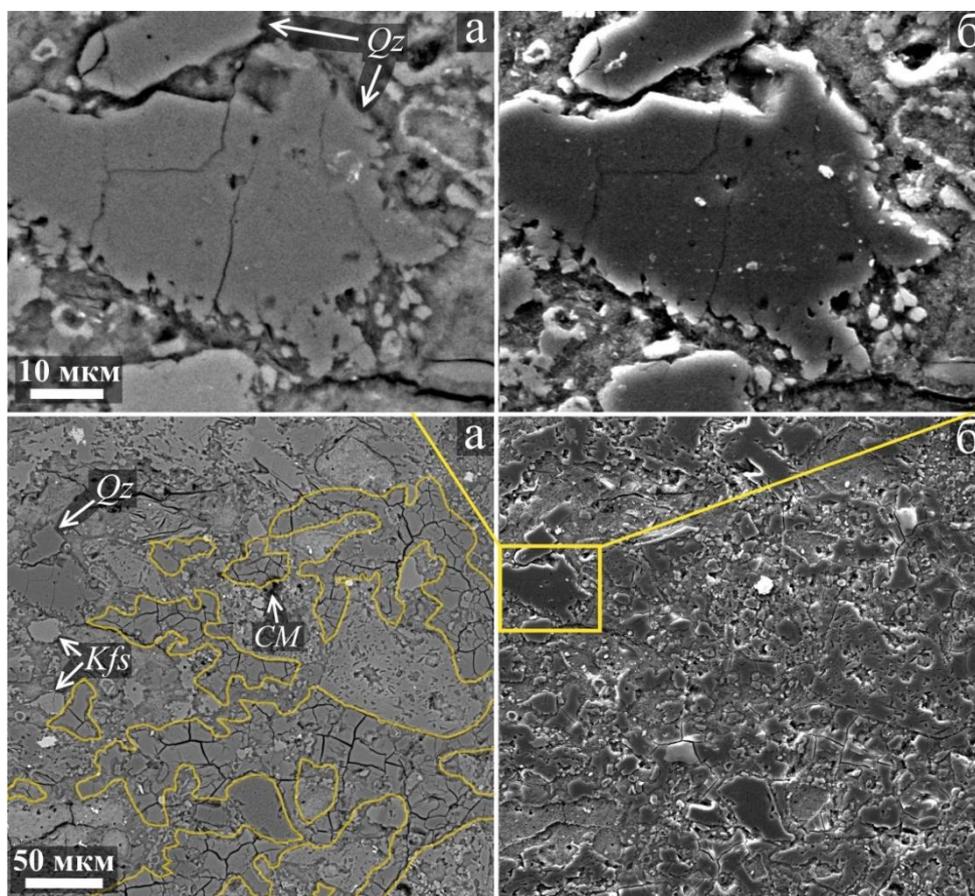


Рис. 3.2.10. Электронно-микроскопическое изображение матрикса зювита I типа (бассейн р. Анарога): а – в режиме упруго-отраженных электронов (BSE), б – в режиме обратно-рассеянных электронов (SE). CM – углеродистое вещество, Kfs – калиевый полевой шпат, Qz – кварц. Контуром выделены включения застывшего импактного расплава.

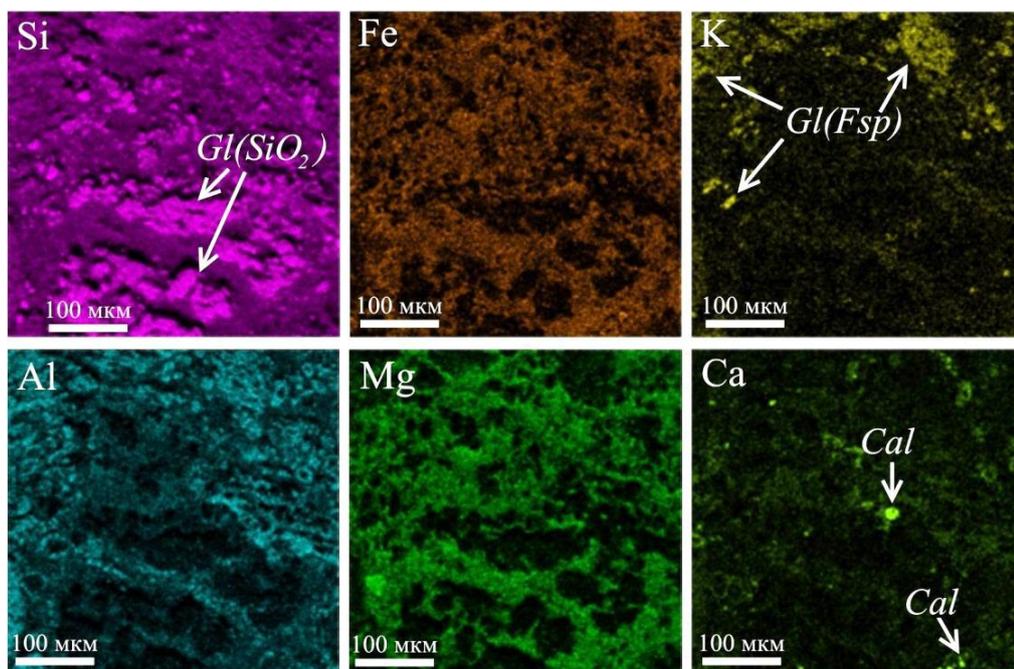


Рис. 3.2.11. Карты распределения основных химических элементов в матрице зювитов I типа (р. Анарога). Cal – кальцит, Gl – включения застывшего импактного расплава алюмосиликатного (Fsp) и силикатного (SiO₂) состава (Максименко, 2018).

Для матрикса зювитов характерно плотное строение, наличие мелких (10–50 мкм) трещинок и низкое (первые проценты) содержание микропор размером менее 5 мкм (рис. 3.2.12), которые находятся за пределами чувствительности инструментального определения с применением использованной рентгеновской микротомографии (Zubov et al., 2021). Поры в матриксе изолированного типа, имеют изометричную округлую форму и некрупные размеры (менее 10 мкм). До 80 % объема матрицы зювитов выполнено относительно однородным вмещающим межкластовым материалом, в котором очертания минеральных компонентов неразличимы. Минеральные фрагменты, имеющие отчетливые контуры, занимают около 15–20 об. % матрикса. Они имеют угловатые или округлые очертания. Класты кварца, как правило, имеют угловатую форму, единично встречаются обломки с частично угловатой и частично неправильной формой, в прикраевой части имеющие мелкие поры (рис. 3.2.10).

Признаки ударного метаморфизма. При микроскопическом изучении зювитов I типа, развитых в районе р. Анарога, было выявлено, что для кластогенной компоненты этих пород характерны различные признаки ударного метаморфизма. Класты сланцев часто в различной степени брекчированы, в них наблюдается плейчатая текстура и ударный кливаж. Зерна полевого шпата в составе фрагментов песчаников утрачивают характерное двойникование, несут крупные деформационные трещины (рис. 3.2.14). В интенсивно преобразованных кластах алевролитов отмечается помутнение зерен и

реликты первичной структуры. Фрагменты песчаников частично дислоцированы. Обломки силицитов иногда имеют крупные деформационные трещины в прикраевых частях. Импактные стекла в некоторых случаях характеризуются зоной закалки. Изредка в зювитах встречаются диаплектовые стекла по кварцу. Для них характерны оптическая изотропизация, отсутствие пор и флюидальности. Включения кварца в витрокластах могут иметь планарные трещинки. Среди признаков ударного воздействия в кристаллокластах отмечены катаклазирование, деформационные и планарные трещины, секториально-волнистое погасание зерен полевого шпата, а также грубые хаотично расположенные трещины в кварцевых обломках.

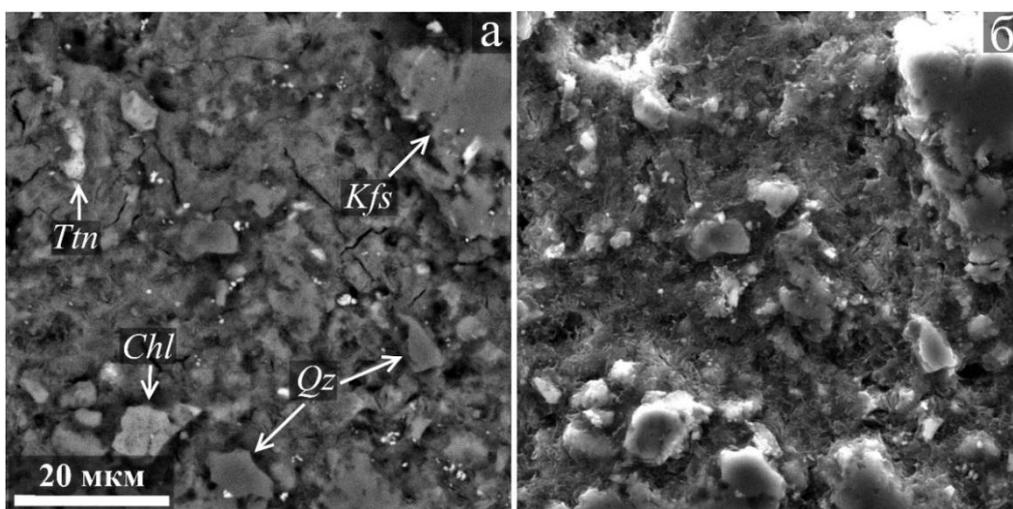


Рис. 3.2.12. Электронно-микроскопическое изображение матрикса зювита I типа (бассейн р. Анарога): а – в режиме упруго-отраженных электронов (BSE), б – в режиме обратно-рассеянных электронов (SE). Chl – хлорит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ttn – титанит, Qz – кварц.

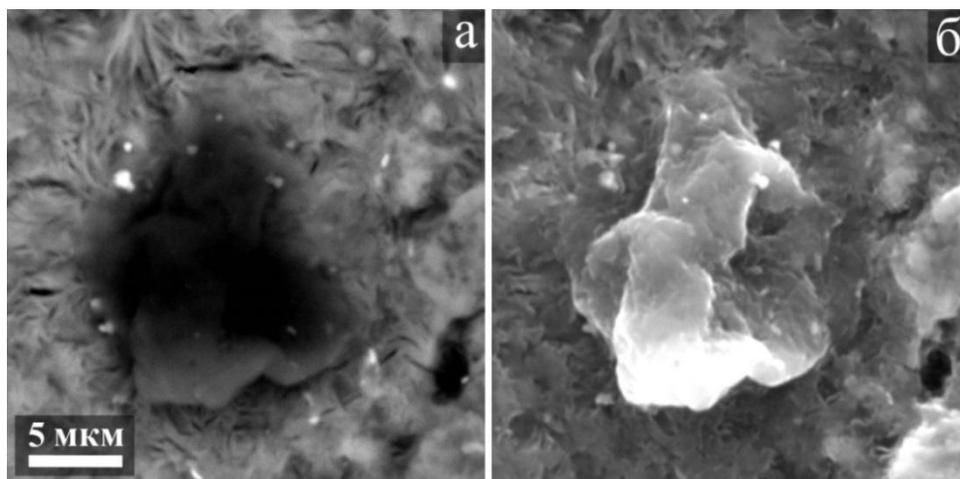


Рис. 3.2.13. Электронно-микроскопическое изображение частицы углеродистого вещества в матриксе зювита I типа (р. Анарога); а – в режиме упруго-отраженных электронов (BSE); б – в режиме обратно-рассеянных электронов (SE).

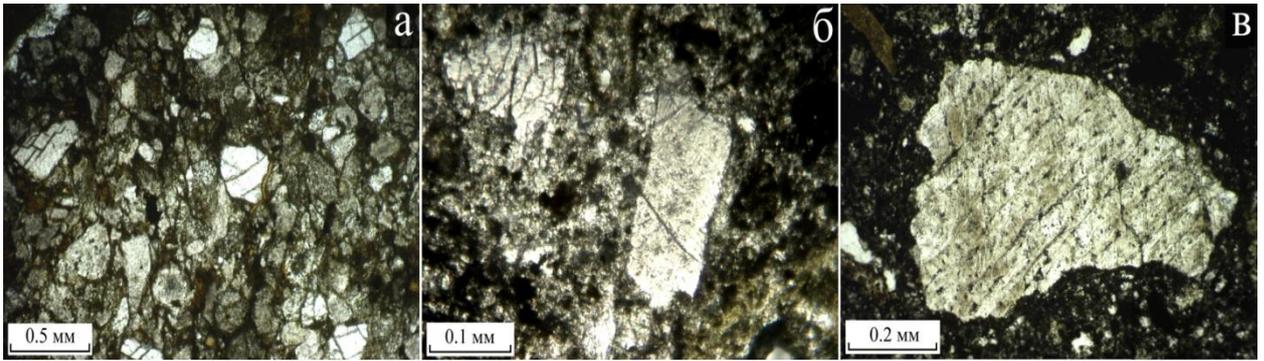


Рис. 3.2.14. Признаки ударного метаморфизма в зювитах Карской астроблемы (фото шлифов, без поляризатора): а – крупные деформационные трещины в зернах полевого шпата (фрагмента песчаника в зювите I типа, р. Анарога); б – деформационные трещины (слева) и планарные деформационные элементы (справа) в зернах полевого шпата в зювите II типа (р. Кара); в – системы планарных элементов во фрагменте полевого шпата в зювите III типа.

Восточный сектор (р. Б. Вануйта)

Литокласты в зювитах I типа, исследованных в районе р. Б. Вануйта, составляют в среднем около 25 об. % (табл. 3.2.1; рис. 3.2.2; 3.2.3; 3.2.15). Среди них преобладают глинистые и известковистые алевролиты, в меньшей степени алевропесчаники и песчаники. Реже отмечаются аргиллиты, сланцы и известняки, единично угли (рис. 3.2.16: 3.2.3; 3.2.5) (Максименко и др., 2022; 2023). Размер литокластов в шлифах варьирует от 0.2 до 7 мм, в среднем, составляет ~0.8 мм. Форма литоидных фрагментов обломочная, изометричная, удлиненная, таблитчатая и клиновидная, очертания преимущественно четкие.

Кристаллокласты. Содержание кристаллокластов в зювитах колеблется от 5 до 15 об.% (табл. 3.2.1; рис. 3.2.2; 3.2.3), размер – от ~0.01 до 0.3 мм, единично до 1 мм. Кристаллокласты представлены кварцем, полевыми шпатами (преимущественно альбитом, изредка калиевым полевым шпатом), реже кальцитом, в меньшей степени глауконитом, единично мусковитом, титанитом.

Витрокласты. Содержание витрокластов в породах варьирует от 15 до 25 об.% (табл. 3.2.1; рис. 3.2.2; 3.2.3), размер в шлифах, в среднем, составляет ~0.7 мм. В зювитах преобладают импактные стекла угловатой формы с четкими, резко закаленными и достаточно ровными очертаниями (рис. 3.2.17) (Максименко и др., 2022; 2023). Реже отмечаются витрокласты неправильной формы с неровными, извилистыми, неотчетливыми очертаниями – каплевидные, изогнутые, скрученные, разветвленные, лепешкообразные и другие. Изредка встречаются импактные стекла в виде каймы,

обволакивающей литокласты, или «бомбочки» каплевидной формы с полосчато-зональным строением, закрученным вокруг центральной части (рис. 3.2.17).

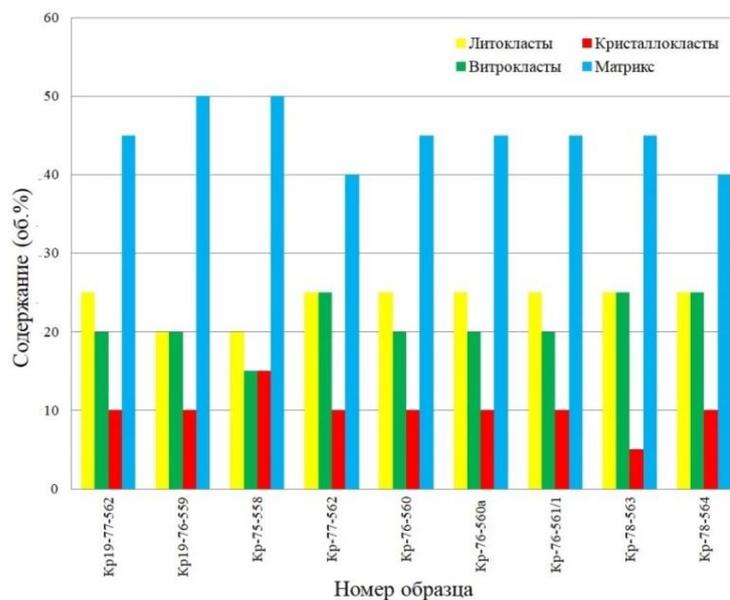


Рис. 3.2.15. Содержание составных компонентов в зювитах I типа (р. Б. Впнуита).

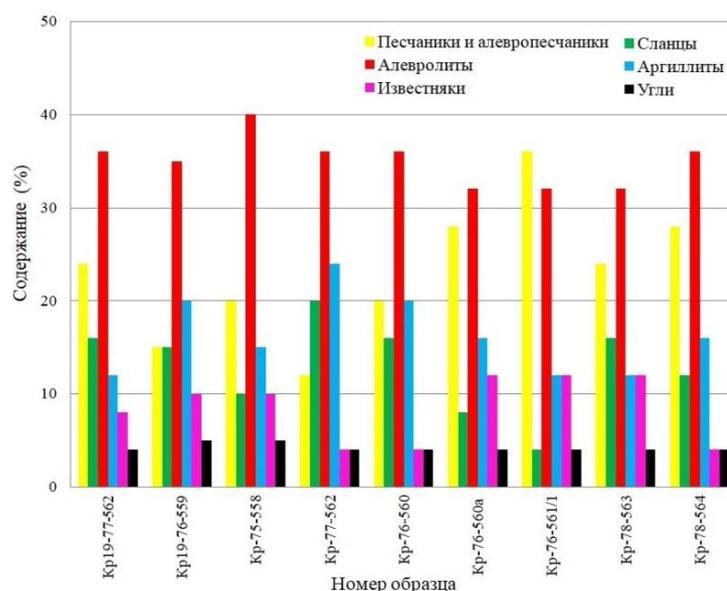


Рис. 3.2.16. Количественное соотношение различных типов литокластов в зювитах I типа (р. Б. Вануйта) (усредненные значения, нормированные на 100 %).

Среди импактных стекол встречаются оптически прозрачные, светло-серые (преобладают), розовато- или коричневатого-серые (единично – бурые и темно-серые) разновидности с пятнистыми, пористыми, флюидальными, реже массивными и перлитовыми текстурами. Поры могут занимать до половины объема стекол (рис. 3.2.17), часто формируют неровные, «изъеденные» очертания фрагментов. Изредка поры залечены кристаллами цеолитов. Нередко в стеклах присутствуют реликты пород мишени –

алевролитов, песчаников, и сильно измененных минералов (кварца, полевых шпатов), включения кальцита, а также округлые включения материала матрикса (рис. 3.2.17).

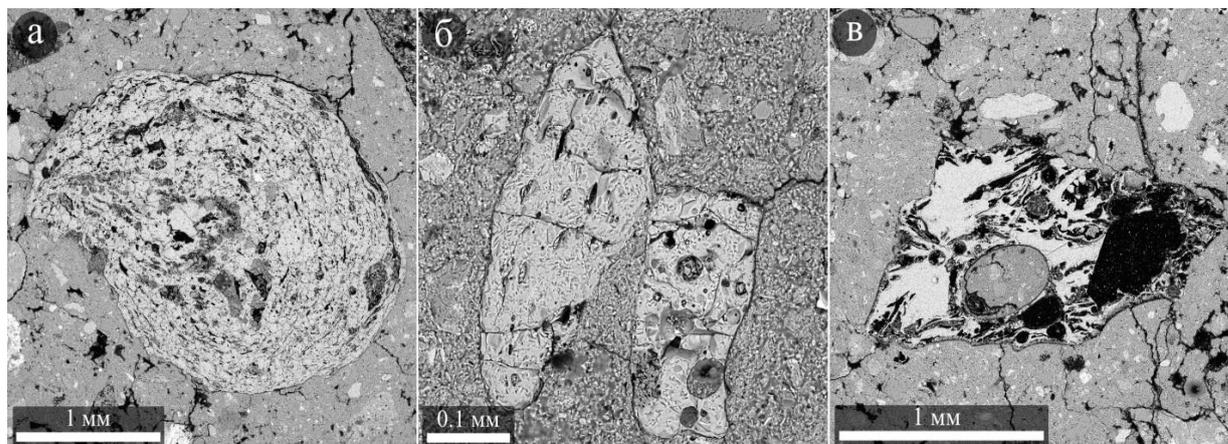


Рис. 3.2.17. Витрокласты зювита I типа (район р. Б. Вануйта), электронно-микроскопические изображения в режиме упруго-отраженных электронов (BSE): а – «бомбочка» стекла каплевидной формы; б – стекла угловатой формы (во фрагменте слева частично сохранилась лепешкообразная форма); в – пористое стекло с крупным включением матрикса по (Максименко и др., 2023).

Матрикс в породах содержится от 40 до 50 об.% (рис. 3.2.2; 3.2.3), представлен тонкодисперсной преимущественно глинистой неоднородной массой плотного строения оптически серовато-коричневого цвета, с более крупными (5–50 мкм) минеральными кластами и низким содержанием порового пространства (до 5 об.%). В матриксе присутствуют достаточно однородные области, в которых содержание тонкодисперсного материала, в сравнении с другими участками, существенно ниже или отсутствует (рис. 3.2.18). Поры в матриксе редкие, преимущественно изолированные, не крупные (<10 мкм), часто правильной изометричной округлой формы, за счет чего вмещающая масса приобретает плавные очертания (рис. 3.2.18; 3.2.19). В матриксе установлены частицы полевого шпата (преимущественно альбита), кварца, кальцита, хлорита, мусковита, глауконита, титанита; изредка – биотит (в ассоциации с хлоритом), апатит, эпидот, ильменит, анатаз и углеродистые частицы; повсеместно отмечаются мелкие (<10 мкм) фрамбониды пирита, фрагменты радиолярий и геодиевых губок (рис. 3.2.18; 3.2.19) (Максименко и др., 2022; 2023). Минеральные класты характеризуются, преимущественно четкими очертаниями. Альбитовые класты изредка образуют спекшиеся минеральные агрегаты (рис. 3.2.20).

Анализ распределения петрогенных компонентов показал, что основная часть матрикса представлена железистыми и магнезиальными алюмосиликатами (рис. 3.2.21), что хорошо согласуется с широким развитием в нем хлорита. Выявленное распределение

калия, по всей видимости, определяется присутствием слюдистых минералов в матрице (в особенности мусковита). Локально высокие концентрации кальция и титана, судя по всему, обусловлены вкрапленниками титанита, анатаза и кальцита (Максименко и др., 2023).

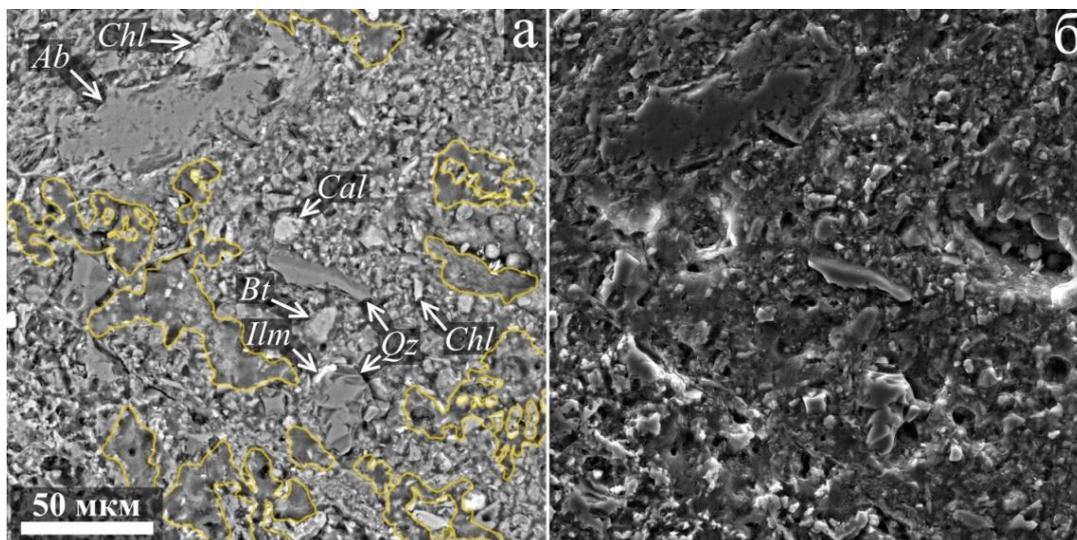


Рис. 3.2.18. Электронно-микроскопическое изображение матрикса зювита I типа (район р. Б. Вануйта): а – в режиме упруго-отраженных электронов (BSE); б – в режиме обратно-рассеянных электронов (SE). Ab – альбит, Bt – биотит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Qz – кварц. Контуром выделены области с низким содержанием тонкодисперсного материала.

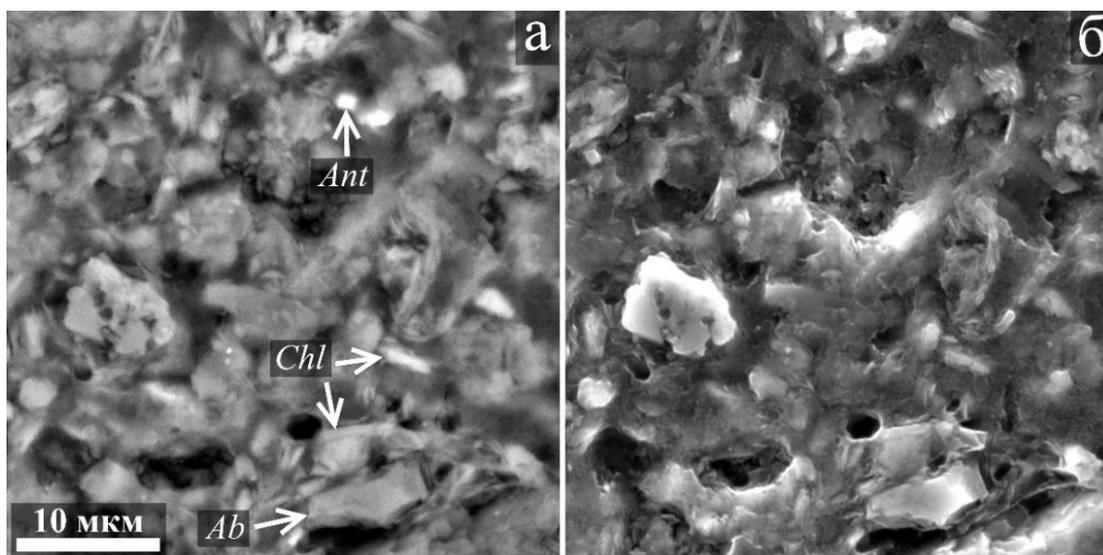


Рис. 3.2.19. Электронно-микроскопическое изображение матрикса зювита I типа (район р. Б. Вануйта): а – в режиме упруго-отраженных электронов (BSE); б – в режиме обратно-рассеянных электронов (SE). Ab – альбит, Ant – анатаз, Chl – хлорит по (Максименко и др., 2023).

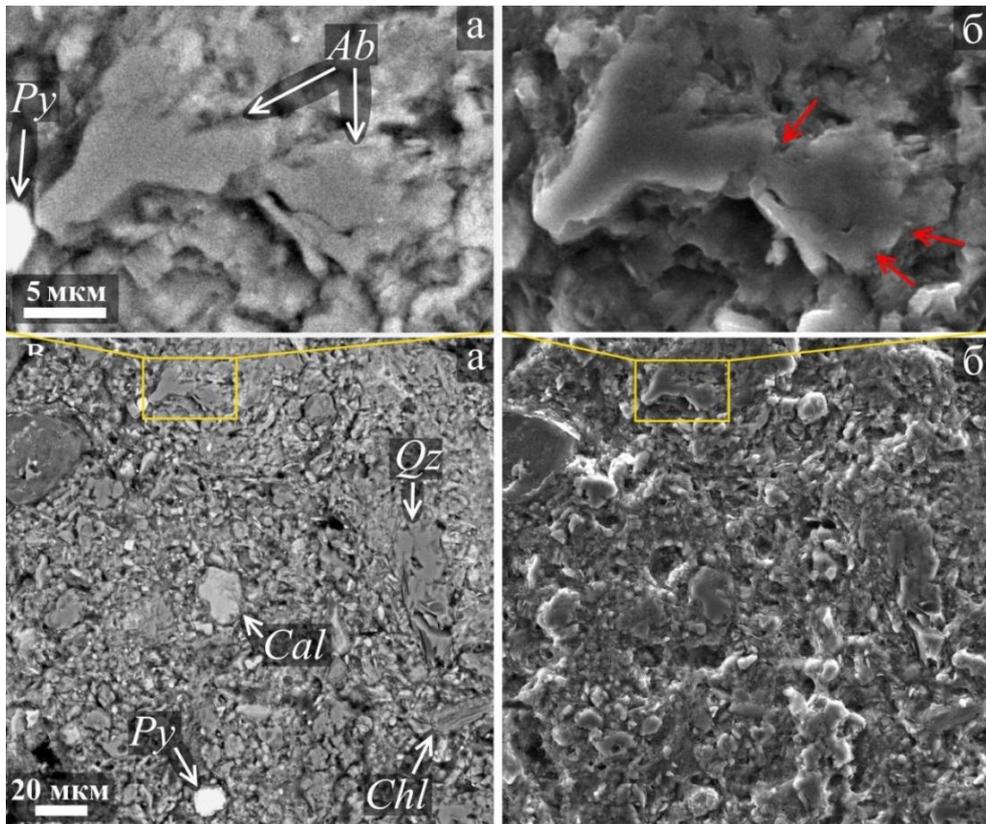


Рис. 3.2.20. Электронно-микроскопическое изображение матрикса зювита I типа (район р. Б. Вануйта): а – в режиме упруго-отраженных электронов (BSE); б – в режиме обратно-рассеянных электронов (SE). Ab – альбит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Py – пирит. Стрелками показаны смычки между спекшимися частицами.

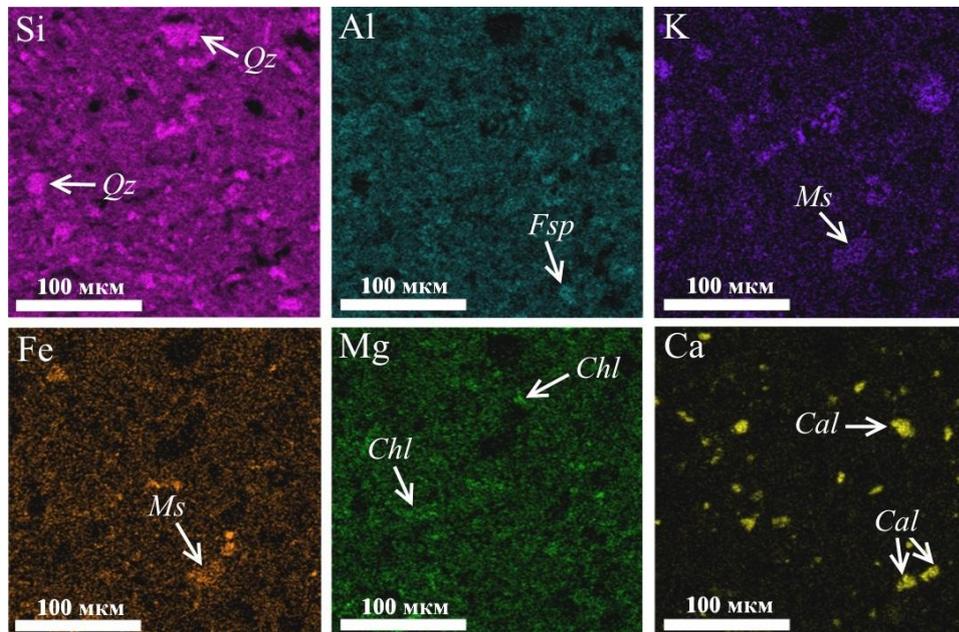


Рис. 3.2.21. Карты распределения основных химических элементов в матриксе зювитов I типа (р. Б. Вануйта) (Максименко и др., 2023). Bt – биотит, Fsp – полевоы шпат, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Ms – мусковит, Qz – кварц.

Признаки ударного метаморфизма. В зювитах часто наблюдаются брекчированные класты кварца и полевых шпатов, нередко диаплектовые апокварцевые стекла. Во фрагментах кальцита отмечаются планарные деформационные элементы. Иногда в зернах кварца из фрагментов алевропесчаников, песчаников и сланцев наблюдаются слабо проявленные планарные деформационные элементы.

3.2.2. Зювиты II типа

Южный сектор астроблемы (р. Кара)

Литокласты в зювитах II типа, изученных в бассейне р. Кара, в среднем, занимают ~25 % от объема пород (табл. 3.2.1; рис. 3.2.2; 3.2.3; 3.2.22) (Максименко и др., 2020). Литоидные обломки в зювитах в различной степени изменены. Они представлены фрагментами кварц-серицитовых, серицит-кварцевых, хлоритовых, углеродистых, в меньшей степени мусковитовых сланцев (рис. 3.2.23), обломками разнозернистых известняков, часто глинистых, окремненных и, реже, мраморизованных, фрагменты известковистых песчаников, алевропесчаников и алевролитов, реже класты силицитов, аргиллитов и углей (рис. 3.2.3; 3.2.5; 3.2.24: прил., табл. 1). Обломки пород имеют размеры от ~100 мкм до 2 см, округлую, удлиненную и изометричную, угловатую, клиновидную, неправильную форму (рис. 3.2.24).

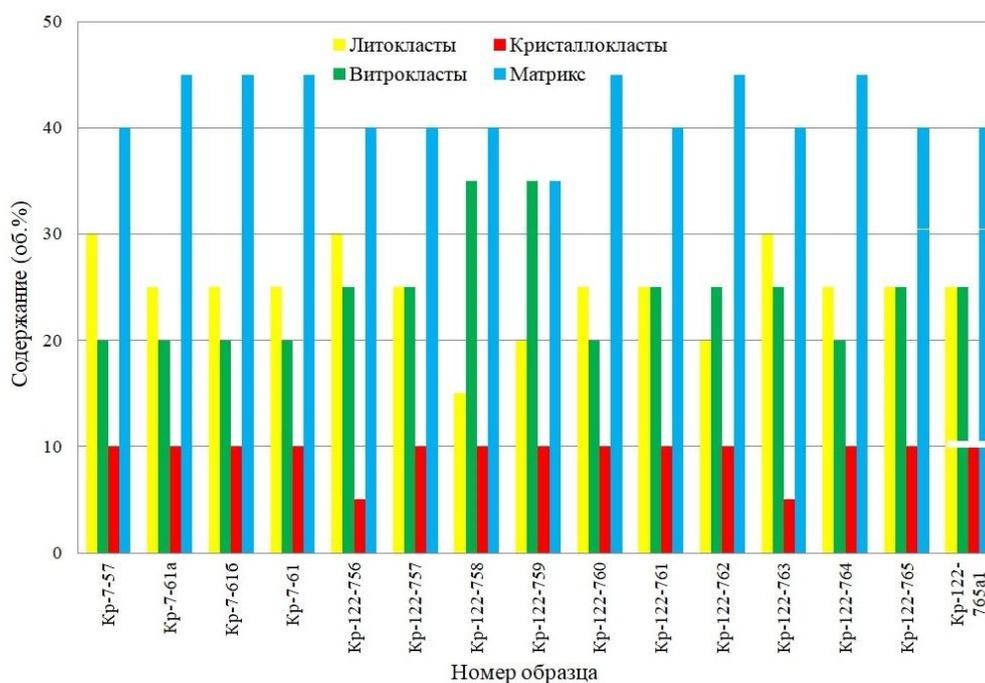


Рис. 3.2.22. Содержание составных компонентов в зювитах II типа (р. Кара).

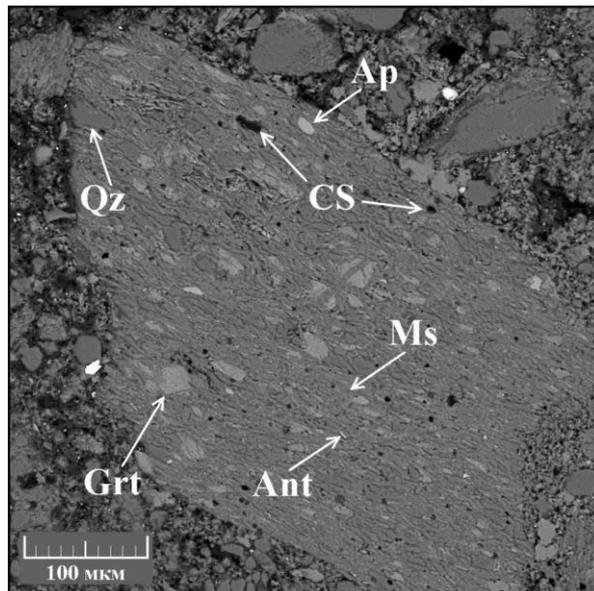


Рис. 3.2.23. СЭМ- изображение фрагмента мусковитового сланца в зювите II типа (р. Кара) (упруго-отраженные электроны); Ant – анатаз, Ap – апатит, CS – углеродистое вещество, Grt – гранат, Ms – мусковит, Qz – кварц.

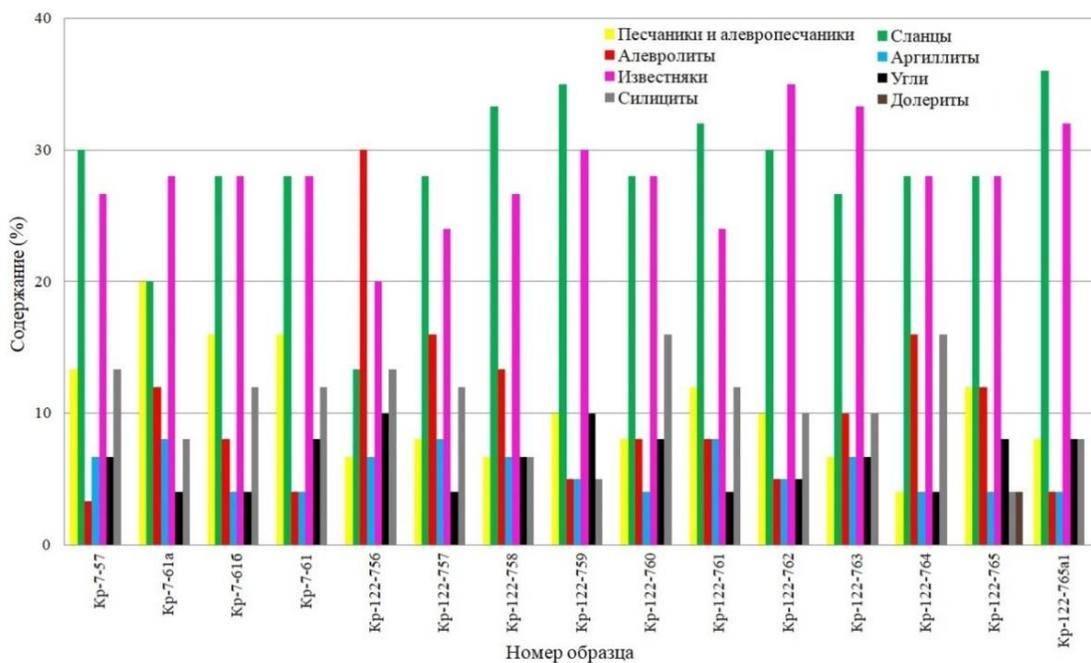


Рис. 3.2.24. Количественное соотношение различных типов литокластов в зювитах II типа (р. Кара) (усредненные значения, нормированные на 100 %).

Кристаллокласты. Фрагменты минералов занимают около 10 % от объема зювитов (рис. 3.2.2; 3.2.3). Они имеют размеры от менее чем 10 мкм до ~1 мм. Среди таких кластов отмечаются кристаллы и зерна кальцита, полевых шпатов, реже кварца, редкие кристаллы пироклора, единичные чешуйки слюд (мусковита, серицита, хлорита). Детальное описание кристаллокластов представлено в приложении (прил., табл. 1).

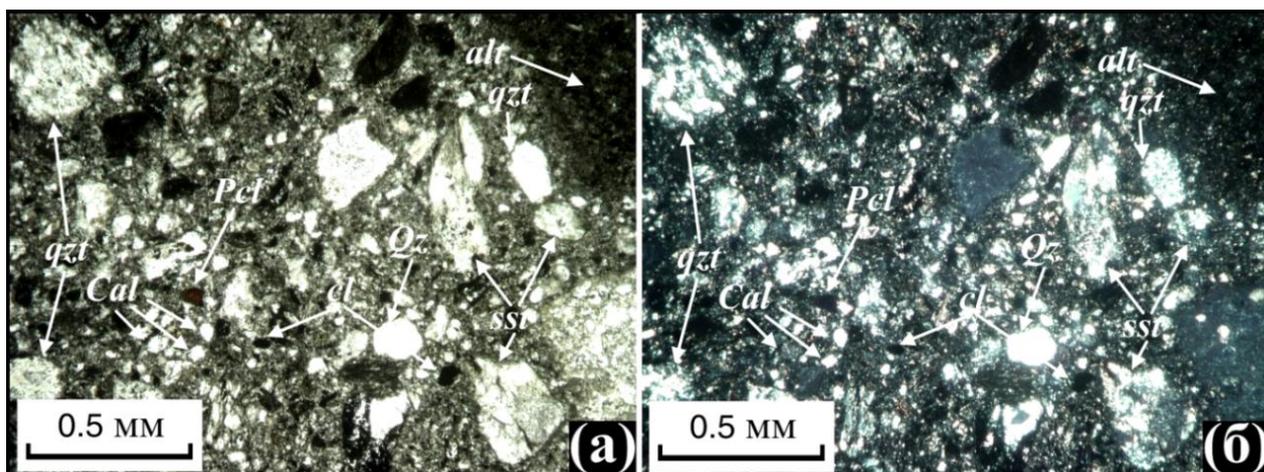


Рис. 3.2.24. Класты песчаников (sst), алевролитов (alt), кварцитов (qzt), углей (cl), кальцита (Cal), полевых шпатов (Fsp), кварца (Qz), пироклора (Pcl) и других пород и минералов в зювите II типа (район р. Кара) (а – без анализатора, б – николи скрещены) (Максименко и др., 2020).

Витрокласты. В зювитах II типа, исследованных в бассейне р. Кара, установлено различное количество витрокластов. В среднем, содержание витрокластов в зювитах из обнажения на правом р. Кара (рис. 3.5) составляет около 20 об.%. В то же время, в зювитах из подушкообразного выступа в нижней части обнажения на правом берегу р. Кара (рис. 2.5; 3.6) количество импактных стекол составляет ~30 об.% (рис. 3.2.2). Импактные стекла представлены, главным образом, тонко девитрифицированными импактными стеклами размером от 0.7 до 4 мм (Максименко, Зубов, 2017; Максименко и др., 2018). Витрокласты отличаются желтовато- или зеленовато-коричневато-серым цветом, иногда прозрачны. Слабоизмененные продукты застывания импактного расплава частично прозрачны, интенсивно преобразованные – непрозрачны с однородной окраской. Контуры витрокластов нередко подчеркнуты тончайшей (до 1 мкм) темно-серой каймой, расположенной в зоне экзоконтакта с матриксом и имеющей, судя по всему, аккреционный генезис.

Исследованные зювиты имеют отличия по морфологии и структурно-текстурным характеристикам витрокластов. Импактные стекла в зювитах из средней части обнажения на р. Кара обладают преимущественно изометричной формой. Среди них встречаются лепешки, лапилли, ленты и другие образования аэродинамической и угловатой формы (рис. 3.2.25). Границы стекол с вмещающим матриксом зювитов, как правило, четкие, могут быть ровными или волнистыми (рис. 3.2.25). Витрокласты характеризуются пористой, реже массивной и флюидальной текстурой. Флюидальность нередко подчеркнута тончайшими червеобразными, округлыми, субпараллельно расположенными включениями (рис. 3.2.26а). С применением спектроскопии комбинационного рассеяния

установлено, что подобные включения представлены анатазом с характерным интенсивным пиком в области 142 см^{-1} и широкими полосами – 397 , 517 , 640 см^{-1} , типичными для стандартного спектра анатаза (рис. 3.2.26б) (Максименко и др., 2020).

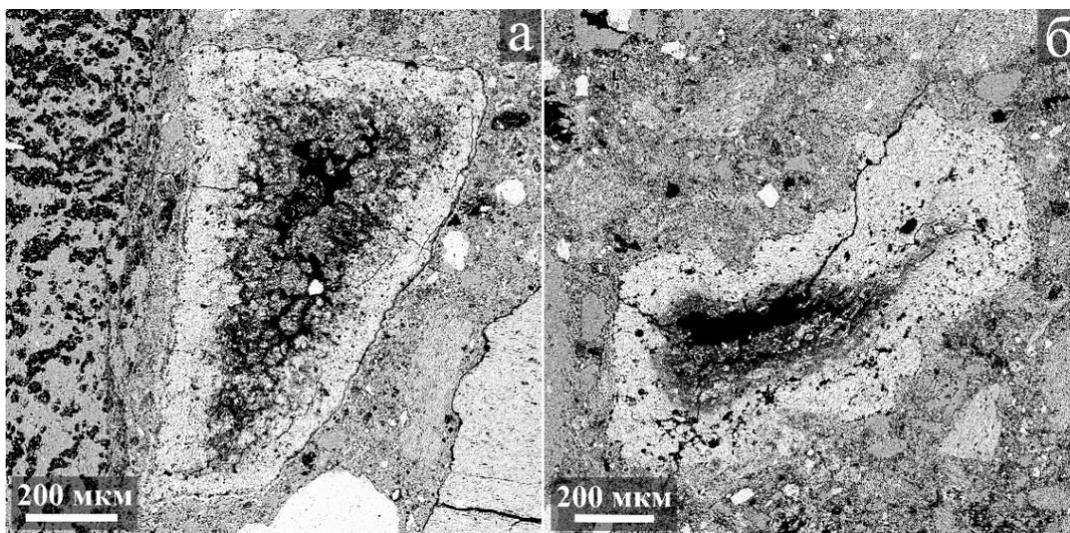


Рис. 3.2.25. Витрокласты угловатой (а) и аэродинамической (б) формы с резко закаленными границами в зювите II типа (р. Кара, юго-восточная часть обнажения), СЭМ-изображения в режиме упруго-отраженных электронов (BSE).

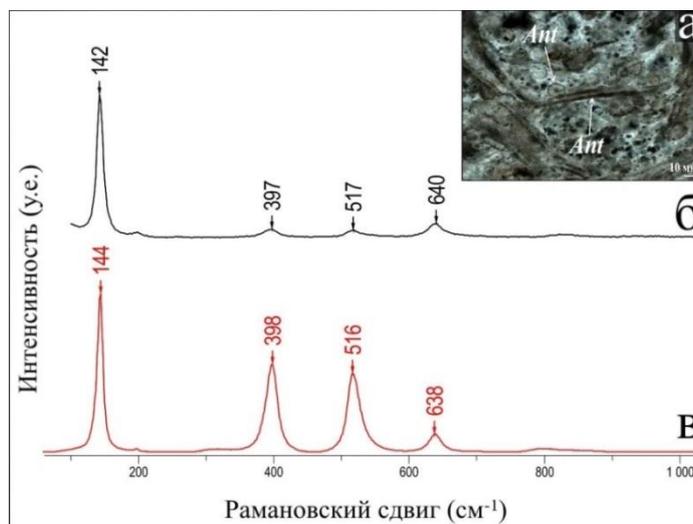


Рис. 3.26. Включения анатаза в импактном стекле зювита II типа (район р. Кара) (Максименко и др., 2020): (а - фото шлифа, без анализатора; б - спектр комбинационного рассеяния) и эталонный спектр анатаза (в).

Поры в стеклах овальные или округлой формы, каплевидные, имеют размеры до $100\text{--}200\text{ мкм}$ и занимают до 40 об. \% . Нередко поры расположены субпараллельно по направлению флюиальности стекол. Реже витрокласты характеризуются комковатой и очковой текстурой, обусловленной реликтами и теньевыми структурами захваченных расплавом обломков размером до 600 мкм . Иногда импактные стекла характеризуются

зональным строением. В таких фрагментах имеется отчетливая более светлая внешняя кайма и более темная внутренняя зона. Часто в центральных частях фрагментов стекло раскристаллизовано, а в краевых зонах, имеющих мощность до 600–700 мкм, большей частью изотропно.

Витрокласты в зювитах из подушкообразного выступа в нижней части обнажения на р. Кара (рис. 2.5; 3.6) характеризуются удлинённой и изометричной, кляксо- и лентообразной, каплевидной и другой неправильной формой с неровными, расщепленными, пламеневидными очертаниями, со сложными взаимными переходами в матрикс (рис. 3.2.27). Фрагменты стекол слабопористые, имеют, преимущественно, флюидальную текстуру, могут обладать как отчетливыми, так и нечеткими границами с матрицей. Иногда витрокласты характеризуются трещинами усыхания округлой формы, придающими им перлитовую текстуру. Изредка удлинённые фрагменты импактных стекол в зювите располагаются субпараллельно (рис. 3.2.27).

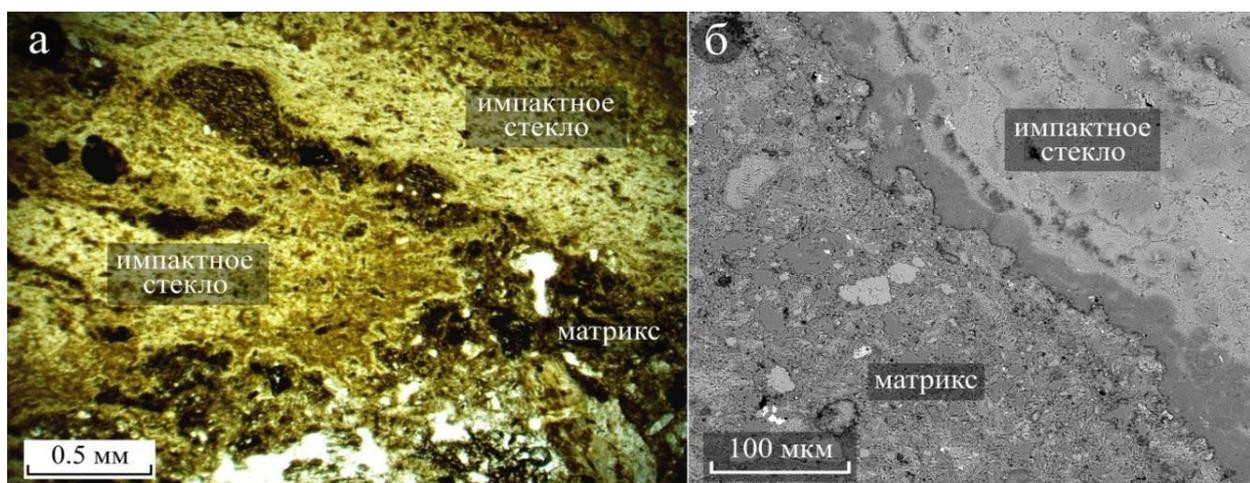


Рис. 3.2.27. Импактные стекла неправильной формы с неровными, причудливыми очертаниями в зювите II типа из подушкообразного выступа в центральной части обнажения на р. Кара: а – фото шлифа без анализатора, б – СЭМ-изображение в режиме упруго-отраженных электронов (BSE).

Матрикс. При петрографическом изучении установлено, что зювиты неоднородны по содержанию и структурно-текстурным особенностям матрикса. Матрикс зювитов из средней части обнажения на р. Кара может занимать до 50 об.% пород и представлен весьма неоднородной, пористой, участками спекшейся тонкодисперсной глинисто-слюдистой массой от серого до темно-серого цвета. Матрикс выполнен частицами кварца, полевых шпатов (главным образом альбита) и кальцита, в меньшей степени слюдами, частицами углеродистого вещества, единично граната, анатаза, титанита и магнетита (рис. 3.2.28; 3.2.29), что хорошо согласуется с данными энергодисперсионного картирования

матрикса (рис. 3.2.30) (Максименко, Исаенко, 2019). Между частицами в матриксе иногда отмечаются тонкие перемычки, при этом частицы, как правило, имеют довольно хорошо обособленные очертания, сохраняют свою структурную индивидуальность, что свидетельствует об их припекании (рис. 3.2.28; 3.2.29). В матриксе отмечаются локальные участки, где минеральные частицы погружены в сплошную тонкодисперсную массу, за счет чего матрикс в таких участках имеет достаточно плотное строение (рис. 3.2.29; 3.2.31). В таких участках вмещающая масса как бы «обволакивает» отдельные более крупные минеральные частицы, характеризуется низкой пористостью с некрупными (до ~10 мкм) порами неправильной формы. С помощью микронзондового анализа установлено, что содержание пустотного пространства во вмещающей массе может достигать ~15 об.%. Поры изолированного и открытого типа, достигают размера 20 мкм.

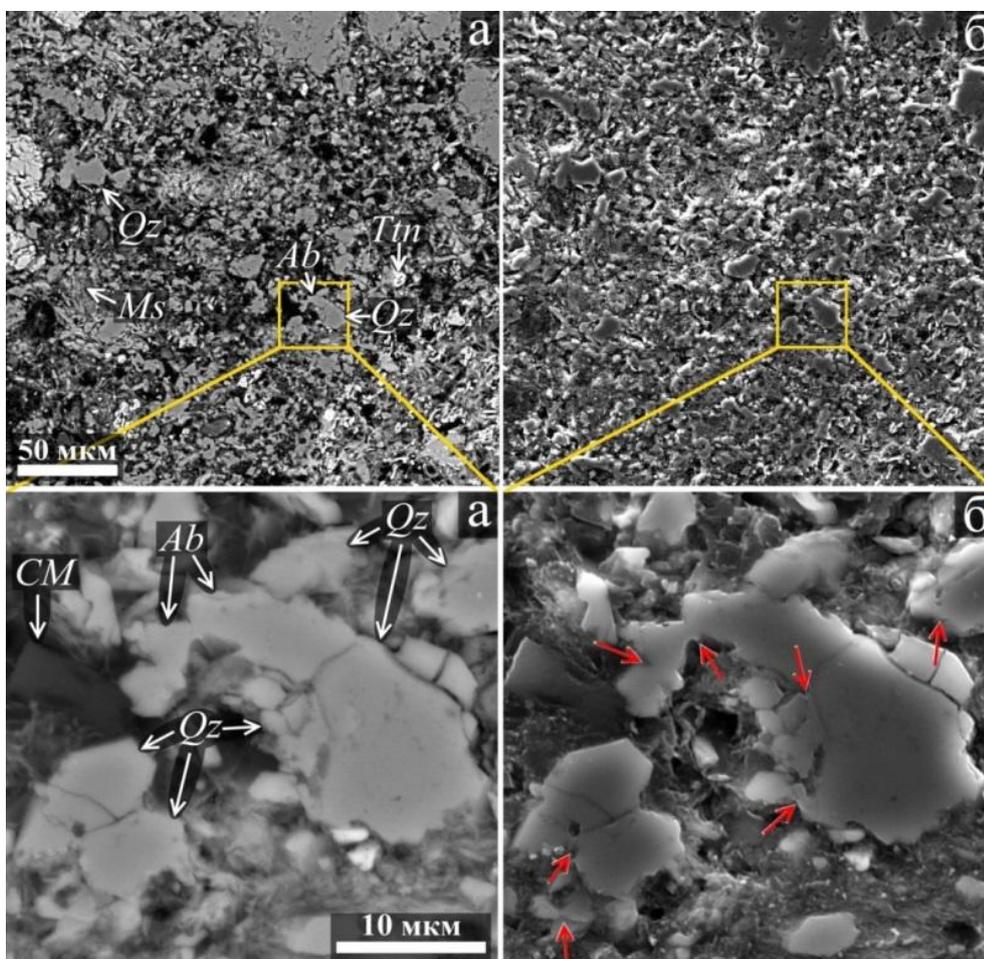


Рис. 3.2.28. Электронно-микроскопические изображения матрикса зювита II типа (р. Кара, юго-восточная часть обнажения): а – упруго-отраженные электроны (BSE), б – обратно-рассеянные электроны (SE). Ab – альбит, CM – углеродистое вещество, Ms – мусковит, Ttn – титанит, Qz – кварц. Стрелками показаны перемычки между спекшимися минеральными частицами.

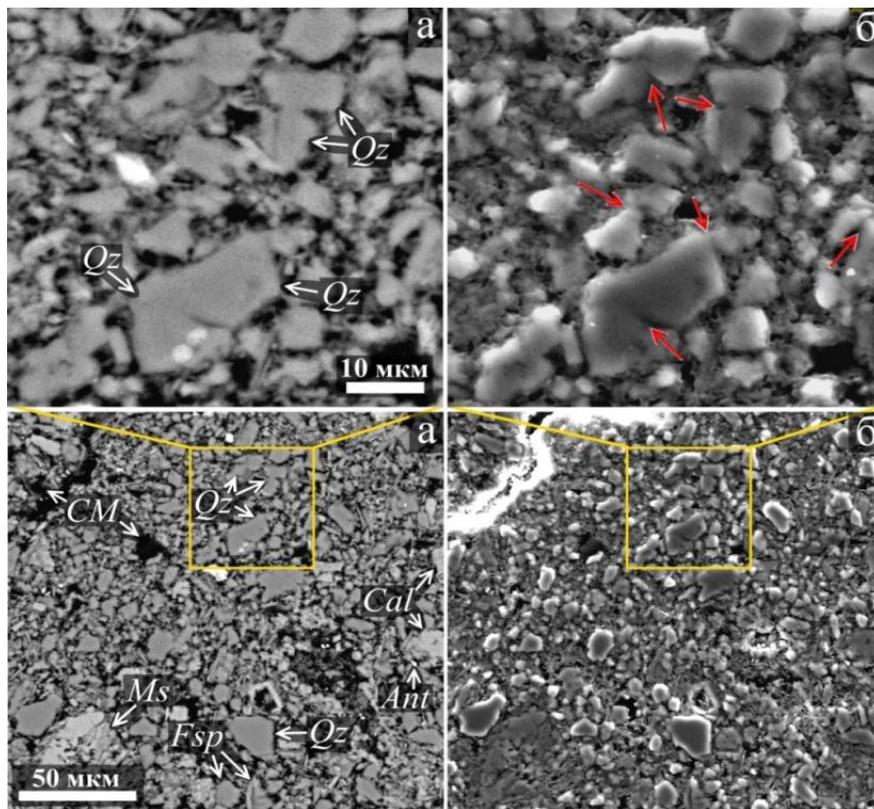


Рис. 3.2.29. Электронно-микроскопические изображения матрикса зювита II типа (р. Кара, юго-восточная часть обнажения): а – упруго-отраженные электроны (BSE), б – обратно-рассеянные электроны (SE). Ant – анатаз, Cal – кальцит, CM – углеродистое вещество, Fsp – полевой шпат, Ms – мусковит, Qz – кварц. Стрелками показаны перемычки между спекшимися минеральными частицами.

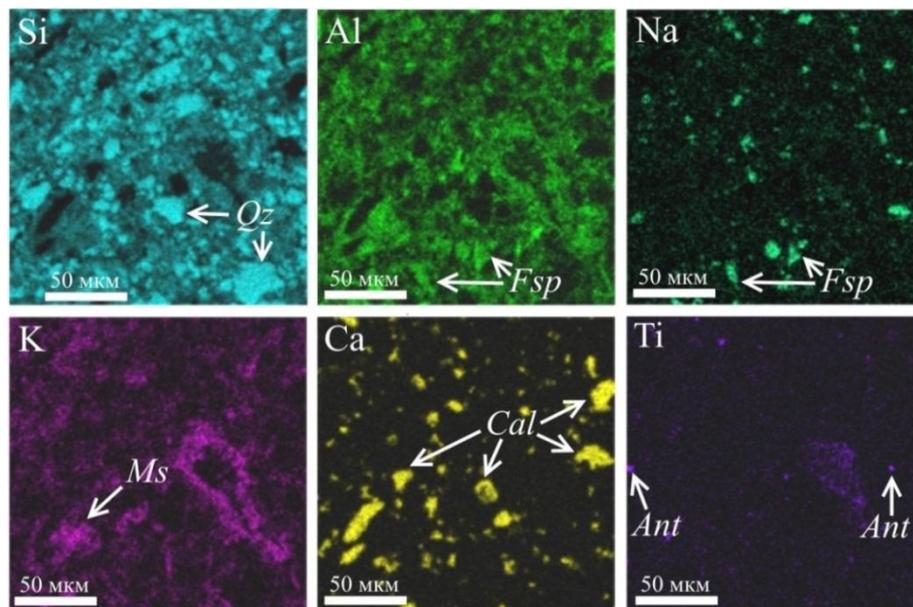


Рис. 3.2.30. Карты распределения основных химических элементов в матриксе зювитов II типа (р. Кара) (рис. 3.29г). Ant – анатаз, Fsp – полевой шпат, Cal – кальцит, Ms – мусковит, Qz – кварц.

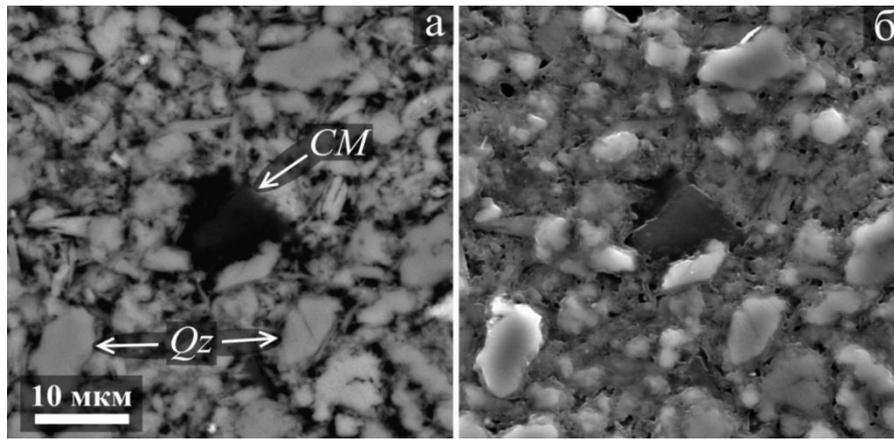


Рис. 3.2.31. Электронно-микроскопическое изображение частицы углеродистого вещества в матрице зювита II типа (р. Кара, юго-восточная часть обнажения): а – в режиме упруго-отраженных электронов (BSE); б – в режиме обратно-рассеянных электронов (SE). CM – углеродистое вещество, Qz – кварц.

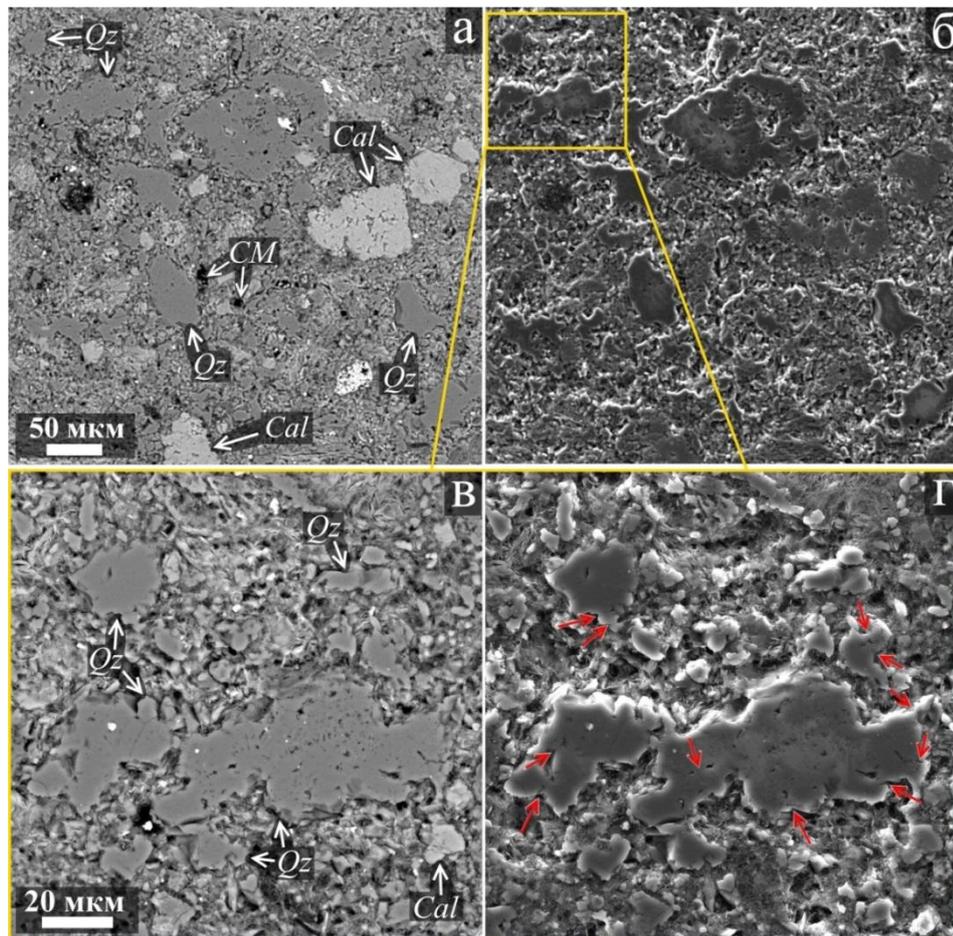


Рис. 3.2.32. Электронно-микроскопическое изображение матрицы зювита II типа из подушкообразного выступа в нижней части обнажения на р. Кара (а, в – упруго-отраженные электроны (BSE), б, г – обратно-рассеянные электроны (SE)). Cal – кальцит, CM – углеродистое вещество, Qz – кварц. Стрелками показаны перемычки между спекшимися минеральными частицами.

Матрикс зювитов из подушкообразного выступа в центральной части обнажения на р. Кара (рис. 3.6) занимает около 40 об. %. По минералогическому составу, в целом, она аналогична вышеописанному, отличается характером литификации – имеет низкое содержание (~5 об.%) не крупных (до 10 мкм) пор изолированного и открытого типа (рис. 3.2.32). В матриксе часто отмечаются спекшиеся минеральные агрегаты – сплошные низкопористые обособленные тела, образованные спекшимися минеральными частицами (спеки) (рис. 3.2.32; 3.2.33.). В таких спеках очертания отдельных минеральных частиц прослеживаются с трудом, иногда отмечаются смычки между частицами. Спеки имеют размеры до 60 и более мкм, характеризуются неправильной формой и достаточно четкими очертаниями, имеют немногочисленные не крупные изолированные поры округлой, неправильной (рис. 3.2.32; 3.2.33г) и «полигранной» (рис. 3.2.33г) формы.

Признаки ударного метаморфизма. Об ударном метаморфизме в зювитах свидетельствуют следующие особенности. В существенно измененных фрагментах сланцев выявлены ленты и полосы смятия. Класты мраморизованных известняков и кварцитов иногда обладают краевыми зонами изменения разной мощности. Витрокласты иногда характеризуются зональным строением, что может быть обусловлено закалкой таких фрагментов. В кристаллокластах кварца и полевых шпатов часто отмечается мозаичное строение и секториально-волнистое погасание. Класты полевого шпата иногда характеризуется деформационными трещинами и планарными элементами (рис. 3.2.14).

Западный сектор астроблемы (р. Саяха)

Литокласты в зювитах II типа, изученных в долине р. Саяха, занимают 15–20 об.% (табл. 3.2.1; рис. 3.2.2; 3.2.3; 3.2.34) и представлены, преимущественно, известковистыми алевролитами, известняками, известковистыми алевропесчаниками и песчаниками, в меньшей степени различными сланцами, аргиллитами, единично силицитами и углями (рис. 3.2.3; 3.2.5; 3.2.35). Размер литокластов в шлифах, в среднем составляет около 0.3 мм, форма преимущественно угловатая (Максименко, 2020).

Кристаллокласты. Содержание кристаллокластов в зювитах составляет ~10 об.% (табл. 3.2.1; рис. 3.2.2; 3.2.3). Среди них преобладают кальцит и кварц, полевые шпаты (плагиоклаз, в меньшей степени калиевый полевой шпат), реже отмечаются мусковит, серицит, хлорит, глауконит, изредка биотит, пирит, рутил.

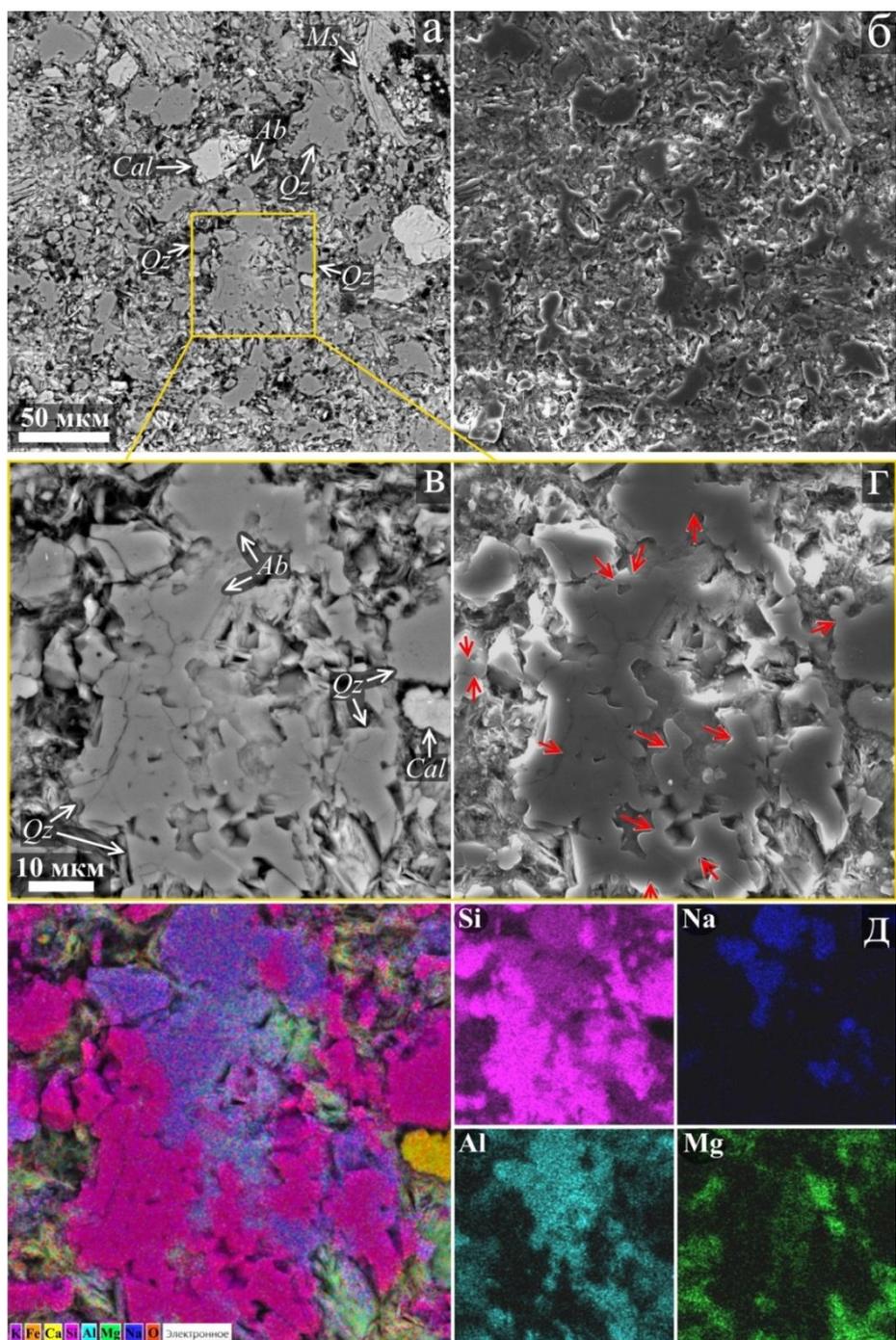


Рис. 3.2.33. Электронно-микроскопические изображения (а–г) и энергодисперсионная карта с распределением химических элементов (д) матрикса зювита II типа из подушкообразного выступа в нижней части обнажения на р. Кара (а, в – упруго-отраженные электроны (BSE), б, г – обратно-рассеянные электроны (SE)). Ab – альбит, Cal – кальцит, Ms – мусковит, Qz – кварц. На рисунке (г) стрелками выделены перемычки между спекшимися минеральными частицами.

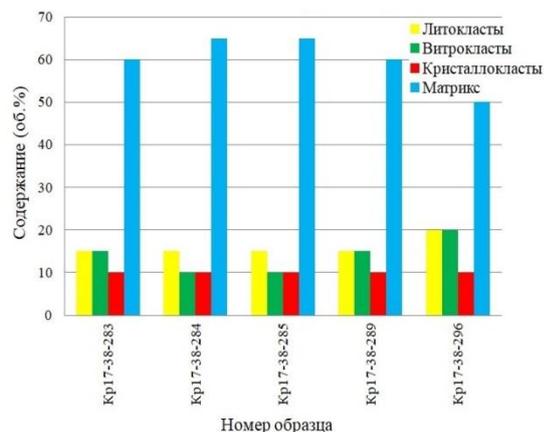


Рис. 3.2.34. Содержание составных компонентов в зювитах II типа (р. Саяха).

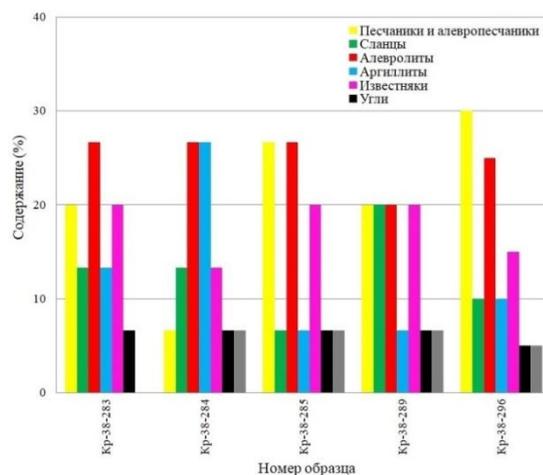


Рис. 3.2.35. Количественное соотношение различных типов литокластов в зювитах II типа (р. Саяха) (усредненные значения, нормированные на 100 %).

Витрокласты. Для зювитов II типа, развитых в районе р. Саяха, характерно низкое содержание витрокластов (от 10 до 20 об.%) (табл. 3.2.1; рис. 3.2.2; 3.2.3) (Максименко, 2020). Размер витрокластов в среднем составляет ~0.3 мм. Фрагменты стекол оптически прозрачные, светло-серые, с желтоватым или буроватым оттенком. В зювите преобладают витрокласты угловатой формы. Реже отмечаются фрагменты скрученной, уплощенной (лепешковидной) и другой неправильной формы с неровными очертаниями (рис. 3.2.36). Нередки стекла угловатой формы частично с неровными, волнистыми очертаниями. Границы витрокластов с матриксом четкие. Текстура стекол флюидальная, пористая, реже массивная, изредка очковая и пемзовидная, единично перлитовая. Витрокласты часто содержат крупные (до 0.3 мм) включения кальцита.

Матрикс в зювитах занимает около 60–65 об.% (табл. 3.2.1; рис. 3.2.2; 3.2.3) (Максименко, 2020). Матрица представляет собой неоднородную смесь, выполненную карбонатно-глинистой массой коричневатого-серого цвета с относительно крупными минеральными фрагментами (рис. 3.2.37а) и, в меньшей степени, глинисто-карбонатным

существенно более пористым тонкодисперсным материалом (рис. 3.2.37а) светло-серого цвета. В матрице присутствуют кальцит, кварц, полевые шпаты (главным образом альбит), мусковит, углеродистые частицы, хлорит, глауконит и пирит, изредка апатит (Maksimenko, Shumilova, 2021), характерно наличие многочисленных органических остатков (радиолярий и геодиевых губок) (рис. 3.2.37). Минеральные фрагменты характеризуются, преимущественно угловатой формой и четкими, обособленными очертаниями, не несут признаков спекания. Вмещающая тонкодисперсная масса отличается плотным строением и низкой пористостью. Содержание пустотного пространства в матрице составляет около 5 об.%, поры не крупные (5–20 мкм) закрытые, изометричной округлой и неправильной формы (рис. 3.2.37).

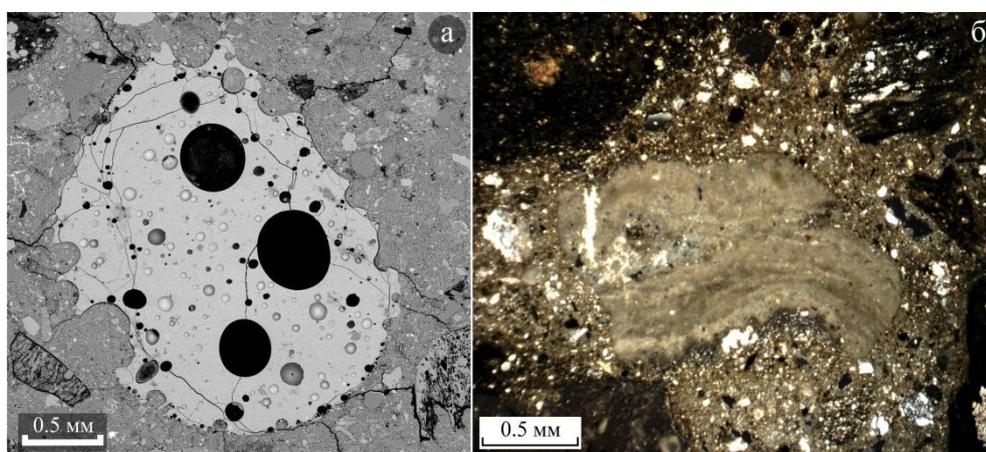


Рис. 3.2.36. Витрокласты зювита II типа (район р. Саяха): а – пористое импактное стекло (СЭМ изображение в режиме упруго-отраженных электронов (BSE)), б – импактное стекло изогнутой лепешкообразной формы (фото шлифа с анализатором).

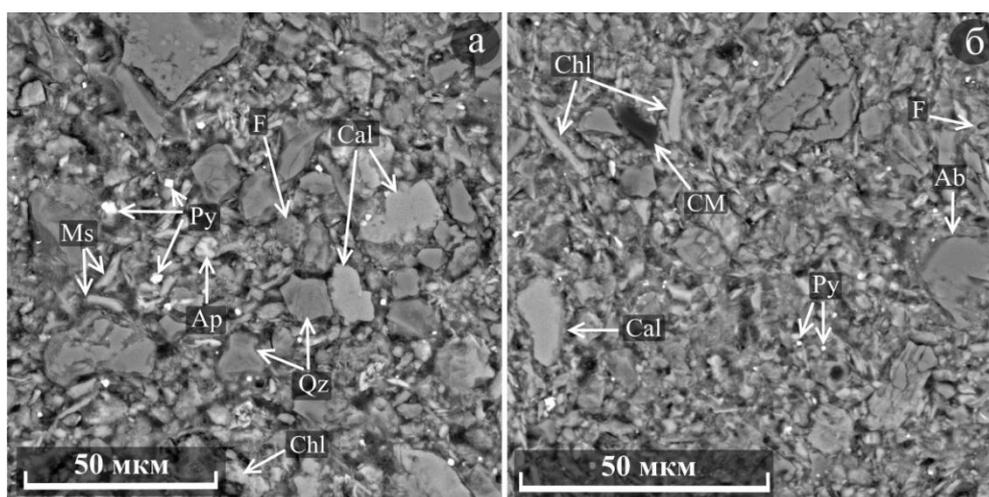


Рис. 3.2.37. Электронно-микроскопические изображения матрикса зювита II типа (район р. Саяха) в режиме упруго-отраженных электронов (BSE): Ab – альбит, Ap – апатит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, CM – углеродистое вещество, F – фоссилии, Ms – мусковит, Py – пирит, Qz – кварц.

Признаки ударного метаморфизма. Кристаллокласты кварца и полевых шпатов иногда разбиты грубыми деформационными трещинами, имеют системы планарных деформационных элементов. Слагающие литокласты (песчаники, сланцы, кварциты) зерна кварца и полевого шпата иногда характеризуются трещинами и планарными элементами (рис. 3.2.38). Единично в породе отмечаются диаплектовые стекла.

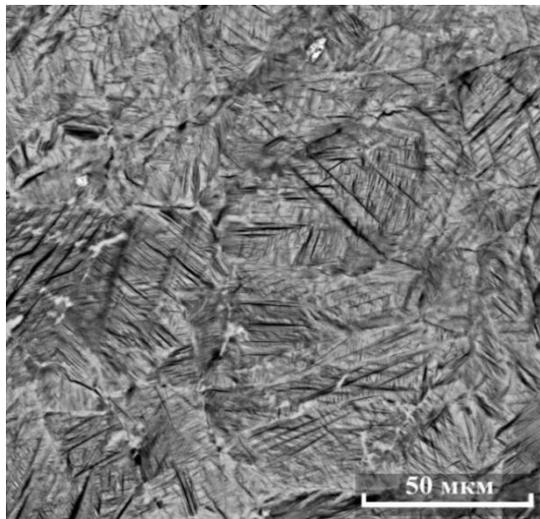


Рис. 3.2.38. Системы планарных деформационных элементов в кварце фрагмента кварцита в зювите II типа (район р. Саяха), СЭМ-изображение в режиме упруго-отраженных электронов (BSE).

3.2.3. Зювиты III типа

Юго-западный сектор астроблемы (р. Сопчаю)

Литокласты. Отличительной чертой зювитов III типа является хорошая сохранность и многообразие типов литоидных обломков, которые в породе занимают около 25 об.% (табл. 3.2.1; рис. 3.2.2; 3.2.3; 3.2.39) (Максименко и др., 2020). Их размер колеблется от 10 мкм до 1.5 см. В зювитах этого типа преобладают класты углеродистых, кварц-серицитовых, серицит-кварцевых и, единично, хлоритовых сланцев; углей; реже известковистых и глинистых алевролитов, аргиллитов и известняков (прил., табл. 1). В редких случаях встречаются обломки силицитов (яшмоидов, микрокварцитов, реже радиоляритов) и кварцевых долеритов (рис. 3.2.3; 3.2.5; 3.2.40). Литоидные фрагменты характеризуются изометричными, удлинёнными, округлыми, уплощёнными, реже угловатыми, тонколистоподобными, клиновидными формами (рис. 3.2.41).

Кристаллокласты в зювитах III типа занимают около 10 % объема (табл. 3.2.1; рис. 3.13; 3.14). Минеральные класты имеют размеры от 5 до 1 мм. Они представлены фрагментами кальцита, полевых шпатов, кварца, чешуйками слюд (мусковита, серицита), редко хлорита, единичными зернами пироклора (прил., табл. 1).

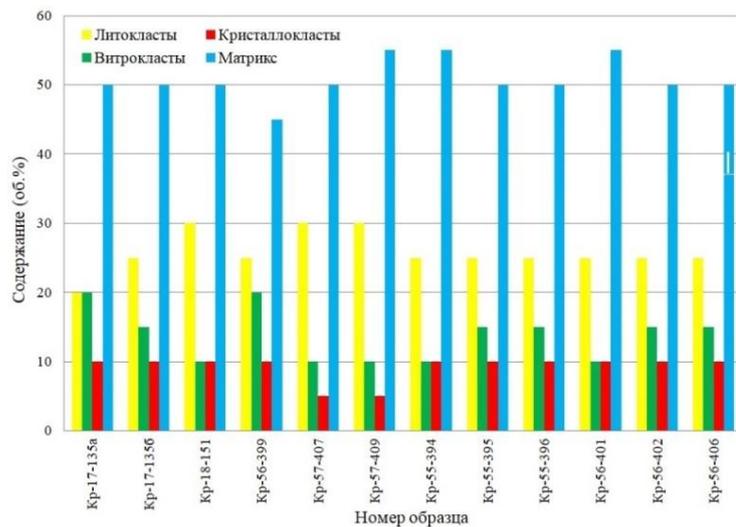


Рис. 3.2.39. Содержание составных компонентов в зювитах III типа.

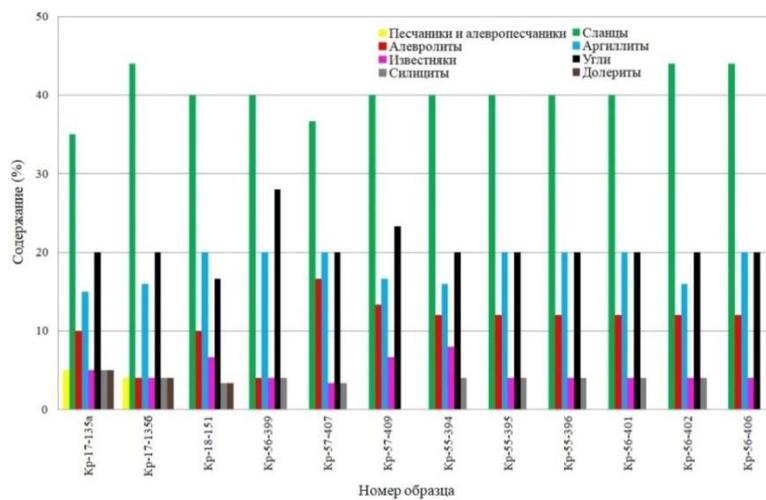


Рис. 3.2.40. Количественное соотношение различных типов литокластов в зювитах III типа (усредненные значения, нормированные на 100 %).

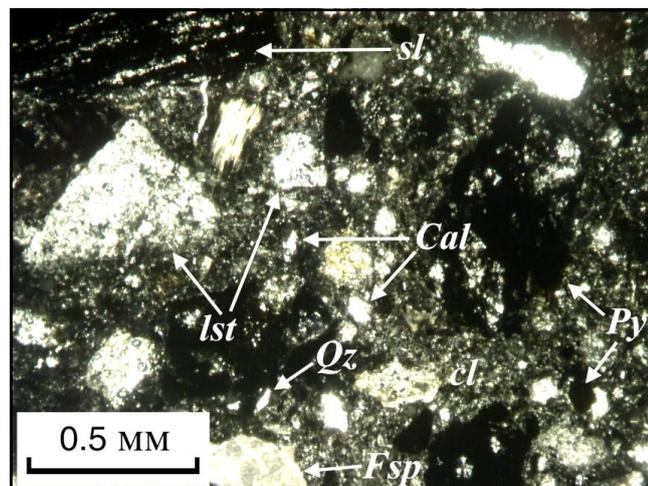


Рис. 3.2.41. Класты известняков (Ist), сланцев (sl), углей (cl), кальцита (Cal), полевых шпатов (Fsp), кварца (Qz), пирита (Py) и других пород и минералов в зювите III типа (Максименко и др., 2020). Фото шлифа без анализатора.

Витрокласты. Содержание витрокластов в зювитах III типа составляет около 15 % от объема пород (табл. 3.2.1; рис. 3.2.2; 3.2.3). Импактные стекла в разной степени раскристаллизованы (рис. 3.2.42), их размер варьирует от ~60 мкм до 5 мм. Продукты застывания импактного расплава в зювитах характеризуются разнообразными формами. В породах встречаются как изометричные, так и удлиненные расплавные фрагменты. Витрокласты характеризуются кластогенной и аэродинамической формой, среди них обнаружены угловатые и слабоокруглые, паутино- и лентообразные, таблитчатые и клиновидные обособления.

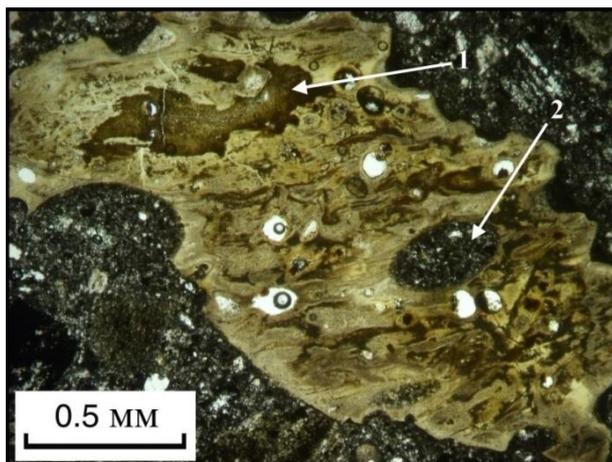


Рис. 3.2.42. Частично раскристаллизованное (1) импактное стекло с флюидальной текстурой и округлым включением матрикса (2) в зювите III типа, фото шлифа без анализатора (Максименко и др., 2020).

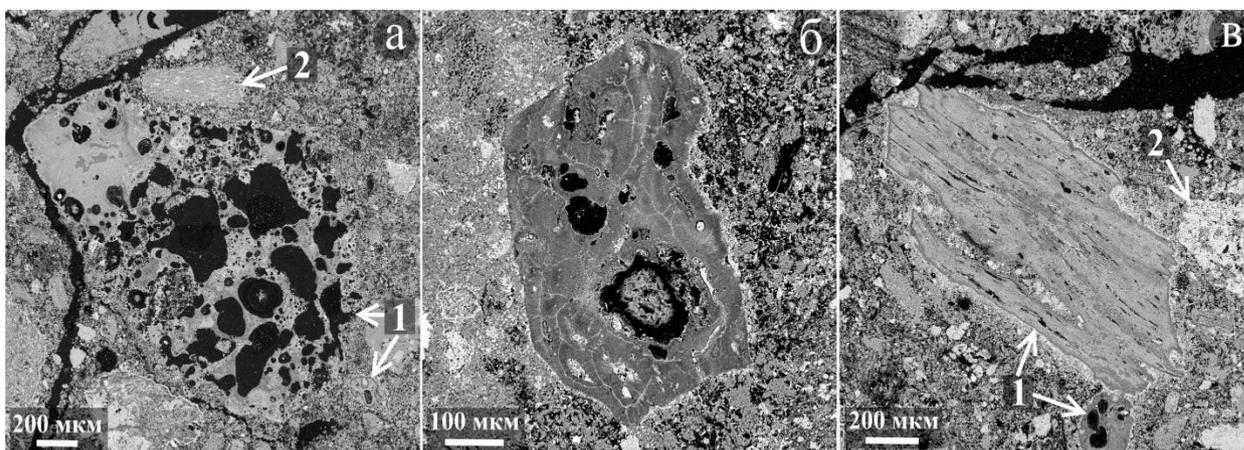


Рис. 3.2.43. Витрокласты аэродинамической (а) и угловатой (б, в) формы с закаленными границами в зювите III типа, СЭМ-изображения в режиме упруго-отраженных электронов (BSE). 1 – импактные стекла, 2 – фрагменты пород мишени.

Импактные стекла преимущественно с четкими, резко закаленными границами часто с неровными, волнистыми, «изъеденными» очертаниями (рис. 3.2.42; 3.2.43). Единично наблюдаются стекла специфической формы с неправильными буроватыми

обособлениями, имеющие размеры до 900 мкм и четкие границы. Иногда продукты застывания импактного расплава содержат протяженные (до 20 мкм) отчетливые тонкие (~ 10 мкм) темно-коричневые микрозоны, располагающиеся по направлению течения расплава.

Витрокласты на микроуровне неоднородны из-за присутствия раскристаллизованных зон, пор и разнообразных включений. Это определяет флюидальные, пористые и пемзовидные, массивные, реже пятнистые и глобулярные текстуры стекол (рис.3.2.42; 3.2.43). Содержание порового пространства в импактных стеклах в некоторых случаях достигает 60–70%. Форма пор изометричная округлая или слегка удлиненная, реже линзовидная с неровными краями или неправильная. Размеры пор достигают ~ 80 мкм в поперечнике. Стенки крупных пор иногда опоясаны маломощной (около 0.01 мм) темно-серой до черного цвета каймой, которая в скрещенных николях характеризуется двумя зонами – внешней (изотропной), и внутренней областью светло-желтоватого цвета. В редких случаях в порах витрокластов наблюдаются мелкие игольчатые кристаллы вторичных цеолитов.

Слабоизмененные импактные стекла относительно прозрачны, характеризуются светловато-желтоватым или коричневато-буроватым цветом, судя по всему, обусловленным повышенным содержанием железа. Преобразованные стекла имеют преимущественно светло-голубовато-серый цвет, их внутренняя структура плохо диагностируется вследствие помутнения. Иногда витрокласты обладают зональным строением, в них отмечается прикраевая раскристаллизованная светло-желтовато-серая зона мощностью до 70 мкм, которая постепенно переходит в сероватую центральную часть (около 60 мкм). При исследовании с помощью спектроскопии комбинационного рассеяния установлено, что раскристаллизованные импактные стекла характеризуются полевошпатовым, преимущественно ортоклазовым составом, о чем свидетельствуют рамановские пики в области 478 и 509 см⁻¹, характерные для эталонного спектра ортоклаза (рис. 3.2.44). Ортоклаз в стеклах наблюдается в виде тончайших кристаллов, формирующих сноповидные образования (Максименко и др., 2020).

Импактные стекла содержат включения пород и минералов, которые занимают от 10 до 25 % их объема. Последние имеют размеры до 20 мкм, изредка до 200 мкм. Среди включений в стеклах отмечаются мелкие буровато-красные зерна пирохлора, кристаллы пирита и пирротина с ореолами гидроксидов железа рыжеватого-бурого цвета, а также частицами углеродистого вещества. Изредка витрокласты содержат довольно крупные (~ 120 мкм, редко до 200 мкм) фрагменты матрикса округлой, овальной и слабо округлой

формы (рис. 3.2.42). Зачастую включения в стеклах располагаются однонаправленно, подчеркивая флюидальную текстуру.

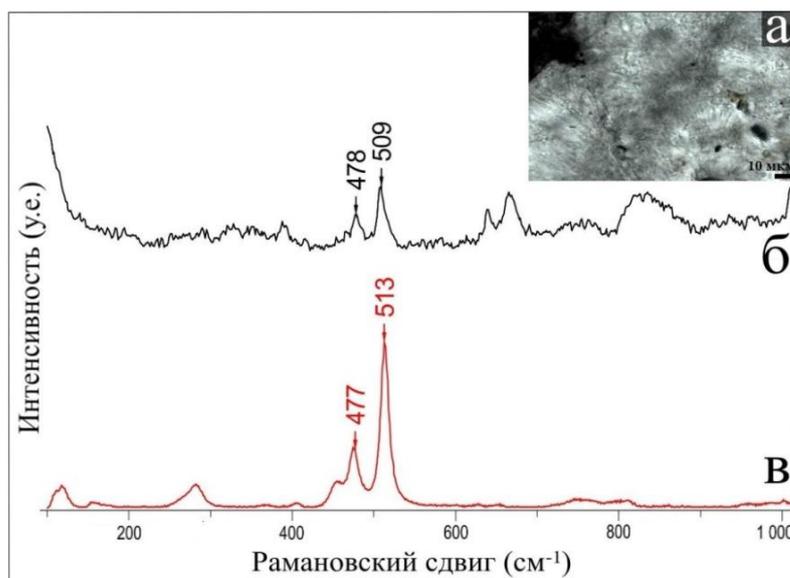


Рис. 3.2.44. Сноповидные кристаллы ортоклаза в импактном стекле зювита III типа (Максименко и др., 2020): (а - фото шлифа, без анализатора; б - спектр комбинационного рассеяния) и эталонный спектр ортоклаза (в).

Матрикс. Матрикс занимает около 50 % объема зювитов III типа (рис. 3.2.2; 3.2.3). Оптически он характеризуется коричневатого-серым и темно-серым цветом (Максименко, 2019б). Отличительной чертой матрикса исследованных зювитов является существенная пористость и кавернозность, за счет чего матрица пород имеет рыхлый облик (Максименко, Исаенко, 2019) (рис. 3.2.45; 3.2.46). Содержание пор в матриксе составляет около 15–20 % от его общего объема. Поры вытянутые (до 50–70 мкм), неправильной формы, преимущественно открытого типа. В полостях зювита, зачастую, бурно развиты вторичные кристаллы цеолитов и пирита.

Минеральные компоненты матрикса представлены кварцем, кальцитом, полевым шпатом (преимущественно ортоклазом), в меньшей степени встречаются частицы углеродистого вещества (рис. 3.2.47), мусковит, хлорит, реже серицит (рис. 3.2.45; 3.2.46; 3.2.48) (Максименко, Исаенко, 2019). Повсеместно отмечаются тончайшие кристаллы пироксенового состава (главным образом диопсидового), тяготеющие к обрамлению пустот породы (рис. 3.2.48) и контурам некоторых лито- и кристаллокластов.

Частицы минералов в матриксе, в основном, характеризуются угловатой формой, могут иметь как четкие, так и неотчетливые очертания. Довольно часто кристаллокласты имеют контактные перешейки на границах друг с другом, свидетельствующие об их припекании (рис. 3.2.45; рис. 3.2.46), иногда образуют спекшиеся минеральные агрегаты, при этом очертания отдельных минеральных компонентов в них хорошо различимы.

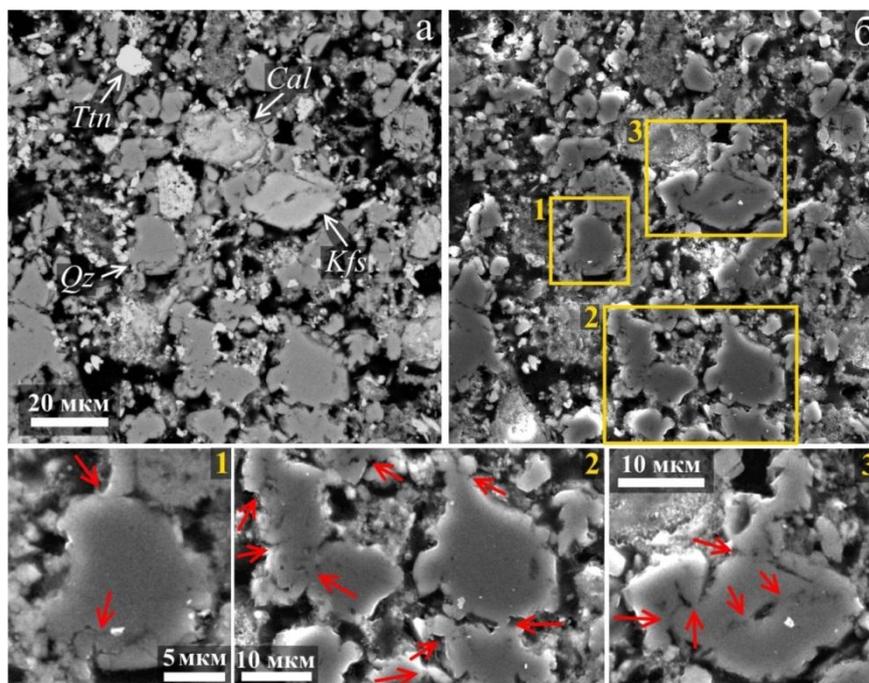


Рис. 3.2.45. Электронно-микроскопическое изображение матрикса зювита III типа: а – в режиме упруго-отраженных электронов (BSE), б – в режиме обратно-рассеянных электронов (SE). Cal – кальцит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ttn – титанит, Qz – кварц. Стрелками показаны перемычки между спекшимися минеральными частицами.

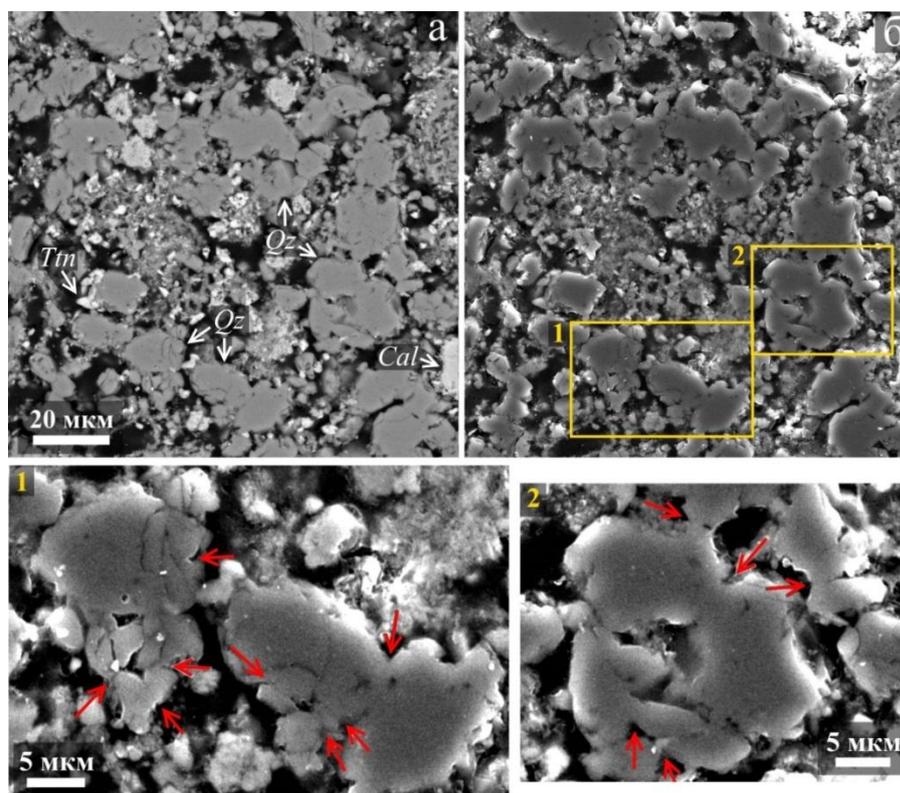


Рис. 3.2.46. Электронно-микроскопическое изображение матрикса зювита III типа: а – в режиме упруго-отраженных электронов (BSE), б – в режиме обратно-рассеянных электронов (SE). Cal – кальцит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ttn – титанит, Qz – кварц. Стрелками показаны перемычки между спекшимися минеральными частицами.

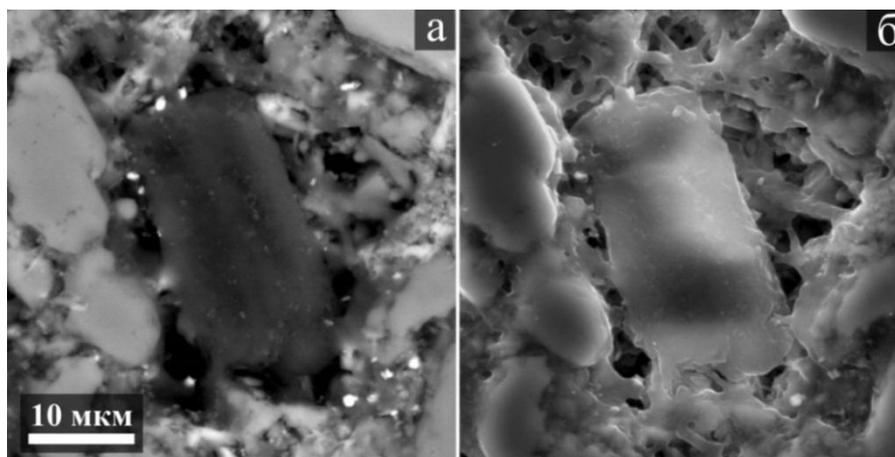


Рис. 3.2.47. Электронно-микроскопическое изображение частицы углеродистого вещества в матриксе зювита III типа; а – в режиме упруго-отраженных электронов (BSE), б – в режиме обратно-рассеянных электронов (SE).

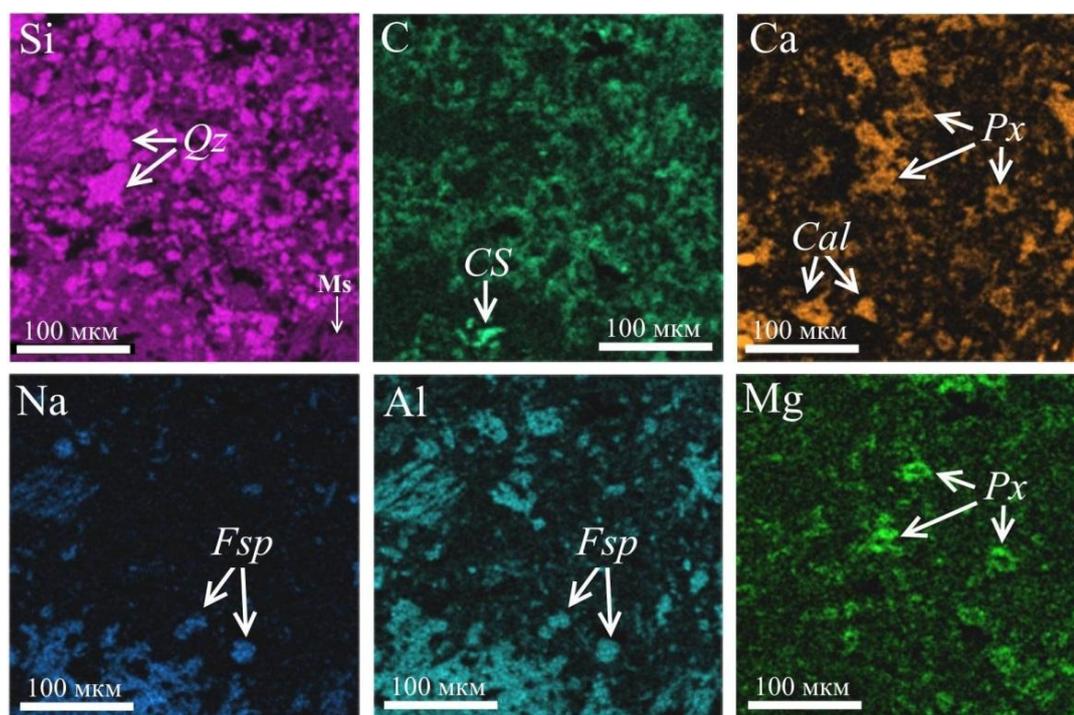


Рис. 3.2.48. Карты распределения основных химических элементов в матриксе зювита III типа. Cal – кальцит, CS – углеродистое вещество, Fsp – полево шпат, Px – кристаллы пироксенового состава, Qz – кварц.

Вмещающий межкластовый материал в матриксе учатсками имеет более плотное и однородное строение, содержит округлые поры, как бы обволакивает более крупные минеральные частицы. Локально в таких участках прослеживаются маломощные (~1–3 мкм) удлиненные смычки с плавными очертаниями, придающие матриксу паутинообразный облик (рис. 3.2.47).

Признаки ударного метаморфизма зювитов Карской астроблемы.

Микроскопическое изучение обломочной составляющей зювитов III типа показало наличие в породах следующих характерных особенностей импактного метаморфизма. В зернах полевого шпата и кварца из фрагментов песчаников иногда наблюдаются пятнистое погасание, хаотичная трещиноватость и системы параллельных трещин. Фрагменты силицитов в некоторых случаях имеют крупные деформационные трещины, а класты яшмоидов – зональны, что проявляется в присутствии центральной темно-серой зоны, прикраевой светлой области и серой краевой прокаленной зоны. Витрокласты также иногда имеют зону закалки. Изредка в зювитах отмечаются диаплектовые апокварцевые и апополевошпатовые импактные стекла. Такие фрагменты оптически изотропны, в них отмечаются системы параллельных трещинок. В некоторых кристаллокластах полевого шпата присутствуют секториально-волнистое погасание, планарные элементы и трещиноватость (рис. 3.2.14). В кристаллах кальцита иногда выявляется кайма изменения, представленная изотропной массой.

Установлено, что кластогенная компонента типов зювитов Карской астроблемы содержит важнейшие минералы-индикаторы ударного преобразования с различными признаками шокового воздействия (Максименко и др., 2020), отвечающими основным стадиям импактного метаморфизма (Grieve, Pesonen, 1996; Stöffler, Grieve, 2007), что хорошо согласуется с исследованиями импактных преобразований кремнезема импактных пород Карского кратера (Минеральный ..., 2012; Лютое, Лысюк, 2015). Установленные свидетельства импактного метаморфизма обломочных импактитов, согласно увеличению параметров импактного воздействия, включают признаки от начальных низкотермобарических ступеней до высших стадий импактного метаморфизма (табл. 3.2.2) (Grieve, Pesonen, 1996; Stöffler, Grieve, 2007; Масайтис и др., 1998).

Весьма слабое ударное воздействие с давлением до 5–10 ГПа и постимпактной температурой до 100° С зафиксировано в кластах кварца и полевых шпатов (в том числе в составе обломков песчаников) с крупными неправильными трещинами, преобладающими в зювитах I и II типов.

О *слабых ударных нагрузках* с давлением от 5 до 20 ГПа и постударной температурой от 100° С свидетельствуют планарные трещины в кварцевых и полевошпатовых обломках, присутствующих во всех исследованных типах зювитов.

Об *умеренном воздействии ударного метаморфизма* на породы при давлении от 20 до 35 ГПа и постимпактной температуре 170–300° С свидетельствуют такие признаки как мозаицизм, секториально-волнистое погасание, ударное двойникование, блочное строение

и системы планарных деформационных элементов в кварцевых и полевошпатовых обломках, свойственных всем изученным типам зювитам.

Таблица 3.2.2 Прогрессивные стадии и характерные признаки импактного метаморфизма кварц-полевошпатовых пород по (Stöffler, Grieve, 2007).

Стадия	Пиковое давление (ГПа)	Постударная температура (°С)	Признаки импактного метаморфизма
0			Трещиноватые минералы
	~5-10	~100	
Ia			Кварц с планарными трещинами; кварц и полевой шпат с планарными деформационными элементами
	~20	~170	
Ib			Кварц и полевой шпат с планарными деформационными элементами и пониженным показателем преломления; стишовит и незначительно коэсит
	~35	~300	
II			Диаплектовое кварцевое и полевошпатовое стекло; коэсит и единично стишовит; кордиеритовое стекло
	~45	~900	
III			Нормальное полевошпатовое стекло (пористое) диаплектовое кварцевое стекло; коэсит; кордиеритовое стекло
	~60	~1500	
IV			Стекловатые или кристаллические расплавные породы (закаленные из полностью расплавленных пород)
	~80-100	>2500	
V			Стекловатая порода (полностью расплавная порода из силикатных паров)

На *интенсивную импактную нагрузку* (давление 35–45 ГПа, постударная температура 300–900° С) указывают редкие находки диаплектовых апокварцевых и апополевошпатовых стекол, присущих преимущественно зювитам I типа.

Повсеместное наличие моно- и полиминеральных стекол плавления в исследованных зювитах, значительное количество которых приходится на зювиты I типа, развитые в районе р. Анарога, свидетельствует о *весьма интенсивном ударном воздействии* с давлением 45–60 ГПа и более и постударными температурами 900–1200° С и выше, также принимая во внимание результаты исследований структурных и химических параметров органического вещества Карских импактитов (Корочанцев, 2004).

К признакам *импактного преобразования при особо высоких нагрузках* относятся апоугольные алмазы и псевдоморфозы алмаза по органическим остаткам (Shumilova et al., 2018). Условия образования расплавных ультравысокобарных импактитов Карской астроблемы высоких стадий с образованием алмазов оцениваются диапазоном давлений 60–80 ГПа и температур 2300–2500° С (Шумилова и др., 2018).

3.3. Петро- и геохимическая характеристика зювитов

В главе представлена вещественная характеристика типов зювитов и пород мишени Карской астроблемы, полученная при изучении пород комплексом современных методов исследования.

3.3.1. Петрохимический состав зювитов

Валовый состав зювитов был изучен с помощью силикатного анализа. Было установлено, что все анализируемые типы зювитов относятся к среднекислым разностям, имеют содержания SiO_2 от 55 до 64 мас.% (табл. 3.3.1) (рис. 3.3.1). При этом отмечаются некоторые вариации состава типов по характеру щелочности. В зювитах I типа концентрация K_2O составляет от 1.7 до 3.2 мас.%, Na_2O – от 1.6 до 3.3 мас.%. Зювиты II типа характеризуются содержанием оксида калия 1.5–2.2 мас.% и оксида натрия – 1.1–2 мас.%. Концентрация K_2O и Na_2O в зювитах III типа составляет 1.2–2.2 и 0.5–2.1 мас.% соответственно.

Существенные различия выявлены в содержании CaO , максимальная концентрация которого (~14 мас.%) характерна для зювитов III типа, а минимальная (около 2 мас.%) – для зювитов I типа (Максименко, 2018). Большая разница наблюдается в количестве Al_2O_3 , наибольшее содержание которого (~14 мас.%) выявлено для зювитов I типа, а наименьшее – для зювитов III типа (около 6 мас.%). Примечательно, что I тип зювитов отличаются сравнительно высокими содержаниями (мас.%): Fe_2O_3 до 6.8, H_2O до 4.5, MgO до 6 и TiO_2 до 0.9, значения которых в 1.5–2 раза больше аналогичных в других типах. Наименьшие концентрации (мас.%): Fe_2O_3 ~3, H_2O ~ 0.4, MgO ~2 и TiO_2 ~0.3 определены для зювитов III типа. Установлено, что зювиты I типа обеднены компонентами (мас.%): CO_2 0.2–1.2 и MnO ~0.07. Вместе с тем максимальные содержания аналогичных компонентов (мас.%) – CO_2 (9.7) и MnO (0.24) приходятся на зювиты III типа. Наибольшая концентрация FeO (~2.5–3.3 мас.%) отмечена у зювитов II типа, также для этого типа свойственны повышенные значения (мас.%) CO_2 (до 5.5) и MnO (до 0.17).

Наибольшие вариации значений потерь при прокаливании (п.п.п.) выявлены у зювитов III и II типов (до ~15 и 12 мас.% соответственно), а наименьшие – у зювитов I типа (~4.7–7.5 мас.%). По содержанию P_2O_5 изученные типы зювитов в целом не имеют существенных отличий.

Важно отметить, что наиболее широкие вариации вещественного состава обнаружены у зювитов III типа. Существенные расхождения зафиксированы в содержании кремнезема, которое колеблется в пределах 56–64.5 мас.%, и CaO – от 5.3 до

Таблица 3.3.1. Валовый состав типов зювитов Карской астроблемы (мас. %) (данные силикатных анализов, см. главу 2).

Местонахождение зювитов	№ образца	Компоненты														
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма с ппп	H ₂ O	CO ₂
Зювиты I типа																
р. Анарога	Кр-8-69	59.32	0.79	14.47	4.63	1.82	0.058	2.39	5.27	3.24	3.10	0.22	4.69	99.99	2.28	0.26
	Кр-8-71	56.78	0.83	13.33	5.20	1.55	0.066	3.26	5.40	3.03	2.63	0.19	7.45	99.72	4.49	0.66
	Кр-59-426	58.52	0.69	12.94	4.77	1.96	0.079	3.19	5.38	2.59	2.54	0.22	6.70	99.58	2.86	1.20
	Кр-59-427	56.88	0.82	13.33	3.98	1.87	0.089	3.76	5.99	3.04	3.01	0.174	6.63	99.57	2.84	0.87
	Кр-59-441а	57.70	0.82	14.23	4.33	2.17	0.067	2.77	5.93	2.76	3.34	0.19	5.49	99.80	3.00	0.20
	Кр-59-441б	56.62	0.84	13.94	4.52	2.18	0.074	2.87	5.76	2.84	3.03	0.20	6.85	99.72	4.80	0.25
р. Б. Вануйта	Кр-75-558	58.86	0.78	13.17	2.79	3.17	0.09	4.17	3.84	1.82	1.62	0.15	9.10	99.56	2.14	2.43
	Кр-76-560	58.03	0.85	12.38	2.86	3.54	0.12	4.34	4.40	1.73	1.56	0.20	9.03	99.04	2.30	2.20
	Кр-76-560а	58.28	0.81	13.93	2.78	3.59	0.09	3.72	4.40	1.75	1.63	0.16	8.78	99.92	2.51	1.89
	Кр-77-562	57.50	0.87	12.86	3.14	3.26	0.10	4.22	4.29	1.78	1.70	0.21	8.77	98.70	2.22	2.19
	Кр-78-563	57.02	0.89	13.10	3.06	3.42	0.10	4.11	4.38	2.08	1.72	0.19	9.17	99.24	2.43	1.81
Среднее содержание		57.77	0.82	13.43	3.86	2.59	0.08	3.53	5.00	2.42	2.35	0.19	7.51	99.53	2.90	1.27
Минимальное/максимальное содержание		56.62/59.32	0.69/0.89	12.38/14.47	2.78/5.20	1.55/3.59	0.058/0.12	2.39/4.22	3.84/5.99	1.73/3.24	1.56/3.34	0.15/0.22	4.69/9.17	98.70/99.99	2.22/4.80	0.20/2.43
Местонахождение зювитов	№ образца	Компоненты														
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма с ппп	H ₂ O	CO ₂
Зювиты II типа																
р. Кара	Кр-7-61	57.77	0.59	12.16	1.47	3.10	0.17	7.19	3.64	2.00	1.47	0.17	10.00	99.73	0.87	5.53
	Кр-67-546	59.80	0.65	11.47	2.06	3.34	0.13	5.78	3.54	1.80	1.55	0.16	8.12	98.40	0.72	3.88
	Кр-67-547	57.12	0.64	11.40	1.82	2.90	0.14	7.50	3.46	2.09	1.64	0.17	9.61	98.49	0.72	5.21
	Кр-67-552	62.34	0.61	10.80	2.24	2.64	0.12	5.66	2.94	2.17	1.14	0.211	8.21	99.07	0.85	3.78

р. Кара	Кр-67-553	57.66	0.69	11.83	1.88	3.08	0.15	6.76	3.71	2.05	2.02	0.174	8.85	98.86	0.62	4.76
	Кр-67-557	60.68	0.57	9.65	2.39	2.06	0.17	7.78	3.04	2.01	0.88	0.22	10.11	99.56	1.75	5.47
р. Саяха	Кр-38-283	56.22	0.63	11.66	2.19	3.01	0.16	7.55	3.23	1.66	1.37	0.19	11.93	99.80	не опр.	не опр.
	Кр-38-284	57.88	0.67	11.70	3.05	2.80	0.17	6.71	3.29	1.64	1.25	0.18	11.21	100.55	не опр.	не опр.
	Кр-38-285	56.66	0.69	11.91	2.86	2.99	0.14	6.50	3.24	1.73	1.43	0.18	11.02	99.35	не опр.	не опр.
	Кр-38-286	57.98	0.75	12.70	3.55	2.85	0.13	5.26	3.48	1.47	1.50	0.20	9.66	99.60	1.81	3.46
	Кр-38-289	57.48	0.69	11.78	3.21	2.69	0.11	5.97	3.41	1.79	1.36	0.18	10.91	99.58	не опр.	не опр.
	Кр-38-296	54.98	0.73	12.53	3.64	2.46	0.16	6.50	3.30	1.77	1.27	0.19	12.01	99.54	не опр.	не опр.
Среднее содержание		58.05	0.66	11.63	2.53	2.83	0.15	6.60	3.36	1.85	1.41	0.19	10.14	99.38	1.05	4.58
Минимальное/ максимальное содержание		56.22/ 62.34	0.57/ 0.75	9.65/ 12.70	1.47/ 3.64	2.06/ 3.34	0.12/ 0.17	5.26/ 7.78	2.94/ 3.71	1.47/ 2.17	0.88/ 2.02	0.16/ 0.211	8.12/ 12.01	98.40/ 100.55	0.62/ 1.81	3.46/ 5.53
Местонахож- дение зювитов	№ образца	Компоненты														
		SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K₂O	Na₂O	P₂O₅	ппп	Сумма с ппп	H₂O	CO₂
Зювиты III типа																
р. Сопчаю	Кр-17-135	63.58	0.37	6.94	1.37	2.08	0.16	12.66	2.07	1.24	1.71	0.14	7.42	99.74	0.43	5.05
	Кр-17-136	64.48	0.48	8.69	1.13	3.17	0.16	8.72	3.12	1.65	2.11	0.18	4.69	98.58	0.66	2.03
	Кр-18-151	60.28	0.46	6.89	1.80	2.10	0.18	13.19	2.40	1.35	1.89	0.18	8.46	99.18	0.45	6.32
	Кр-56-399	55.94	0.30	5.91	2.22	0.82	0.078	14.1	4.07	1.28	0.54	0.21	14.60	100.07	1.62	9.73
	Кр-58-418	57.16	0.49	9.51	3.25	1.44	0.24	5.31	8.55	1.90	0.85	0.24	10.62	99.56	3.86	2.45
	Кр-58-419	61.50	0.47	9.51	2.28	1.13	0.20	6.02	5.14	2.23	1.39	0.23	9.44	99.54	2.06	3.49
Среднее содержание		60.49	0.43	7.91	2.01	1.79	0.17	10.00	4.23	1.61	1.42	0.20	9.21	99.45	1.51	4.85
Минимальное/ максимальное содержание		55.94/ 64.48	0.37/ 0.49	5.91/ 9.51	1.13/ 3.25	0.82/ 3.17	0.078/ 0.24	5.31/ 14.1	2.07/ 8.55	1.24/ 2.23	0.54/ 2.11	0.14/ 0.24	4.69/ 14.60	98.58/ 100.07	0.43/ 3.86	2.03/ 9.73

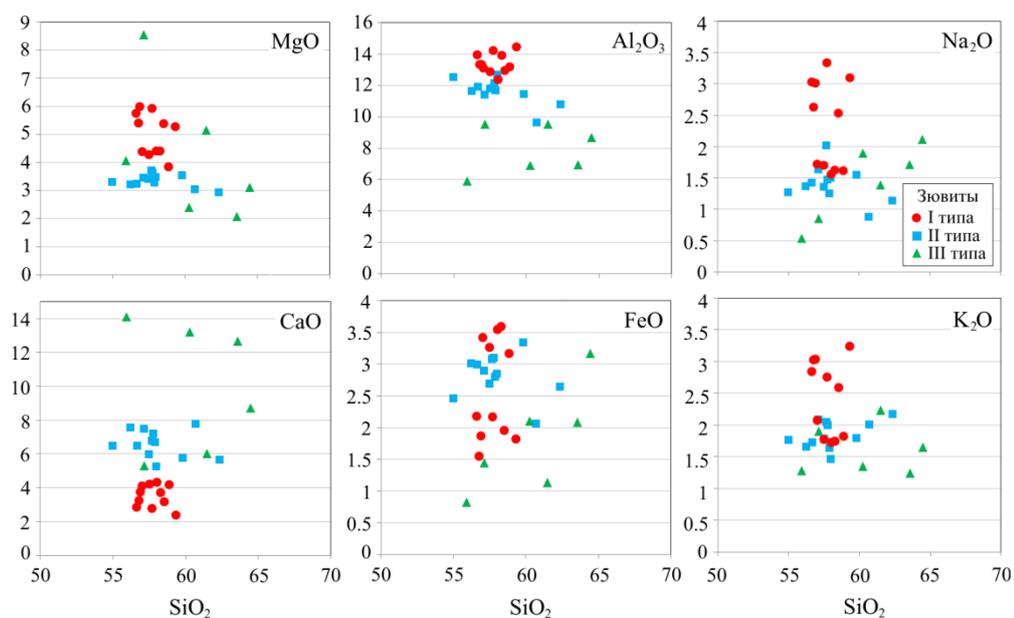


Рис. 3.3.1. Вариационные диаграммы петрогенных компонентов типов зювитов Карской астроблемы (силикатные анализы, мас.%).

14.1 мас.%. Значительная разница выявлена для величин п.п.п. (4.7–14.6 %), а также содержаний (мас.%): CO_2 2–9.7, MgO 2.07–8.55, Al_2O_3 5.9–9.5, Fe_2O_3 3–4.7, H_2O 0.43–3.86, FeO 0.82–3.17, Na_2O и K_2O 0.5–2.2. Незначительные отличия также отмечаются в отношении компонентов (мас.%): TiO_2 0.3–0.49, P_2O_5 0.14–0.24 и MnO 0.078–0.24. Некоторая специфика химического состава отмечена также среди образцов зювитов I типа. Различия в пределах первых процентов установлены в содержании кремнезема, глинозема, оксидов щелочей, железа, кальция и H_2O . Слабые различия в содержаниях (в пределах десятых долей процента) выявлены для оксидов магния, марганца, TiO_2 , CO_2 и P_2O_5 . Для зювитов II типа в целом характерен относительно однородный петрохимический состав.

Таким образом, три типа зювитов имеют существенные различия петрохимического состава по отдельным петрогенным компонентам. Зювиты I типа характеризуются повышенными концентрациями Al_2O_3 , FeO , TiO_2 , MgO и суммы оксидов щелочей. Выявленные особенности могут свидетельствовать о существенно алюмосиликатном составе протопород для этих обломочных импактитов – предположительно, полимиктовых песчаников и алевролитов. Зювиты II типа отличаются повышенным содержанием компонентов CaO и CO_2 , что позволяет предполагать преимущественно карбонатный состав протолита для этого типа зювитов – предположительно, глинистых известняков. Зювиты III типа имеют повышенное содержание SiO_2 , достаточно высокую концентрацию Al_2O_3 и MgO . Относительно высокое содержание CaO в этом типе, судя по всему, обусловлено их постимпактными изменениями.

3.3.2. Вещественный состав компонентов зювитов

Ниже рассмотрены особенности вещественного состава компонентов трех типов зювитов Карской астроблемы в соответствии с основными компонентами обломочных импактитов – литокластами, витрокластами и матриксом. Петрохимические особенности составных компонентов зювитов были изучены с помощью площадного микрозондового анализа.

Литокласты

Как было установлено ранее, типы зювитов Карского кратера характеризуются разной спецификой литоидных компонентов. Исходя из этого, исследования вещественного состава литокластов зювитов проводились по преобладающим типам литоидных обломков в каждом типе.

В *зювитах I типа* изучены наиболее распространенные в этих породах литокласты – алевролиты и алевропесчаники. Установлено, что данные фрагменты в анализируемом типе зювитов характеризуются содержанием SiO_2 от 54.3 до ~70 мас.% (прил., табл. 2). Концентрация основных петрогенных компонентов MgO , Al_2O_3 , CaO , FeO , Na_2O и K_2O в кластах алевролитах и алевропесчаниках зювитов не зависит от содержания кремнезема (рис. 3.3.2). Исследованные литоидные фрагменты имеют повышенную концентрацию Al_2O_3 (11.8–21.6 мас.%), за счет чего образуют достаточно хорошо локализованное поле на вариационной диаграмме. При этом, такие литокласты отличаются достаточно высокой щелочностью с преобладанием K_2O (1.4–10.9 мас.%), повышенным содержанием оксида железа (до 7.7 мас.%) и MgO (до 7.5 мас.%).

В *зювитах II типа* превалируют литокласты карбонатного состава, среди которых широко распространены класты известняков. При изучении химического состава таких обломков определено, что содержание CaO в них изменяется от 45.7 до 55 мас.% и, в среднем, составляет 50.8 мас.% (прил., табл. 2). Обращает на себя внимание, что концентрация SiO_2 в обломках известняков колеблется в широких пределах (0–9.1 мас.%). В составе кластов известняков иногда присутствуют Al_2O_3 , MgO и MnO (до 1.6 мас.%). Единично выявлено относительно высокое содержание MnO (до 4.3 мас.%) (рис. 3.3.3).

Зювиты III типа характеризуются широким распространением фрагментов углеродистых пород. Для кластов углеродистых сланцев характерно высокое содержание кремнезема (от 75.2 до 98.6 мас.%) и относительно низкое содержание глинозема (в среднем ~3.7 мас.%) (прил., табл. 2) (рис. 3.3.2). Анализ вариационных диаграмм позволяет уверенно проследить зависимость содержания SiO_2 от содержания большинства

петрогенных компонентов (рис. 3.2.2). При увеличении количества кремнезема уменьшается содержание следующих компонентов: Al_2O_3 (от 6.1 до 0.5 мас.%), MgO (от 1.1 до 0 мас.%), FeO (от 3.3 до 0 мас.%), Na_2O (от 2.2 до 0 мас.%) и K_2O (от ~2.6 до 0 мас.%). В половине изученных образцов углеродистых кластов в зювитах выявлен компонент SO_3 , содержание которого единично достигает 7.9 мас.%.

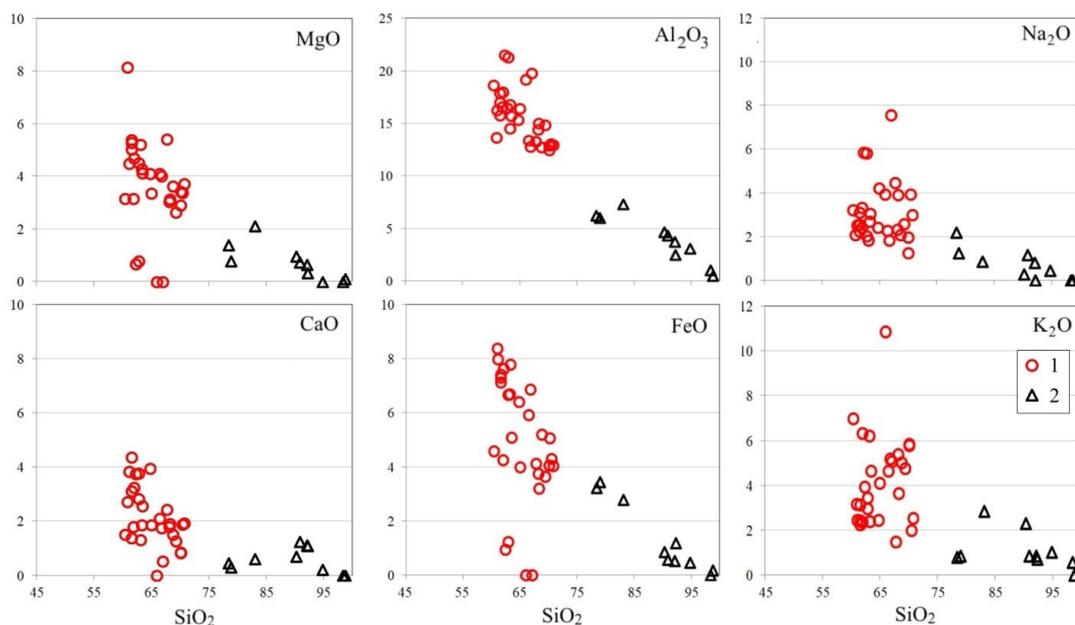


Рис. 3.3.2. Вариационные диаграммы химических компонентов литокластов зювитов Карской астроблемы (площадные микронзондовые анализы, мас.%): 1 – класты алевролитов и алевропесчаников в зювитах I типа, 2 – класты углеродистых сланцев в зювитах III типа.

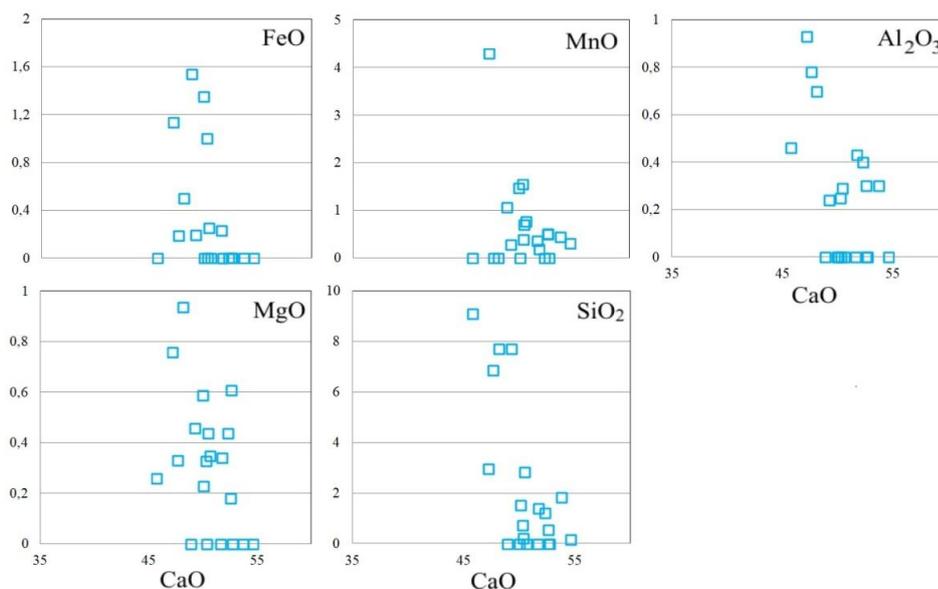


Рис. 3.3.3. Диаграммы соотношений химических компонентов обломков известняков в зювитах II типа (площадные микронзондовые анализы, мас.%).

Витрокласты

Витрокласты как продукты застывания импактного расплава являются важнейшими составными компонентами обломочных импактитов. Импактные стекла *зювитов I типа*, в целом, имеют достаточно однородный петрохимический состав, что выражается хорошо локализованными полями фигуративных точек их составов на диаграмме (рис. 3.3.5). Расплавные фрагменты характеризуются вариациями содержаний Al_2O_3 (от 17.3 до 22.6 мас.%), достаточно высокой концентрацией SiO_2 (51.1–65.3 мас.%) и оксидов щелочей (преимущественно, K_2O – до 11.9 мас.%), широким разбросом содержаний CaO (0–7.7 мас.%) (прил., табл. 3). Содержание кремнезема в импактных стеклах не зависит от содержания других петрогенных компонентов. Установлено, что состав витрокластов зювитов I типа характеризуется весьма сильной прямой корреляцией MgO с FeO , и обратной – K_2O с компонентами CaO и Al_2O_3 , а также SiO_2 с компонентами FeO и MgO (табл. 3.3.2, рис. 3.3.4).

Витрокласты *зювитов II типа* характеризуются широкими вариациями содержаний глинозема (2.3–20.4 мас.%), относительно высоким содержанием CaO (до 11.9 мас.%) (прил., табл. 3). По содержанию кремнезема импактные стекла зювитов хорошо разделяются на три группы – низкокремнеземистые (33.8–40.1 мас.% SiO_2), умереннокремнеземистые (52.4–64.7 мас.% SiO_2) и высококремнеземистые (70.1–81.3 мас.% SiO_2) (рис. 3.3.5). Низкокремнеземистые импактные стекла характеризуются высоким содержанием MgO (до 17 мас.%) и FeO (до 17.2 мас.%), и низким – Na_2O (0–0.8 мас.%) и K_2O (0–2.5 мас.%). Умереннокремнеземистые импактные стекла, напротив, имеют относительно низкое содержание оксидов железа и магния (до ~6 мас.% каждый), и высокое – Na_2O (до 6 мас.%) и K_2O (1.1–11.9 мас.%). В высококремнеземистых стеклах выявлено содержание Al_2O_3 от 2.3 до 3.1 мас.%, FeO (~0.3–0.6 мас.%) и K_2O (0.5–0.6 мас.%) (рис. 3.3.5). Содержание кремнезема в импактных стеклах зювитов II типа растет при увеличении содержаний оксидов щелочей, и уменьшается при увеличении содержаний MgO и FeO (рис. 3.44). Импактные стекла зювитов II типа характеризуются весьма сильной положительной корреляцией FeO с MgO , имеют очень сильную отрицательную корреляцию SiO_2 с компонентами MgO и FeO , и компонента Al_2O_3 с компонентами MgO и FeO (табл. 3.3.2, рис. 3.3.4).

Импактные стекла *зювитов III типа* по содержанию кремнезема делятся на две группы – низкокремнеземистые с содержанием кремнезема ~30–79 мас.%, и высококремнеземистые, содержащие до ~99 мас.% SiO_2 (прил., табл. 3) (рис. 3.3.5). Высок кремнеземистые стекла характеризуются низким содержанием компонентов Al_2O_3

(0.2–5.1 мас.%) и Na₂O (0.1–2.9 мас.%), практически не содержат MgO, FeO, CaO и K₂O. Низкокремнеземистые стекла характеризуются повышенным содержанием большинства породообразующих компонентов, в особенности CaO (до 9.7 мас.%), Na₂O (до 5.7 мас.%) и K₂O (до ~13.5 мас.%). Витрокласты зювитов III типа характеризуются отрицательной зависимостью содержания SiO₂ от содержаний компонентов Al₂O₃, MgO и FeO (рис. 3.45). Импактные стекла зювитов III типа характеризуются весьма сильной положительной корреляцией MgO с компонентами CaO и FeO (табл. 3.3.2, рис. 3.3.4).

Таблица 3.3.2. Корреляционная матрица петрогенных компонентов импактных стекол зювитов Карской астроблемы по результатам площадных микрозондовых анализов (в коэффициентах корреляции).

Импактные стекла зювитов I типа (15 анализов)

	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	FeO
Na ₂ O	1						
MgO	0.19	1					
Al ₂ O ₃	0.61	0.24	1				
SiO ₂	-0.33	-0.84	-0.58	1			
K ₂ O	-0.62	-0.58	-0.80	0.64	1		
CaO	0.37	0.58	0.78	-0.69	-0.94	1	
FeO	0.12	0.97	0.14	-0.84	-0.47	0.49	1

Импактные стекла зювитов II типа (19 анализов)

	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	FeO
Na ₂ O	1						
MgO	-0.70	1					
Al ₂ O ₃	0.65	-0.84	1				
SiO ₂	0.67	-0.96	0.74	1			
K ₂ O	-0.17	-0.58	0.41	0.58	1		
CaO	0.18	0.057	0.39	-0.13	-0.29	1	
FeO	-0.67	0.98	-0.81	-0.97	-0.61	0.07	1

Импактные стекла зювитов III типа (22 анализа)

	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	FeO
Na ₂ O	1						
MgO	-0.20	1					
Al ₂ O ₃	0.32	-0.04	1				
SiO ₂	-0.05	-0.72	-0.64	1			
K ₂ O	-0.37	-0.22	0.64	-0.31	1		
CaO	0.07	0.82	-0.13	-0.55	-0.36	1	
FeO	-0.32	0.80	-0.07	-0.58	-0.17	0.40	1

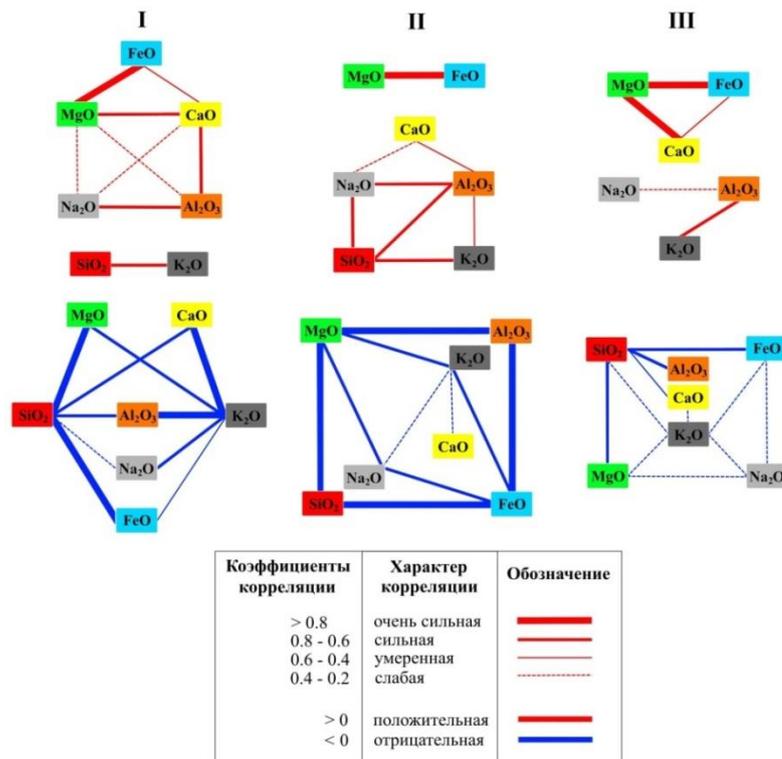


Рис. 3.3.4. Корреляционные связи петрогенных компонентов импактных стекол типов зювитов Карской астроблемы (I – I тип, II – II тип, III – III тип).

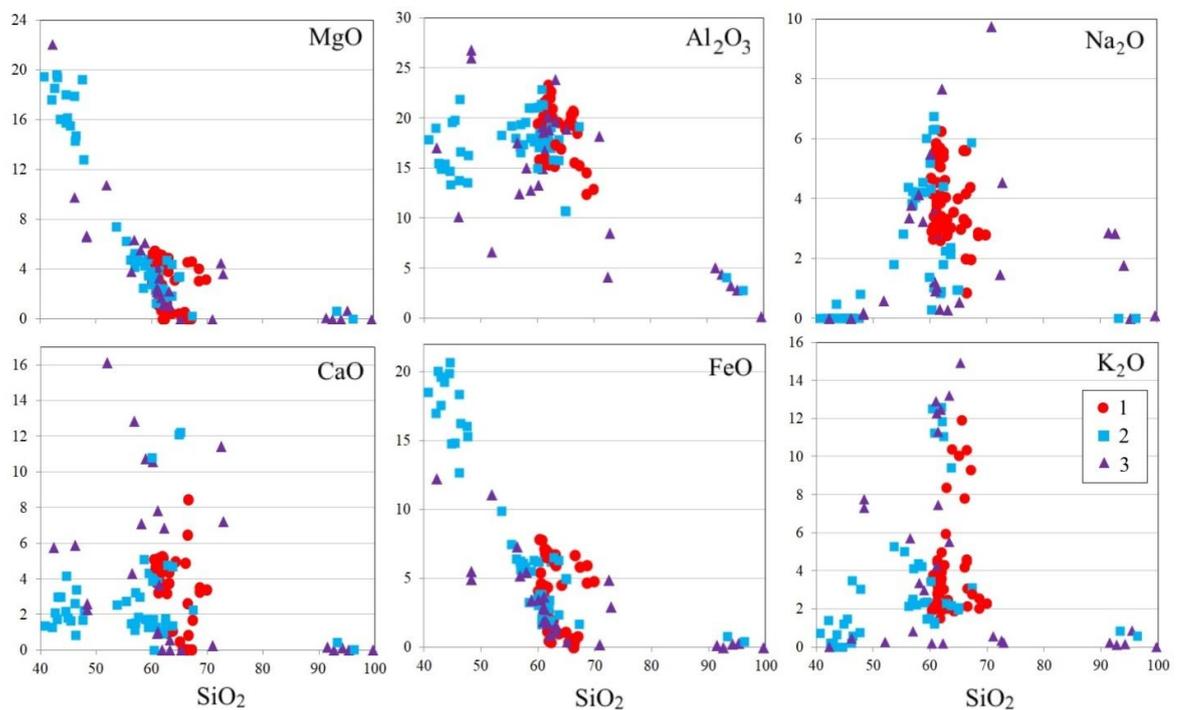


Рис. 3.3.5. Вариационные диаграммы петрогенных компонентов витрокластов зювитов Карской астроблемы (площадные микрозондовые анализы, мас.%): 1 – витрокласты зювитов I типа, 2 – витрокласты зювитов II типа, 3 – витрокласты зювитов III типа.

Матрикс

Содержание SiO_2 в матриксе *зювитов I типа* варьирует в пределах 52.4–68.1 мас.%, единично до 77.8 мас.% (рис. 3.3.6). В матриксе выявлено достаточно высокое содержание глинозема, в среднем составляющее около 12 мас.%, концентрация Na_2O имеет значения 0.5–2.4 мас.%. Матрикс изученных зювитов образует достаточно хорошо локализованное поле CaO , которое определяется содержанием от ~2 до ~5 мас.% (единично до 9.1 мас.%). Обращает на себя внимание повышенная магниальность и железистость матрицы этих пород. Содержание компонента SiO_2 в матриксе имеет отрицательную зависимость от содержаний компонентов MgO (уменьшается от 14.9 до 3.3 мас.%) и FeO (19.6–4.6 мас.%), и положительную – от содержания K_2O (повышается с 0.2 до 3.8 мас.%).

Матрикс *зювитов II типа* характеризуется относительно высоким содержанием SiO_2 (70.1–77.8 мас.%), которое зависит от содержания Al_2O_3 (рис. 3.3.6). Так, по мере увеличения содержания кремнезема концентрация глинозема уменьшается от 15.2 до 3.9 мас.%. Отличительной чертой матрикса этого типа зювитов является повышенное содержание и широкий диапазон величин концентраций CaO – от 0.7 до 9.4 мас.% (единично до 15.3 мас.%). K_2O содержится в диапазоне от 0.5 до 3.9 мас.%, Na_2O – от 0.7 до 3.2 мас.%. Компоненты MgO и FeO содержатся от ~0.5 до 7.7 мас.%.

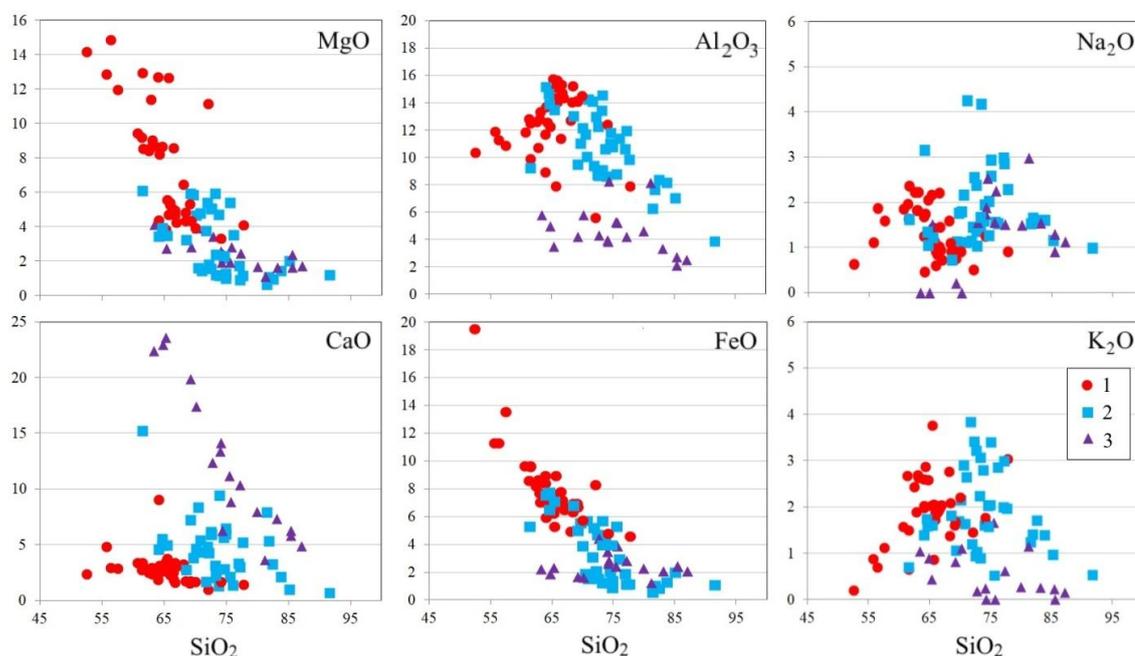


Рис. 3.36. Вариационные диаграммы петрогенных компонентов матрикса зювитов Карской астроблемы (данные площадных микрозондовых анализов, нормированные на 100 %): 1 – матрикс зювитов I типа, 2 – матрикс зювитов II типа, 3 – матрикс зювитов III типа.

Матрица *зювитов III типа* отличается широкими вариациями состава по содержанию кремнезема (от 64.3 до 85.5 мас.%) (рис. 3.3.6). В то же время, в матриксе выявлено относительно низкое содержание глинозема и оксида магния. При этом с повышением концентрации кремнезема содержание компонентов Al_2O_3 и MgO уменьшается от 5.8 до 2.1 мас.% и от 3.9 до 1.1 мас.%, соответственно. Содержание оксида железа в матрице достаточно низкое – от 1.2 до 3.8 мас.%. Оксиды щелочей также характеризуются невысокими содержаниями (Na_2O до 3 мас.% и K_2O до 1.7 мас.%), вплоть до полного их отсутствия. Отмечается широкое расхождение химического состава матрикса по содержанию CaO , которое, в целом, достаточно высокое для этого типа зювитов – от 4.9 до 24 мас.%.

3.3.3. Геохимический состав зювитов

Содержание редких и редкоземельных элементов в трех типах зювитов анализировалось с помощью масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Рассматриваемые типы зювитов имеют схожий характер распределения редких и редкоземельных элементов, в то же время, характеризуются различием содержаний отдельных элементов-примесей (прил., табл. 4; рис. 3.3.7; 3.3.8).

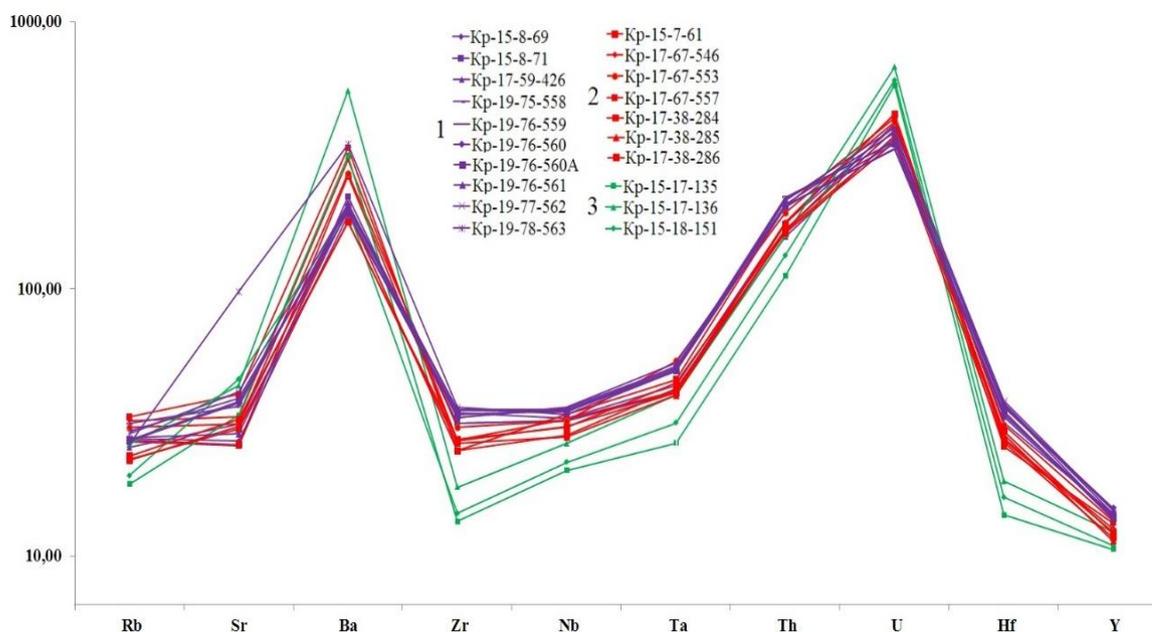


Рис. 3.3.7. Диаграмма распределения редких элементов в зювитах Карской астроблемы (концентрации нормированы по хондриту (Lodders, Fegley, 1998; Lyubetskaya, Korenaga, 2007)): 1 – зювиты I типа, 2 – зювиты II типа, 3 – зювиты III типа.

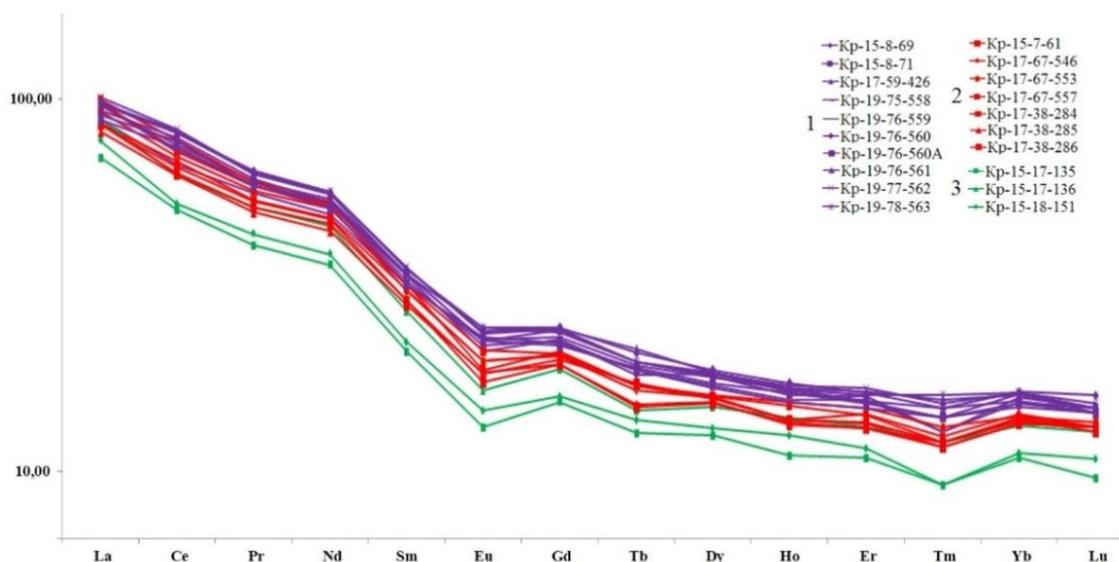


Рис. 3.3.8. Диаграмма распределения редкоземельных элементов в зювитах Карской астроблемы (концентрации нормированы по хондриту (Lodders, Fegley, 1998; Lyubetskaya, Kogenaga, 2007)): 1 – зювиты I типа, 2 – зювиты II типа, 3 – зювиты III типа.

Во всех исследованных образцах зювитов обнаружено неравномерное распределение *литофильных элементов (Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Ta, Th, Hf), урана и иттрия* (рис. 3.3.7). Спектры зювитов характеризуются отчетливо выраженными Ba- и U-максимумами и Zr- и Y-минимумами, причем самые высокие и самые низкие концентрации этих элементов выявлены в зювитах III типа. Установлено, что содержание и распределение рубидия, стронция, ниобия, тантала и гафния во всех исследованных типах зювитов изменчиво, что проявляется некоторым расхождением геохимических профилей. При этом, в зювитах III типа содержание данных компонентов существенно ниже, чем в других типах зювитов, а их распределение, в целом, более дифференцированное (рис. 3.3.7).

Спектры зювитов характеризуются достаточно равномерным распределением *редкоземельных элементов – La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu* (рис. 3.3.8). Для зювитов III типа характерно относительно низкое содержание РЗЭ, в то время как зювиты I типа имеют более высокие концентрации данных компонентов. В целом, при анализе спектров можно отметить, что легкие РЗЭ – лантан, церий, празеодим и неодим, во всех типах зювитов содержатся в несколько более высокой концентрации (рис. 3.3.8), в то время как тяжелые РЗЭ (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) содержатся в меньшем количестве, характеризуются достаточно пологим распределением в спектрах. Во всех исследованных типах прослеживаются небольшие европиевый и тулиевый минимумы и гадолиниевый максимум.

Таким образом, три типа зювитов имеют схожий характер распределения рассеянных элементов, отличаются уровнем концентраций редких и редкоземельных элементов. Типы зювитов характеризуются неравномерным распределением литофильных элементов, урана и иттрия, и в целом равномерным распределением редкоземельных элементов. Во всех изученных типах установлены отчетливые бариевый и урановый максимумы и циркониевый и иттриевый минимумы. Типы зювитов имеют расхождения геохимического состава по содержанию отдельных элементов-примесей, что в особенности характерно для зювитов III типа, которые, в целом, имеют более низкие концентрации элементов-примесей, чем зювиты других типов.

3.3.4. Сопоставление вещественного состава зювитов и пород мишени

Вещественный состав обломочных компонентов зювитов был изучен с помощью площадного микрозондового анализа, геохимический состав зювитов анализировался методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Полученные данные были сопоставлены с результатами изучения петрохимического состава пород мишени методом силикатного анализа и с данными, полученными при исследовании геохимического состава пород мишени масс-спектральным методом. Для сравнительного анализа вещественного состава литологических компонентов зювитов и предполагаемых протопород (пород мишени) содержания основных петрохимических компонентов были нанесены на вариационные диаграммы (рис. 3.3.9; 3.3.10). Интерпретация данных о геохимическом составе зювитов и пород мишени проводилась с использованием спайдер-диаграмм (рис. 3.3.12; 3.3.13).

Сравнительный анализ петрохимического состава литокластов зювитов и пород мишени. При сравнительном анализе *кластов алевролитов и алевропесчаников в зювитах I типа* с аналогичными породами мишени установлено сходство их петрохимического состава (табл. 3.3.3; прил. табл. 2; рис. 3.3.9). Анализируемые литокласты и породы мишени близки по содержанию главных породообразующих компонентов Al_2O_3 (~15 мас.%), Na_2O (~3 мас.%), FeO (~6 мас.%) и CaO (около 2–3 мас.%). При этом литокласты зювитов, в отличие от исходных алевролитов и алевропесчаников мишени, в целом, характеризуются несколько более высоким содержанием SiO_2 (до ~71 мас.%), K_2O (1.5–10.9 мас.%) и более низким – MgO (~4.7 мас.%). Литоидные обломки в зювитах, в сравнении с породами мишени, отличаются более широкими вариациями содержаний основных петрогенных компонентов.

Таблица 3.3.3. Валовый состав пород мишени Карской астроблемы (мас. %) (данные силикатных анализов, см. главу 2) по (Максименко и др., 2020).

Алевролиты, алевропесчаники																	
Характеристика породы	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма с ппп	FeO	H ₂ O	CO ₂	SO ₃
Алевролит тонкоплитчатый (руч. Лавовый)	Кр 15-10-83	54.74	0.86	15.08	8.31	0.09	3.54	5.56	2.32	1.75	0.2	7.52	99.97	5.64	0.34	2.79	не опр.
Песчаник известковистый (р. Анарога)	Кр 15-28-239	56.24	0.85	15.71	8.14	0.08	2.39	5.2	2.52	2.23	0.19	6.31	99.86	4.92	0.32	1.93	не опр.
Алевролит (р. Саяха)	Кр 17-39-297	54.46	0.95	15.96	2.02	0.12	3.69	4.29	2.18	2.18	0.22	7.2	99.68	6.41	0.32	1.93	не опр.
Алевролит (р. Саяха)	Кр 17-39-298	53.9	0.99	15.62	1.81	0.12	4.28	4.2	2.22	2.35	0.23	7.48	99.17	5.97	0.21	2.33	не опр.
Алевролит (р. Саяха)	Кр 17-39-300	54.2	1	16.21	2.76	0.09	2.38	4.39	2.31	2.21	0.2	6.87	98.51	5.89	0.25	2.63	не опр.
Алевропесчаник (р.Халмерью)	Кр 17-47-314	55.84	0.95	15.21	2.49	0.07	3.09	4.66	2.17	2.48	0.19	7.13	99.55	5.27	0.33	1.52	не опр.
Алевролит (р.Халмерью)	Кр 17-48-318	56.68	0.9	14.96	2.94	0.05	2.02	4.41	2.38	2.86	0.2	6.48	98.53	4.65	0.65	1.94	не опр.
Алевролит (р. Путью)	Кр 17-54-496	57.23	0.86	15.01	1.77	0.07	2.5	4.58	2.42	2.72	0.18	6.16	98.94	5.44	0.56	1.02	не опр.
Алевролит (р. Анарога)	Кр 15-59-421	56.22	0.73	14.37	2.07	0.08	4.4	4.91	1.96	2.27	0.18	7.5	99.52	4.83	0.14	1.86	не опр.
Алевропесчаник (р. Анарога)	Кр 15-59-422	58.94	0.66	13.84	1.24	0.08	4.99	4.31	1.37	3.12	0.16	6.66	99.53	4.16	0.29	2.63	не опр.
Алевролит (р.Анарога)	Кр 15-59-431	54.6	0.78	15.81	2.04	0.07	3.33	5.51	2.15	2.06	0.19	7.34	99.77	5.89	0.14	3.01	не опр.
Среднее содержание		55.73	0.87	15.25	2.28	0.08	3.33	4.73	2.18	2.38	0.19	6.97	99.37	5.37	0.32	2.14	не опр.

Известняки																	
Характеристика породы	№ обр.	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	MnO	CaO	MgO	K₂O	Na₂O	P₂O₅	ппп	Сумма с ппп	FeO	H₂O	CO₂	SO₃
Известняк темно-серый глинистый (руч. Тогорей-Яха)	Кр 15-6-39	33.46	0.15	2.1	1.01	0.06	33.9	0.49	0.46	0.12	0.23	27.54	99.52	0.00	0.18	26.18	0.00
Известняк темно-серый Дислоцированный (руч. Тогорей-Яха)	Кр 15-6-40	3.96	0.01	0.4	0.09	0.1	52.52	0.2	0.05	0.08	0.01	42.09	99.45	0.00	0.1	41.31	0.00
Известняк толстоплитчатый (р. Кара)	Кр 15-12-112	19.56	0.02	0.7	1.32	0.06	41.5	0.4	0.07	0.08	0.13	32.9	96.74	0.25	0.98	30.33	2.74
Известняк темно-серый тонкоплитчатый (р. Кара)	Кр 15-12-113	22.64	0.02	0.8	1.34	0.05	39.73	0.79	0.09	0.08	0.13	31.81	97.48	0.00	1.05	29.16	2.58
Известняк серый толстоплитчатый (р. Кара)	Кр 15-19-162	4.08	0.01	0.6	0.12	0.04	52.52	0.3	0.05	0.1	0.01	41.94	99.72	0.00	0.1	41.18	0.00
Среднее содержание		16.74	0.04	0.92	0.78	0.06	44.03	0.44	0.14	0.09	0.10	35.26	98.58	0.05	0.48	33.63	2.66
Углеродистые сланцы																	
Характеристика породы	№ обр.	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	MnO	CaO	MgO	K₂O	Na₂O	P₂O₅	ппп	Сумма с ппп	FeO	H₂O	CO₂	SO₃
Сланец углеродистый черный (р. Кара)	Кр 15-1-2	58.78	0.77	15.52	6.05	0.06	1.66	4.22	2.71	2.44	0.15	6.17	98.53	4.09	0.32	1.13	не опр.
Сланец углеродистый (руч. Тогорей-Яха)	Кр 15-13-124	45.46	0.47	11.4	5.69	0.23	9.15	2.49	2.09	0.33	0.09	18.22	95.62	1.02	5.45	1.74	10.9
Сланец чёрный (р. Кара)	Кр17-2-368	53.78	0.36	6.33	2.82	0.14	16.39	1.10	1.04	1.88	0.72	13.59	98.16	1.33	0.18	12.35	не опр.
Сланец тёмно-серый (р. Кара)	Кр17-2-373	58.62	0.74	12.5	6.36	0.08	5.06	3.97	2.03	2.11	0.19	7.64	99.31	0.93	0.10	3.39	не опр.
Среднее содержание		54.16	0.59	11.44	5.23	0.13	8.07	2.95	1.97	1.69	0.29	11.41	97.91	1.84	1.51	4.65	10.86

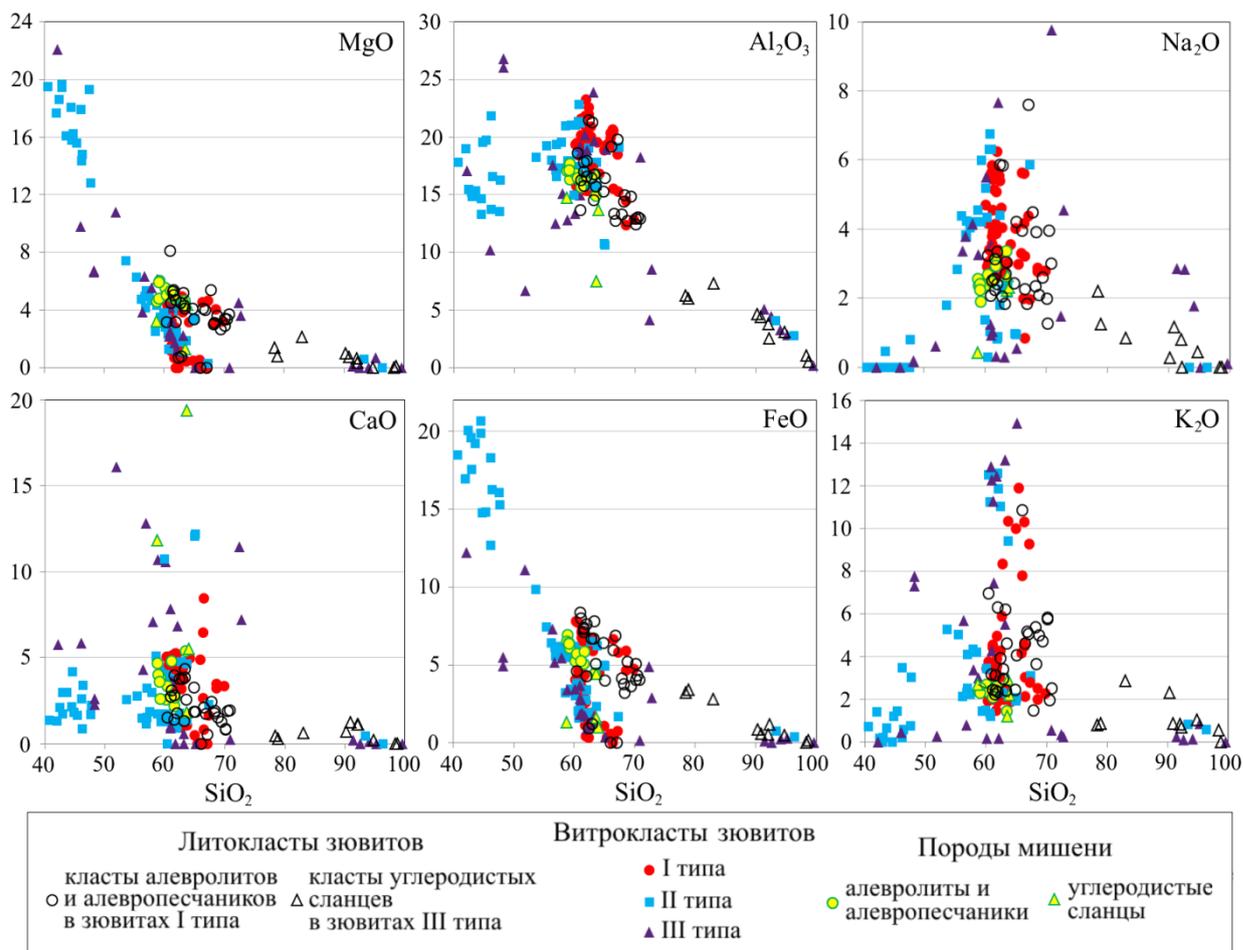


Рис. 3.3.9. Вариационные диаграммы петrogenных компонентов лито- и витрокластов зювитов Карской астроблемы и пород мишени (площадные микрозондовые анализы и данные силикатных анализов, нормированные без учета ппц, мас.%).

При сопоставлении составов *класт известняков в зювитах II типа* и предполагаемого преобладающего протолита – известняков мишени, выявлено, что анализируемые породы характеризуются некоторыми петрохимическими отличиями (табл. 3.3.3; прил. табл. 2; рис. 3.3.10). Известняки мишени содержат существенную долю глинистого вещества, в них установлено более низкое содержание компонентов CaO (~44 мас.%), FeO (0–0.25 мас.%), MnO (~0.06 мас.%), и более высокое – SiO₂ (4.1–33.5 мас.%), Al₂O₃ (~0.9 мас.%), K₂O (~0.14 мас.%) и Na₂O (~0.09 мас.%). При этом фрагменты известняков в зювитах характеризуются преимущественно кальцитовым составом, имеют следующие содержания компонентов (мас.%): CaO ~51, FeO ~0.3, MnO ~0.5 (единично до 4.3), SiO₂ 0–9, Al₂O₃ ~0.17, K₂O ~0.02 и Na₂O ~0.2.

В *обломках углеродистых сланцев в зювитах III типа*, содержится существенно более высокая концентрация SiO₂ (78.4–98.7 мас.%), меньшее количество Al₂O₃ (0.5–7.3 мас.%), CaO (0–1.2 мас.%) и MgO (0–2.1 мас.%), в отличие от углеродистых сланцев

мишени, для которых характерны следующие содержания этих компонентов (мас.%): SiO_2 58.7–63.6, Al_2O_3 7.5–16.8, CaO 1.8–19.4 и MgO 1.3–4.6 (табл. 3.3.3; прил. табл. 2; рис. 3.3.9). Другие породообразующие компоненты в исследованных литокластах зювитов и исходных углеродистых сланцах в целом имеют близкие значения содержаний. Выявленные особенности указывают на то, что исследованные сланцы мишени являются углеродисто-глинистыми, а изученные литокласты в зювитах представлены углеродисто-кремнистыми сланцами.

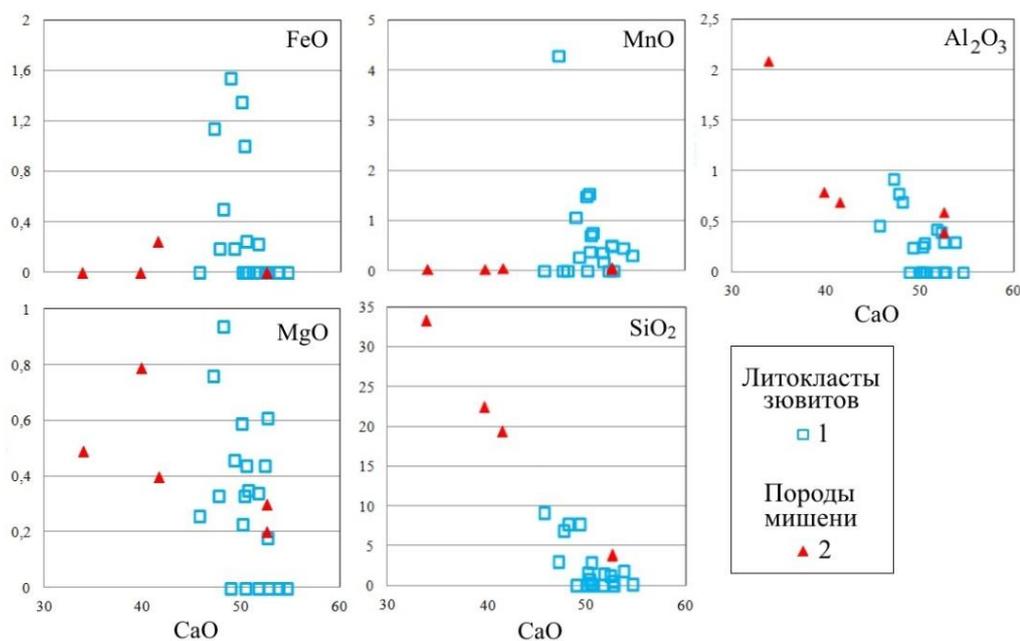


Рис. 3.3.10. Вариационные диаграммы петрогенных компонентов кластов известняков в зювитах II типа (1) и известняков мишени (2) (площадные микрозондовые и силикатные анализы, мас.%).

Сравнительный анализ витрокластов зювитов и пород мишени. Сопоставление петрохимических особенностей *импактных стекол зювитов I типа* и предполагаемого протолита – алевролитов и алевропесчаников мишени показало, что витрокласты отличаются более высокой концентрацией кремнезема и оксидов щелочей и несколько меньшей – FeO и MgO (табл. 3.3.3; прил. табл. 3; рис. 3.3.9). Импактные стекла зювитов, в целом, характеризуются более широкими вариациями составов, в отличие от предполагаемых протопород. Состав витрокластов хорошо согласуется с составом фрагментов алевролитов и алевропесчаников в зювитах I типа по главным породообразующим компонентам SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO и оксидов щелочей (рис. 3.3.9).

В сравнении с глинистыми известняками мишени, *импактные стекла зювитов II типа* характеризуются значительно более высоким содержанием породообразующих компонентов SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O и Na_2O и значительно меньшим содержанием

оксида кальция (табл. 3.3.3; прил. табл. 3). В то же время выявлено, что высококремнеземистые витрокласты зювитов II типа близки по вещественному составу группе высококремнеземистых импактных стекол и кластам углеродисто-кремнистых сланцев зювитов III типа (рис. 3.3.9; 3.3.11).

При сравнительном анализе *витрокластов зювитов III типа* и углеродистых сланцев мишени установлена близость их химического состава. Обнаружено, что состав низкокремнеземистых стекол зювитов III типа соответствует составу исходных углеродисто-глинистых сланцев по концентрации Al_2O_3 и CaO (табл. 3.3.3; прил. табл. 3; рис. 3.3.9). В то же время, в отличие от углеродисто-глинистых сланцев мишени, такие витрокласты характеризуются более широкими вариациями содержаний петрогенных компонентов. Высококремнеземистые стекла зювитов III типа имеют очевидное сходство с кластами углеродисто-кремнистых сланцев в зювитах этого типа по компонентам SiO_2 , Al_2O_3 , MgO и CaO (прил. табл. 2, 3; рис. 3.3.9).

Таким образом, выявлено сходство петрохимического состава трех типов зювитов и их предполагаемого преобладающего протолита. Класты алевролитов и алевропесчаников в зювитах I типа и аналогичные породы мишени характеризуются близостью вещественного состава. Класты известняков в зювитах II типа имеют преимущественно кальцитовый состав, а изученные известняки мишени являются существенно глинистыми. Фрагменты углеродистых сланцев в зювитах III типа характеризуются повышенным содержанием кремнезема, являются существенно кремнистыми, в то же время исходные углеродистые сланцы являются существенно глинистыми.

Импактные стекла зювитов I типа по содержанию главных породообразующих компонентов близки фрагментам алевролитов и алевропесчаников в зювитах этого типа, что позволяет сделать предположение об образовании исследованных витрокластов в основном по данному типу пород мишени. Импактные стекла зювитов II типа, в отличие от глинистых известняков мишени, обладают относительно более высокой концентрацией большинства породообразующих компонентов, за исключением CaO . С учетом результатов исследований по экспериментальному моделированию импактного процесса с участием глинистых известняков (Уляшев, Исаенко, 2018) можно предположить, что формирование витрокластов зювитов II типа возможно происходило за счет глинистой составляющей известняков мишени. При этом выявленная близость состава высококремнеземистых стекол зювитов II типа и фрагментов углеродисто-кремнистых сланцев зювитов III типа может указывать на образование высококремнеземистой группы стекол зювитов II типа преимущественно по этим типам пород мишени. Низкокремнеземистые витрокласты зювитов III типа, в сравнении с углеродисто-

глинистыми сланцами мишени, характеризуются более широкими вариациями состава. Высоккремнеземистые стекла по вещественному составу хорошо соотносятся с кластами углеродисто-кремнистых сланцев в зювитах этого типа, что может свидетельствовать о формировании высоккремнеземистой группы стекол зювитов III типа по углеродисто-кремнистым сланцам.

Установленное сходство составов литоидных обломков и витрокластов зювитов и соответствующих типов исходных пород по основным пороодообразующим компонентам свидетельствует о взаимосвязи обломочной компоненты с предполагаемым преобладающим протолитом каждого типа зювитов. С учетом пестрого (неоднородного) первичного литологического профиля района Карской астроблемы (Юдович и др., 1998; Шишкин и др., 2012) некоторые расхождения в химическом составе предполагаемого протолита и соответствующего типа литокластов в зювитах видятся вполне допустимыми и закономерными.

Сравнительный анализ геохимического состава зювитов и пород мишени. При анализе геохимических особенностей пород мишени Карской астроблемы (черных сланцев) выявлено, что анализируемые породы имеют разную геохимическую специфику. Установлено, что неизменные черные сланцы характеризуются разнообразием концентраций микрокомпонентного состава, что проявляется дифференцированным характером распределения элементов на спайдер-диаграммах. Наиболее широкие вариации содержаний отмечаются для циркония, бария, гафния и лантана. Обращает на себя внимание наличие в анализируемых породах Sr- и Eu-максимумов, Ta-, Hf- и La-минимумов, нехарактерных для зювитов (рис. 3.3.11; 3.3.12).

В то же время, дезинтегрированные (измененные) черные сланцы характеризуются более выдержанным геохимическим составом, близким составу обломочных импактитов по характеру распределения и содержанию элементов-примесей (рис. 3.3.11–3.3.13). Спектры дезинтегрированных черных сланцев, так же, как спектры зювитов, характеризуются неравномерным распределением литофильных элементов, урана и иттрия, и степенным распределением редкоземельных элементов. Аналогично зювитам, дезинтегрированные породы мишени характеризуются Sr-, Zr-, Y- и Eu-минимумами, Ba- и U-максимумами.

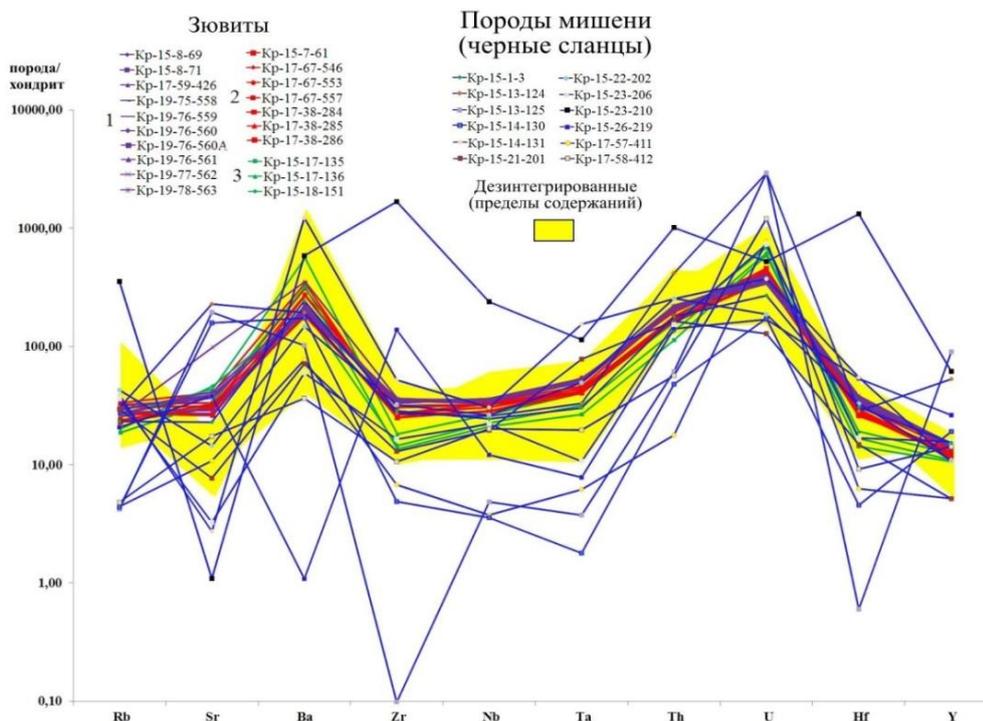


Рис. 3.3.11. Диаграмма распределения редких элементов в зювитах и черных сланцах мишени Карской астроблемы (концентрации нормированы по хондриту (Lodders, Fegley, 1998; Lyubetskaya, Korenaga, 2007)): 1 – зювиты I типа, 2 – зювиты II типа, 3 – зювиты III типа. Данные по черным сланцам мишени использованы из работы (Ковальчук, Шумилова, 2020)

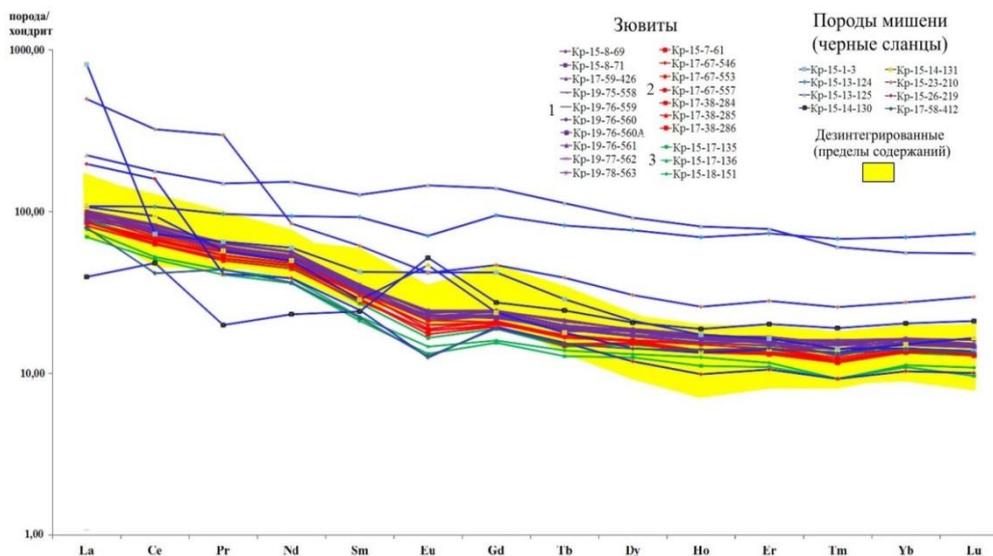


Рис. 3.3.12. Диаграмма распределения редкоземельных элементов в зювитах и черных сланцах мишени Карской астроблемы (концентрации нормированы по хондриту (Lodders, Fegley, 1998; Lyubetskaya, Korenaga, 2007)): 1 – зювиты I типа, 2 – зювиты II типа, 3 – зювиты III типа. Данные по черным сланцам мишени использованы из работы (Ковальчук, Шумилова, 2020).

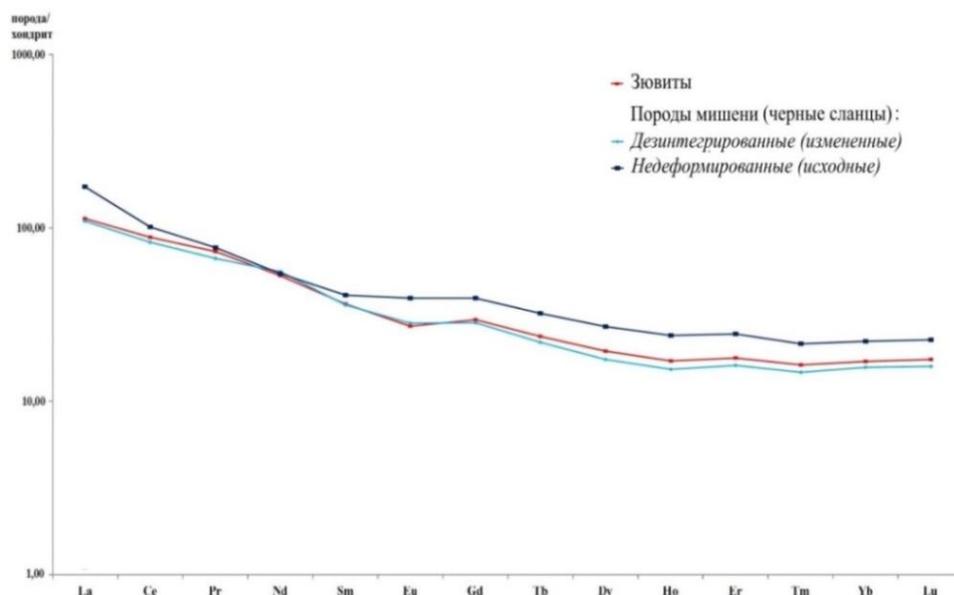


Рис. 3.3.13. Диаграмма распределения редкоземельных элементов в зювитах и черных сланцах мишени Карской астроблемы, усредненные значения (концентрации нормированы по хондриту (Lodders, Fegley, 1998; Lyubetskaya, Korenaga, 2007)). Данные по черным сланцам мишени использованы из работы (Ковальчук, Шумилова, 2020).

Как известно, импактиты и ударно-метаморфизованные породы мишени подвергаются активным постимпактным преобразованиям под воздействием инициированных импактным событием гидротермальных процессов, образующих так называемые «коптогенные гидротермальные системы» (Наумов, 1996б). «Степень гидротермального преобразования пород определяется их проницаемостью», а интенсивность – водонасыщенностью мишени (Наумов, 1996а; 1996б). В породах Карской астроблемы, образованной в субаквальных условиях, гидротермальное преобразование широко проявлено (Наумов, 1996а; 1996б; Naumov, 2022). Ранее исследователями отмечалось интенсивное гидротермальное изменение как импактных пород (Лютюев, Лысюк, 2015; Наумов, 1996б; Юшкин и др. 1976, Naumov, 2002), так и пород окружения Карской структуры (Наумов, 1996б). Среди характерных гидротермальных минеральных ассоциаций в черных сланцах мишени астроблемы указывались хлорит, пирит, кальцит (Ковальчук, Шумилова, 2020). В рамках данного исследования в зювитах выявлены хлорит, пирит, цеолиты, кальцит, широко развитые в матрице обломочных импактитов, в меньшей степени эпидот (см. подглавы 3.1; 3.2), что, в целом, соответствует гидротермальной минеральной ассоциации, установленной в черных сланцах окружения кратера.

Ранее в литературе отмечалось, что в ходе гидротермальных процессов в метеоритных кратерах происходит перераспределение химических элементов (Наумов,

1996а). Считается, что редкоземельные элементы могут быть «наиболее мобильны при гидротермальных и метасоматических процессах» (Колонин и др., 2001; Скублов, 2005). В связи с этим, можно сделать вывод, что выявленные геохимические особенности зювитов и измененных пород мишени могут быть связаны с их постимпактным гидротермальным изменением. На приведенных спайдер-диаграммах (рис. 3.3.11; 3.3.12) видно, что неизменные черные сланцы имеют широкие вариации геохимического состава, в то время как зювиты и дезинтегрированные породы мишени характеризуются близким и достаточно выдержанным составом. По аналогии с характером изменения вещественной специфики пород при региональном метаморфизме (Махлаев, Коробова, 1972) следует, что под влиянием постимпактной гидротермальной деятельности происходит выравнивание состава по содержанию элементов-примесей обломочных импактитов и ударно-метаморфизованных пород мишени.

Согласно данным геофизического изучения глубинного строения района Карского кратера зона разуплотненных пород ниже поверхности истинного дна астроблемы распространяется до глубин ~17 км, при этом, результаты импактного события находят отклик вплоть до глубин 25 км (Удоратин и др., 2010). В метеоритных кратерах проявления постимпактной гидротермальной деятельности обнаруживаются в ударно-метаморфизованных породах цоколя до глубины 3.5 км (Наумов, 1996а; 1996б). Опираясь на данные по геологическому строению, на основе выявленной специфики обломочных импактитов и пород окружения астроблемы разработана схема постимпактной гидротермальной системы Карской структуры (рис. 3.3.14). На приведенной схеме показана подкратерная зона трещиноватости, при этом интенсивность ударно-метаморфических деформаций уменьшается с глубиной и по мере удаления от центрального поднятия по латерали. Наиболее деформированы породы цокольного комплекса в центральной части астроблемы, особенно интенсивно вблизи истинного дна кратера. Зона циркулирования гидротермальных растворов охватывает коптогенный и цокольный комплексы астроблемы и распространяется до глубин ~3.5 км, постепенно затухая с глубиной. К этой зоне приурочена область выравнивания геохимического состава импактитов и ударно-метаморфизованных пород мишени.

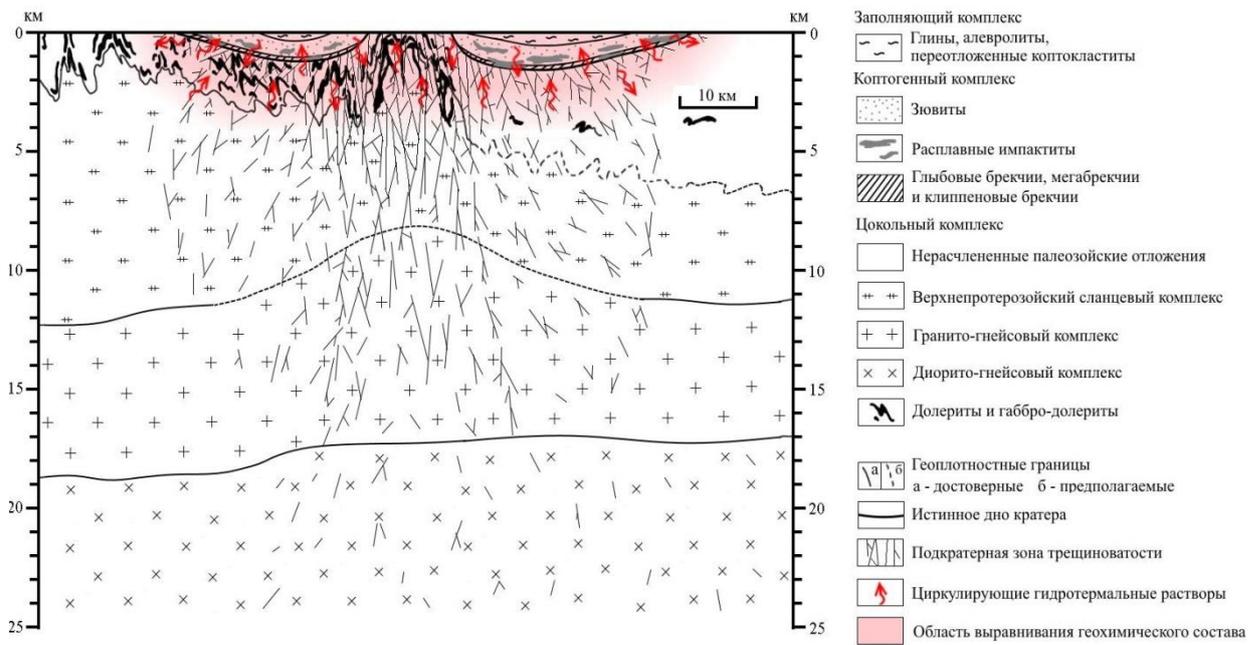


Рис. 3.3.14. Схема постимпактной гидротермальной системы Карской астроблемы, построена с использованием данных (Зархидзе и др., 2017; Машак, 1990а; Удоратин и др., 2010; Фельдман и др., 1981; Schwenger et. al., 2009; Schmieder, Kring, 2020). Мощность импактитов показана вне масштаба.

Выводы. Таким образом, исследованы макроскопические, петрографические и петрохимические особенности трех типов зювитов Карской астроблемы. Во всех изученных типах зафиксировано присутствие важнейших минералов-индикаторов импактного воздействия (кварц, полевой шпат) с многочисленными признаками, отвечающими основным стадиям ударного метаморфизма. Установлено, что анализируемые типы зювитов характеризуются существенными различиями на всех уровнях проведенных исследований. Три типа зювитов отличаются мощностью, протяженностью и формами выветривания обнажений, крутизной склонов естественных выходов, характером взаимоотношений с расплавленными импактитами. Типы зювитов Карского кратера отличаются количественным соотношением витрокластов, литоидных обломков и матрикса; преобладанием разных литологических типов пород в составе литокластов; структурно-текстурными и морфологическими особенностями импактных стекол; минеральным составом и характером литификации матрикса. Типы зювитов имеют существенные различия петрохимического состава, различаются уровнем концентраций редких и редкоземельных элементов, вещественным составом витрокластов и матрикса. Установлена близость вещественного состава каждого типа зювитов Карской астроблемы и его предполагаемого преобладающего протолита.

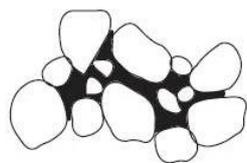
Результаты проведенных исследований позволяют подтвердить обоснованность типового разделения зювитов Карской астроблемы. Данные, полученные при изучении петрографической и петрохимической специфики обломочных импактитов, указывают на то, что различия петрохимического состава типов зювитов Карского кратера вызваны главным образом исходной спецификой состава материнских пород для их образования. Установлено, что определяющим критерием петрологической типизации зювитов Карской астроблемы является состав литокластов. В зювитах I типа среди литокластов преобладают алевролиты и алевропесчаники. Зювиты II типа имеют пестрый состав литокластов с высоким содержанием фрагментов известняков (до 30 об. %). Зювиты III типа отличаются преобладанием фрагментов углеродистых сланцев и углей.

4. Фациальное расчленение зювитов Карской астроблемы

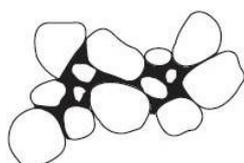
Температурный режим становления зювитов. При выяснении особенностей обстановок формирования полимиктовых брекчий матрикс и степень его спекания, имеет большое значение (Структуры и текстуры ..., 1983; Фельдман, 1990). При спекании важную роль играет температура (Azis et. al., 2018; Chmielewski et. al., 2014; Olevsky et.al., 2000). Главным источником сведений о температурных условиях образования импактитов являются их породообразующие минералы (Фельдман, 1990). В качестве температурных маркеров могут использоваться кварц, полевые шпаты, магнетит, циркон, ильменит и другие минералы (Stöffler et.al., 2013). Иные минеральные компоненты, присутствующие в зювитовой матрице, такие как слюды, хлорит, эпидот и другие, учитывая пористый характер и интенсивное гидротермальное преобразование пород (Наумов, 1996а; Osinski et.al., 2005; Schmieder, Kring, 2020), скорее всего, имеют вторичную природу и не являются надежными реперами температуры формирования зювитов. В ходе оптических и электронно-микроскопических исследований выявлено, что матрикс исследованных типов зювитов имеет схожий минеральный состав (подглава 3.2). Наиболее распространенными минералами - температурными маркерами в матриксе исследованных пород являются кварц и альбит, в связи с чем они могут быть использованы для выяснения температурных условий образования обломочных брекчий.

При анализе данных материаловедения в области порошковой металлургии и керамики (Шелег и др., 2015; German, 2014; Kong et.al., 2015; Richerson, Lee, 2018 и др.) выявлено, что структурно-текстурная специфика матрикса зювитов (Максименко, Исаенко, 2019; Максименко, Шумилова, 2022) находит отражение в микроструктуре керамических материалов, при образовании которых вещество проходит различные стадии спекания (рис. 4.1). Известно, что процесс спекания происходит «вблизи или чуть ниже температуры солидуса» (Вест, 1988). При спекании монокомпонентной системы за температуру спекания принимается значение 0.6–0.8 от температуры плавления материала (Chmielewski et. al., 2014). В связи с этим, за температуру начальной стадии спекания можно принять значение нижней границы температуры спекания, равной 0.6 от температуры плавления, а за температуру заключительной стадии – значение верхней границы, равное 0.8 от температуры солидуса. Соответственно, температура промежуточной стадии спекания может приниматься равной 0.7 от температуры плавления.

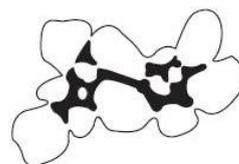
Начальная стадия



Исходные частицы

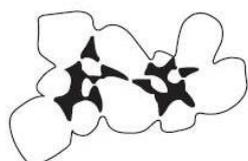


Перегруппировка частиц

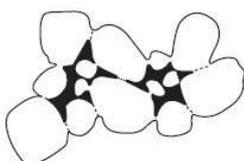


Припекание частиц - образование контактных перешейков с сохранением структурной индивидуальности отдельных частиц

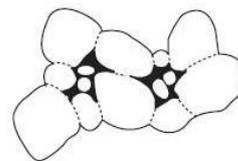
Промежуточная стадия



Рост контактных перешейков и усадка

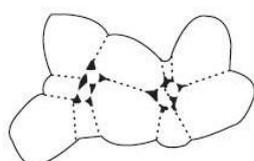


Увеличение площади контакта между частицами

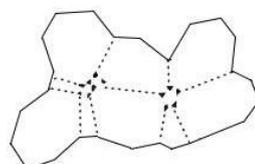


Увеличение контактов, рост частиц, начало формирования закрытой пористости, образование единого пористого тела

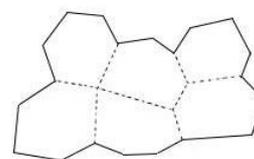
Заключительная стадия



Рост частиц, образование замкнутых пор, выпрямление границ между частицами



Рост частиц, уменьшение числа и объема пор, частицы принимают форму многогранников, поры - "полигранную" форму



Рост частиц, исчезновение пористости, частицы принимают форму тетраэдра

 частицы  пористость  границы между частицами

Рис. 4.1. Три стадии спекания по (Андрянов, Лукин, 1979; Вест, 1988; Шелег и др., 2015; German, 2014; Kong et.al., 2015; Richerson, Lee, 2018).

Опираясь на данные материаловедения, с учетом полученных данных о минеральном составе и структурно-текстурных особенностях матрикса, можно установить температурные условия становления обломочных импактитов. Матрикс зювитов I типа, исследованных в районе р. Анарога, представляет собой достаточно однородную массу, вмещающую более крупные кристаллокласты и включения застывшего импактного

расплава. Класты кварца в матрице имеют размеры ~10–40 и более мкм, угловатую форму с четкими очертаниями (рис. 3.2.12). При этом отдельные класты кварца имеют признаки частичного плавления – сглаженные и рваные очертания, мелкие округлые поры (рис. 3.2.10) (Максименко, Исаенко, 2019), что аналогично микроструктуре расплава, полученного экспериментальным путем (рис. 4.23.2.50). В то же время, такие класты частично сохраняют угловатые очертания, что указывает на их плавление уже после попадания в зювит (рис. 3.2.10). Выявленные особенности свидетельствуют, что температура при литификации зювитов I на р. Анарога могла достигать температуры плавления кварца ~1700°C (He et al., 2021), но сохранялась кратковременно, на что указывают сохранившиеся ксеноморфные очертания таких обломков.

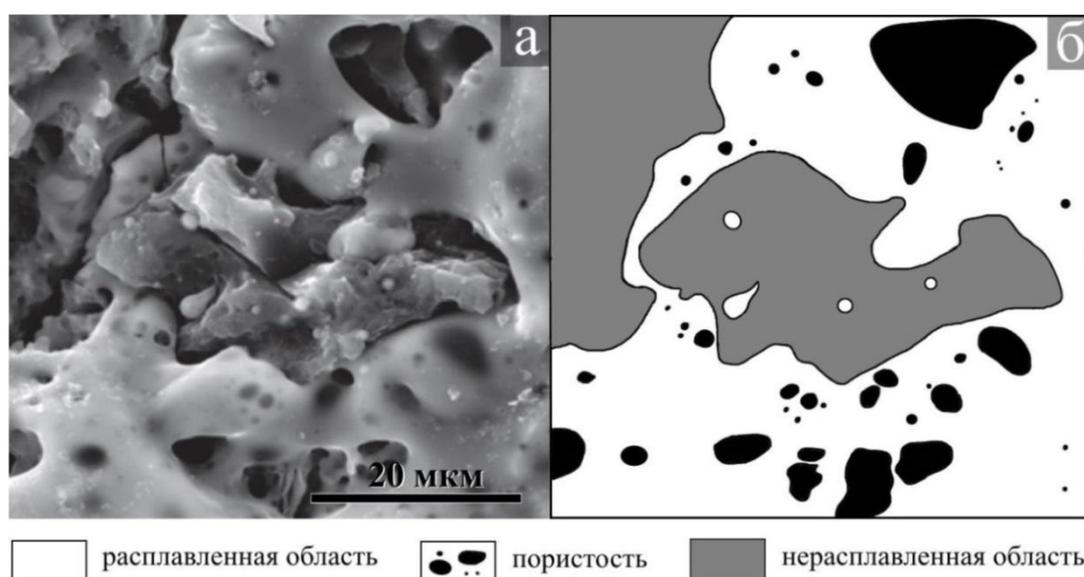


Рис. 4.2. Характер морфологии застывшего расплава, образованного по полимиктовому песчанику: а – СЭМ-изображение в режиме упруго-отраженных электронов (BSE), б – схематичное изображение по (Уляшев и др., 2023).

В матрице зювитов I типа, изученных в бассейне р. Б. Вануйта, преобладают кварц и альбит. Кварц отмечается в виде угловатых и слабоокруглых кластов с четкими очертаниями без признаков спекания (рис. 3.2.18; 3.2.20). Альбит присутствует в виде обломков преимущественно с четкими неровными очертаниями, имеет размеры от ~10 до ~100 мкм. Единично отмечаются некрупные (~5–10 мкм) альбитовые класты, имеющие перемишки между собой, и минеральные агрегаты, выполненные спекшимися альбитовыми кластами с сохраненными очертаниями отдельных частиц (рис. 3.2.20) (Максименко и др., в печати), что согласно (Андрианов, Лукин, 1979; Richerson, Lee, 2018 и др.) может указывать на промежуточную стадию спекания (рис. 4.1). Из этого следует, что температура формирования зювитов I типа, развитых в долине р. Б. Вануйта, локально

могла достигать ~ 770 °C (0.7 от температуры плавления альбита) (Chmielewski et. al., 2014; Navrotsky et. al., 1982), но не превышала температуру плавления альбита ~ 1100 °C (Navrotsky et. al., 1982),

Матрица зювитов II типа, исследованных в долине р. Кара, характеризуется разнообразием структурно-текстурных особенностей. Матрикс зювитов из средней части обнажения относительно высокопористый, содержит до ~ 15 об % пор. В нем преобладает кварц, реже встречается альбит. Альбитовые класты имеют размеры около 3–10 мкм, характеризуются угловатой формой и четкими, хорошо обособленными очертаниями, на контактах друг с другом иногда имеют маломощные (1–2 мкм) контактные перешейки, указывающие на их припекание (рис. 3.2.28), что согласно (Андрианов, Лукин, 1979; Richerson, Lee, 2018 и др.) отвечает начальной стадии спекания (рис. 4.1). Обломки кварца характеризуются размерами ~ 5 –20 мкм, угловатой и слабо округлой формой, могут иметь как четкие, так и неотчетливые очертания. Кварцевые частицы имеют маломощные (< 1 мкм – ~ 5 мкм) контактные перешейки, при этом сохраняют обособленные очертания частиц (рис. 3.2.28–3.2.30) (Максименко, 2022), не образуют спекшихся агрегатов, что по (Андрианов, Лукин, 1979; Richerson, Lee, 2018) соответствует начальной стадии спекания. Из этого следует, что температура образования матрикса зювитов из средней части обнажения на р. Кара локально достигала температур ~ 660 °C и ~ 1030 °C (0.6 от температуры плавления альбита и кварца соответственно) (Chmielewski et. al., 2014; He et. al., 2021; Navrotsky et. al., 1982), но не превышала температуру плавления альбита ~ 1100 °C (Navrotsky et. al., 1982).

Матрица зювитов из подушкообразного выступа в нижней части обнажения на р. Кара характеризуется относительно низкой пористостью, содержит до ~ 5 об % пор. Среди минералов-индикаторов температуры здесь наиболее распространен кварц, который наблюдается в отдельных кластах, но чаще отмечается в виде спекшихся минеральных агрегатов (спеков) – сплошных низкопористых обособленных включений, состоящих из спекшихся минеральных частиц (рис. 3.2.32; 3.2.33) (Максименко, 2018; Maksimenko, Shumilova, 2022). О спекании минеральных частиц в таких спеках можно судить по сохранившимся в краевых участках смычкам и реликтовым границам отдельных минеральных частиц, иногда подчеркнутых порами (рис. 3.2.33). Размеры спеков достигают ~ 60 мкм, их очертания четкие, неровные. Поры в спекшихся агрегатах не крупные (~ 1 –5 мкм), закрытого типа, неправильной (рис. 3.2.32), округлой или «полигранной» (рис. 3.2.33) формы. Границы между частицами в пределах спеков ровные. Данные признаки по (Андрианов, Лукин, 1979; Richerson, Lee, 2018 и др.) указывают на заключительную стадию спекания (рис. 4.1). Исходя из этого, температура формирования

зювитов II типа из подушкообразного вступления на р. Кара локально могла достигать около 1370°C (0.8 от температуры плавления кварца) (Chmielewski et. al., 2014; He et. al., 2021).

Матрикс зювитов II типа, развитых в долине р. Саяха, характеризуется относительно низкой пористостью (около 5 об.%). Кварцевые и альбитовые класты в матрице этих пород имеют отчетливые очертания, угловатую форму, и не несут признаков спекания (рис. 3.2.37) (Максименко, 2021; Maksimenko, Shumilova, 2021). Из этого можно заключить, что температура формирования матрикса зювитов не достигала температуры начала спекания этих минералов. Более чувствительным к высоким температурам является альбит, соответственно, температура образования не превышала ~660 °C.(0.6 от температуры плавления альбита) (Chmielewski et. al., 2014; Navrotsky et. al., 1982).

Матрикс зювитов III типа отличается высокой пористостью (до ~20 об.%) с крупными протяженными порами преимущественно открытого типа. В матрице преобладает кварц. Класты кварца имеют размеры от ~5 до ~20 мкм, часто соединены маломощными (~1–3 мкм) контактными перешейками, имеют припекшийся характер контактов (рис. 3.2.45; 3.2.46), что указывает на начальную стадию спекания (рис. 4.1) (Richerson, Lee, 2018). В то же время, в матриксе установлены спекшиеся минеральные агрегаты с открытой и закрытой пористостью, с неровными границами между спекшимися частицами кварца (рис. 3.2.45; 3.2.46) (Максименко, Исаенко, 2019). Эти признаки по (Андрианов, Лукин, 1979; Richerson, Lee, 2018 и др.) свидетельствуют о промежуточной стадии спекания, на которой начинается формирование закрытой пористости, и не наблюдается выпрямления границ между частицами (рис. 4.1). Следовательно, температура формирования матрикса зювитов III типа локально могла достигать ~1199°C (0.7 от температуры плавления кварца) (Chmielewski et. al., 2014; He et. al., 2021).

Таким образом, анализ структурно-вещественных особенностей матрикса типов зювитов Карской астроблемы показал, что в ходе образования обломочных импактитов имело место локальное спекание и плавление вмещающей массы в объеме отдельных участков матрикса. Температура формирования зювитов I типа на р. Анарога могла кратковременно достигать ~1700°C, на р. Б. Вануйта – могла достигать ~770 °C и не превышала ~1100°C. Температура формирования зювитов II типа на р. Кара локально могла достигать ~1030°C. В то же время, зювиты из подушкообразного выступа в нижней части обнажения на р. Кара характеризуются более высокими температурами литификации, локально достигающими около 1370°C. Формирование зювитов II типа на р. Саяха могло происходить при относительно низких температурах, не достигающих ~660 °C. Температура образования зювитов III типа локально могла достигать ~1200°C.

Признаки фациального расчленения зювитов. На основе анализа литературных данных по импактитам, приведенного в главе 1.1.2, и изучения особенностей трех типов зювитов Карской астроблемы (подглавы 3.1; 3.2) определен комплекс признаков фациального расчленения зювитов (табл. 4.1) (Максименко, 2022; Максименко, Шуилова, 2022).

Зювиты аэродинамической фации характеризуются следующими признаками (табл. 4.1):

1. Отсутствием контактов с расплавленными импактитами (тагамитами).
2. Черепитчатой и чешуйчатой отдельностью.
3. Слабосцементированным характером литификации породы в целом, высокой пористостью на макроуровне.
4. Низким содержанием витрокластических компонентов (до 20 об.%).
5. Отсутствием ориентировки импактных стекол.
6. Угловатой и аэродинамической формой витрокластов без признаков динамического взаимодействия с матриксом.
7. Четкими очертаниями импактных стекол.
8. Пористой, пемзовидной («вскипевшей»), массивной, реже пятнистой и флюидалной текстурой импактных стекол.
9. Брекчиевой текстурой матрикса.

Зювиты донной фации характеризуются следующими признаками (табл. 3):

1. Тесными взаимоотношениями с расплавленными импактитами (тагамитами), сложными переходами одних пород в другие.
2. Столбчатой отдельностью или массивностью.
3. Плотным характером литификации пород в целом, низкой пористостью или отсутствием пор на макроуровне.
4. Высоким содержанием импактных стекол (до 35 об. %).
5. Субпараллельной ориентировкой удлиненных импактных стекол, указывающей на их перемещение движущимся потоком.
6. Преимущественно неправильной, удлиненной формой импактных стекол с расщепленными, «размочаленными», пламеневидными очертаниями, указывающими на застывание расплава в движении.
7. Нечеткими, спекшимися очертаниями импактных стекол с матриксом.
8. Флюидалной, полосчатой, реже массивной, пористой текстурой импактных стекол, отсутствием витрокластов с пемзовидной текстурой.
9. Аутоморфной и брекчиевой текстурой матрикса.

Таблица 4.1. Комплекс признаков фациального расчленения зювитов по (Максименко, Шумилова, 2022).

Признаки	Зювиты аэродинамической фации	Зювиты донной фации
<i>Макроскопические признаки</i>		
Характер контактов с расплавленными импактитами (тагамитами)	Отсутствует	Тесные взаимоотношения с расплавленными импактитами, сложные переходы одних пород в другие ^{1,2}
Отдельность	Черепитчатая, чешуйчатая	Столбчатая ³⁻⁶ или отсутствует
Характер литификации породы в целом	Слабосцементированный ⁷ , пористость высокая ¹	Плотносцементированный ^{1,7} , пористость низкая или отсутствует
Содержание импактных стекол	Низкое ¹	Высокое ¹
Ориентировка импактных стекол	Отсутствует	Субпараллельная ориентировка удлиненных импактных стекол ⁸
Форма импактных стекол	Угловатая и аэродинамическая ^{2,9,10}	Неправильная ⁷ , удлиненная, с расщепленными, «размочаленными» ²
<i>Микроскопические признаки</i>		
Содержание импактных стекол	Низкое ¹	Высокое ¹
Ориентировка импактных стекол	Отсутствует	Субпараллельная ориентировка удлиненных импактных стекол ⁸
Форма импактных стекол	Угловатая и аэродинамическая ^{2,3,9,10} с четкими границами ^{3,11}	Неправильная ⁷ , удлиненная, с расщепленными, «размочаленными», пламеневидными очертаниями ² , с нечеткими, спекшимися с матриksom границами ^{2,3,11}
Текстура стекол	Пористая, пемзовидная («вскипевшая») ^{1,2,9,11} , массивная, пятнистая, флюидальная	Флюидальная, полосчатая, массивная, пористая
Текстура матрикса	Брекчиевая	Аутоморфная ¹² , брекчиевая

Примечание: 1 – (Вишневский, 1992), 2 – (Фельдман, 1990), 3 – (Фельдман, Глазовская, 2018); 4 – (Schmieder, Kring, 2020), 5 – (Малеев, 1963), 6 – Ширинян, Асланян, 1956; 7 – Masaitis et.al., 2019; 8 – (Osinski et. al., 2004), 9 – (Структуры и текстуры ..., 1983), 10 – (Электронный справочник ..., 2022), 11 – (Базилевский и др., 1983), 12 – (Сазонова, 1984).

Фациальная характеристика зювитов Карской астроблемы. Как было отмечено выше, зювиты Карской астроблемы ранее подразделялись по размеру обломочной компоненты, по соотношению фрагментов витрокластов, литокластов и матрикса (Селивановская и др., 1990), по содержанию импактных стекол и по положению в разрезе (Назаров и др., 1993). Нами при исследовании зювитов Карского кратера было

установлено, что классификация зювитов на «количественной» основе не позволяет в полной мере отразить своеобразие этих пород и не объясняет их существенные различия.

Известно, что специфика обломочных импактитов и их литологических компонентов позволяет реконструировать процессы, приводящие к образованию как самих составных компонентов зювитов, так и вмещающих их пород (Электронный справочник ..., 2022). Исходя из этого, по выявленным геологическим и петрографическим особенностям трех типов зювитов (разделы 3.1; 3.2), с применением предложенного комплекса признаков фациального расчленения (табл. 4.1) принимая во внимание результаты исследования карских импактитов (Долгов и др., 1981; Назаров и др., 1993), среди исследованных типов обломочных импактитов Карской астроблемы было охарактеризовано две фации. Первая – фация аэродинамических выбросов, включающая породы, сформированные при оседании взрывного облака. Вторая – фация донных потоков, которая объединяет зювиты, образование которых связано с перемещением материала по дну кратера.

Тесные и сложные взаимоотношения зювитов I типа на р. Анарога с расплавленными импактитами, с частым взаимопроникновением друг в друга свидетельствуют о динамическом взаимодействии и интенсивном перемешивании расплавленного и обломочного материала донных центробежных потоков во время движения. Высокая плотность и большое содержание расплавленной компоненты в этих зювитах свидетельствуют о принадлежности пород к донным отложениям. Присутствие в зювитах стекол неправильной формы с причудливыми размочаленными, пламеневидными контурами (рис. 4.3) и аутоморфная текстура матрикса (рис. 4.4), указывают на их горячее состояние и перемещение вместе с кластическим материалом. Субпараллельная ориентировка удлиненных расплавленных фрагментов (рис. 4.3) указывает на их транспортировку движущимся потоком. Кроме того, нечеткий, спекшийся («горячий») характер контакта импактных стекол с матриксом, обилие включений застывшего импактного расплава в матрице (так называемая «пропитка пород стеклом»), и их субпараллельная ориентировка указывают на то, что компоненты зювитов формировались в относительно высокотемпературных условиях и пластичном состоянии. В пользу высокотемпературных условий формирования (локально достигающих $\sim 1700^{\circ}\text{C}$) свидетельствует оплавленные класты кварца в матриксе. Данные признаки по (Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018) позволяют рассматривать зювиты I типа, развитые в районе р. Анарога, как отложения донной фации.

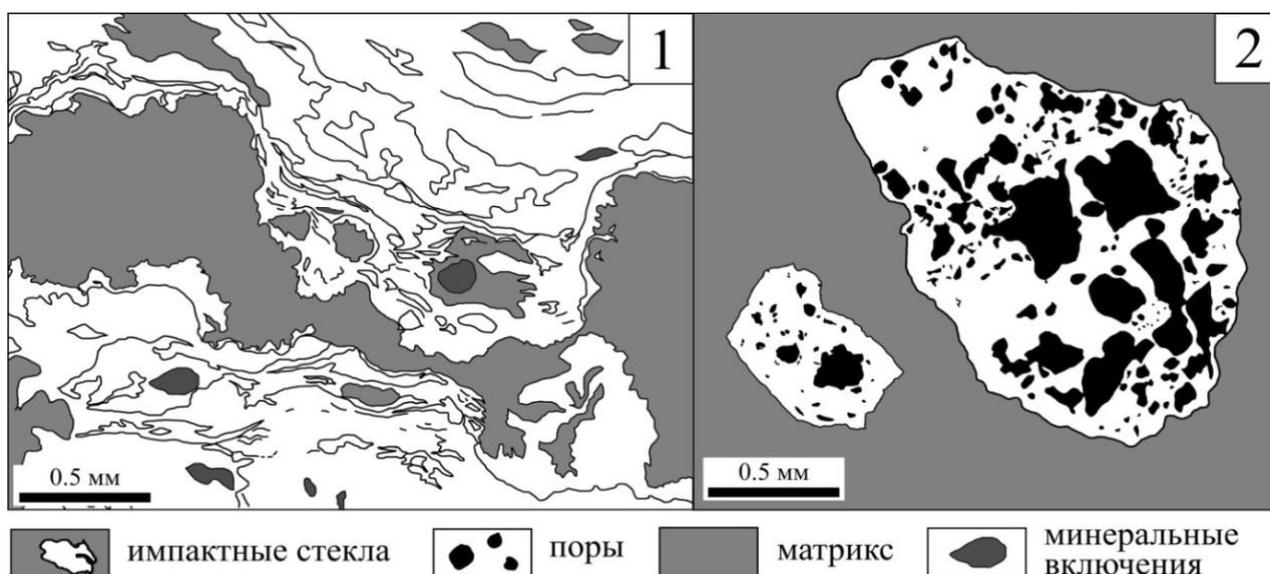


Рис. 4.3. Схематические изображения импактных стекол зювитов: 1 – зювитов I типа (р. Анарога), 2 – зювитов III типа (р. Сопчаю).

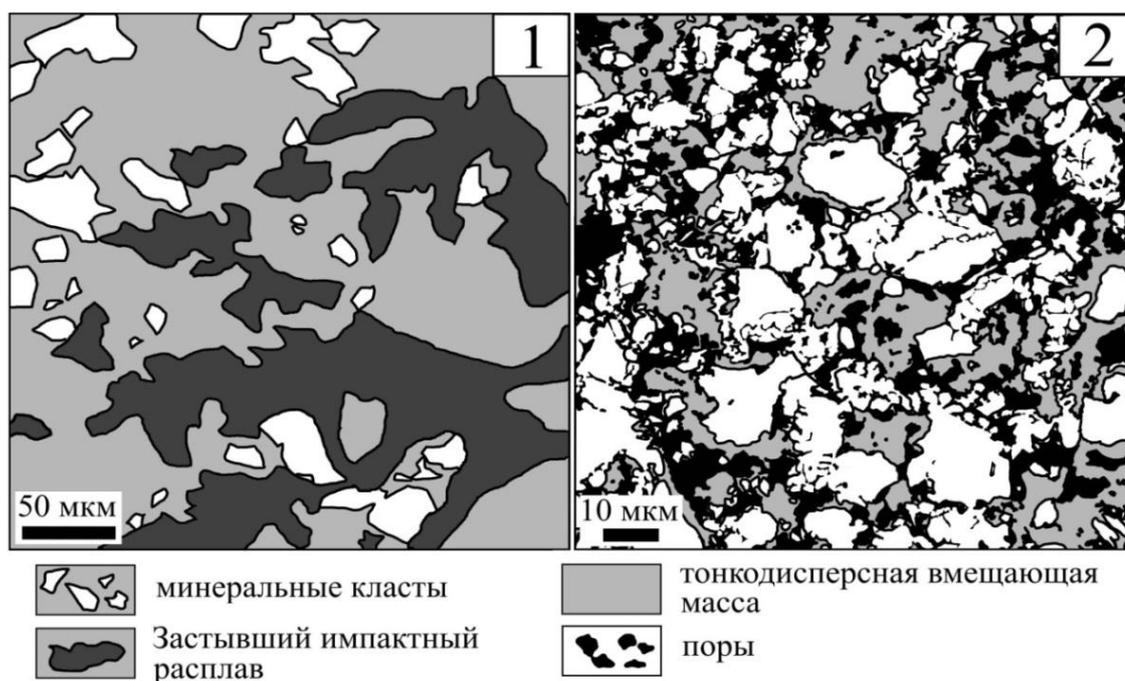


Рис. 4.4. Схематические изображения матрикса зювитов Карской астроблемы: 1 – зювитов I типа (р. Анарога), 2 – зювитов III типа (р. Сопчаю).

В то же время, зювиты I типа, изученные в долине р. Б. Вануйта, отличаются относительно низким содержанием импактных стекол угловатой и аэродинамической формы с четкими очертаниями, что указывает на их образование в условиях воздушного переноса, дробления и быстрого отвердевания, и отложение в относительно холодном состоянии. Эти признаки указывают на то, что зювиты I типа, расположенные в бассейне р. Б. Вануйта, относятся к аэродинамической фации и были образованы в условиях выброса, отложения и литификации материала из взрывного облака. Специфика

витрокластической компоненты указывает на формирование пород из взрывного облака. В матриксе выявлены спекшиеся агрегаты альбитовых кластов, соответствующие промежуточной стадии спекания, что указывает на температуру формирования зювитов, достигающую ~ 770 °С.

Относительно слабая цементация зювитов II типа, изученных в долинах рр. Кара и Саяха, о которой можно судить по их хрупкости, промоинам и мощной осыпи обнажений, не характерна для пород донной фации. Аэродинамическая и кластогенная форма витрокластов свидетельствуют о том, что импактный расплав застывал в условиях воздушной транспортировки, подвергался дроблению. Преимущественно четкие очертания фрагментов импактных стекол указывают на то, что они попадали в зювит уже существенно охлажденными, в застывшем или полупластичном состоянии. Матрикс зювитов на р. Саяха не несет признаков спекания альбитовых и кварцевых кластов, что указывает на температуру формирования этих пород менее ~ 660 °С. При этом, в матриксе зювитов на р. Кара выявлены признаки начальной стадии спекания кварца и альбита, что свидетельствует о том, что температура формирования этих пород локально могла достигать ~ 1030 °С, но не превышала ~ 1100 °С. В матриксе отсутствуют признаки плавления минеральных компонентов, что указывает на температурные условия формирования, недостаточные для плавления вмещающей массы. Все вышесказанное позволяет прийти к заключению, что зювиты II типа были сформированы при выбросе, осаждении и захоронении материала из взрывного облака и относятся к фации аэродинамических выбросов (Базилевский и др., 1983; Фельдман, Глазовская, 2018).

В то же время, зювиты II типа из подушкообразного выступа в нижней части обнажения на р. Кара имеют особенности, не характерные для пород аэродинамической фации. Так, плотноцементированный характер литификации пород и низкое содержание пор на макроуровне, а также относительно высокое содержание импактных стекол указывают на принадлежность этих зювитов к донным образованиям (Вишневский, 1992). Неправильная форма импактных стекол с неровными, расщепленными, пламеневидными очертаниями и сложными взаимными переходами в матрикс говорят об их горячем состоянии и транспортировке совместно с обломочными компонентами движущимся потоком. В пользу этого также свидетельствует субпараллельная ориентировка расплавных фрагментов (Фельдман, 1990; Osinski et. al., 2004). Нечеткие, спекшиеся с матриксом очертания импактных стекол свидетельствуют об их горячем состоянии при формировании зювита (Базилевский и др., 1983; Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018). В матриксе выявлены спеки кварцевых кластов, что соответствует заключительной стадии спекания и указывает на локально высокие температуры формирования пород до

~1370°C. Вышеуказанные признаки по (Фельдман, 1990; Фельдман, Глазовская, 2018) позволяют заключить, что зювиты II типа из подушкообразного выступа в нижней части обнажения на р. Кара являются отложениями фации донных центробежных потоков.

Относительно слабая цементация зювитов III типа (вплоть до сыпучего состояния), преобладание в породах массивных и пористых стекол, а также брекчиевая текстура матрикса (рис. 4.4) являются характерными особенностями отложений взрывного облака. Резко закаленные границы витрокластов, характерные для зювитов этого типа указывают на то, что расплавные компоненты зювитов формировались в условиях относительно быстрого отвердевания. Кластогенная и аэродинамическая форма фрагментов импактных стекол (рис. 4.3) указывает на их формирование в условиях воздушного переноса и дробления. На основании выявленных признаков можно считать зювиты III типа породами, сформированными в условиях аэродинамической фации импактитогенеза. Кроме того, большое количество пористых и шлаковых («вскипевших») стекол в данном типе зювитов свидетельствует об образовании витрокластической компоненты в благоприятных обстановках газоотделения, что соответствует условиям формирования верхних горизонтов коптогенного комплекса (Вишневский ..., 1992; Базилевский и др., 1983; Фельдман, 1990). Матрикс зювитов содержит спекшиеся кварцевые агрегаты, отвечающие промежуточной стадии спекания, что указывает на локальные температуры литификации пород до ~1200°C.

Таким образом, установлено, что различия структурно-текстурных характеристик трех типов зювитов связаны со спецификой процесса импактного породообразования. Соответственно, три типа зювитов, подразделяемые исходя из состава преобладающего исходного протолита, внутри типов могут разделяться более подробно в зависимости от фациальных обстановок формирования.

Выявлено, что фации зювитов Карской астроблемы имеют разный характер локального спекания и плавление кварцевой и полевошпатовой компонент матрикса. В матриксе зювитов аэродинамической фации выявлено спекание альбитовых и кварцевых кластов, соответствующие начальной и промежуточной стадиям спекания, для которых характерно припекание минеральных частиц и образование спекшихся минеральных агрегатов с относительно высокой пористостью открытого и закрытого типа. По выявленным признакам определено, что температура формирования отложений аэродинамической фации могла достигать 1200°C. Матрица зювитов донной фации содержит кварцевые класты с признаками заключительной стадии спекания и частичного плавления – спеками с относительно низкой закрытой пористостью и обломками со

сглаженными очертаниями и пористостью в прикраевой части. Установлено, что температура образования донных зювитов локально достигала 1700°C.

Положение фаций зювитов в структуре Карской астроблемы. При анализе областей развития исследованных зювитов Карской импактной структуры было установлено, что расположение фаций зювитов, в целом, совпадает с областями распространения выделенных ранее при картировании различных типов импактных пород, отличающихся размером обломочного материала, выделенных ранее (Мащак и др., 1990а, Селивановская и др., 1990) (рис. 4.5). В данной работе выявлено, что область зювитов аэродинамической фации в целом, совпадает с ареалом развития лапиллиево- и глыбово-агломератовых зювитов (рис. 4.5). Область зювитов донной фации соответствует области распространения глыбовых брекчий, мегабрекчий и клиппеновых брекчий, и лишь в юго-восточной части астроблемы (район р. Анарога) попадает в область развития лапиллиево-агломератовых зювитов. На основании этого положение выделенных фаций зювитов было экстраполировано на территорию всей астроблемы (рис. 4.6).

Согласно известным моделям строения астроблем отложения донной фации в астроблемах объединяют породы нижней части коптогенного комплекса, прилегающей ко дну кратера. Отложения фации аэродинамических выбросов покровно перекрывают породы донной фации и венчают разрез импактитов (Вишневский ..., 1992; Фельдман, 1990; Kenkmann et. al., 2014).

Для Карской астроблемы нами выявлено, что зювиты донной фации приурочены к основанию коптогенного комплекса Карской астроблемы, залегают в пределах кольцевого желоба в виде относительно маломощных пластообразных отложений донных потоков, прилегающих к истинному дну кратера – аутигенным брекчиям цокольного комплекса (рис. 4.6). В современном эрозионном срезе донные зювиты имеют выходы на поверхность в западной, южной и, локально, в восточной областях импактной структуры, где имеют контакты с зювитами аэродинамической фации.

Зювиты аэродинамической фации выполняют основной объем толщи импактных пород, залегают в пределах кольцевого желоба, завершают разрез коптогенного комплекса Карской астроблемы. Они образуют пластообразные отложения – покров аллохтонного, выброшенного материала, перекрывающий толщу отложений донной фации (рис. 4.6). В современном уровне эрозионного среза астроблемы данная разновидность зювитов характеризуется обширным распространением, образует прерывистое кольцо выходов по периферии кратера. В западной, южной и восточной частях астроблемы зювиты аэродинамической фации в современном эрозионном срезе имеют контакты с донными зювитами, наблюдающиеся в коренных выходах на земную поверхность.

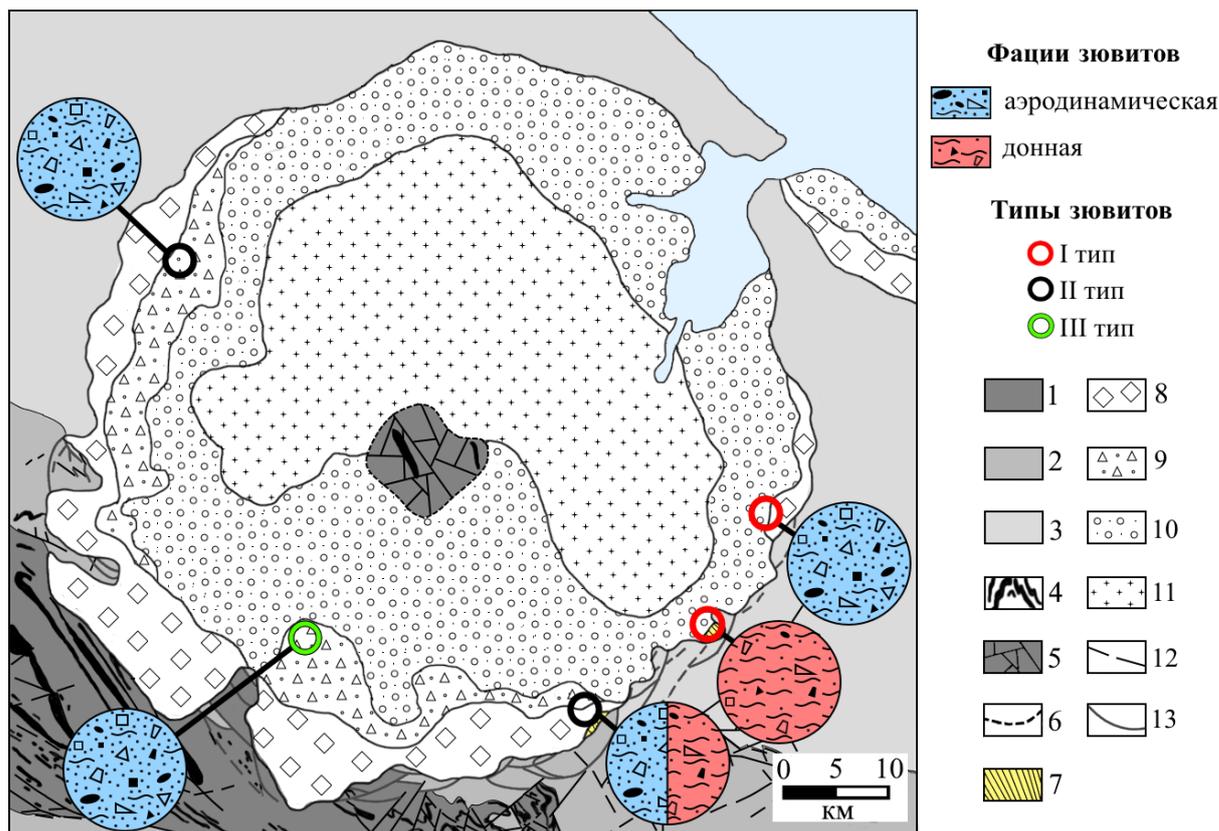


Рис. 4.5. Расположение исследованных типов и фаций зювитов на схеме геологического строения Карской астроблемы по (Зархидзе, 2017; Масайтис и др., 1980; Машак, 1990а; Шишкин и др., 2012; Электронный справочник ..., 2022).

1 – осадочно-вулканогенные породы нижнего палеозоя; 2 – осадочно-вулканогенные породы среднего палеозоя; 3 – осадочные породы перми; 4 – палеозойские долериты и габбро-долериты; 5 – аутигенные брекчии, 6 – границы центрального поднятия; 7 – расплавные импактиты (тагамиты); 8 – глыбовые брекчии, мегабрекчии и клиппеновые брекчии; 9 – глыбово-агломератовые зювиты; 10 – лаппилиево-агломератовые зювиты; 11 – глины опоквидные, песчаные, алевролиты, коптокластиты; 12 – разрывные нарушения; 13 – радиальные надвиги.

Таким образом, на основе данных, полученных в ходе выполнения диссертационного исследования, разработана схема положения фаций импактитов в разрезе коптогенного комплекса Карской структуры (рис. 4.7). На приведенной схеме толща зювитов включает отложения фации донных потоков и фации аэродинамических выбросов. Зювиты донной фации приурочены к основанию коптогенного комплекса, находятся в тесных взаимоотношениях с расплавными импактитами – со взаимными переходами и линзовидными включениями одних пород в других. Зювиты аэродинамической фации залегают на донных зювитах и завершают разрез коптогенного комплекса (рис. 4.7). Снизу вверх по разрезу зювиты фации донных потоков постепенно сменяются зювитами аэродинамической фации. Соответственно, снизу вверх по разрезу в

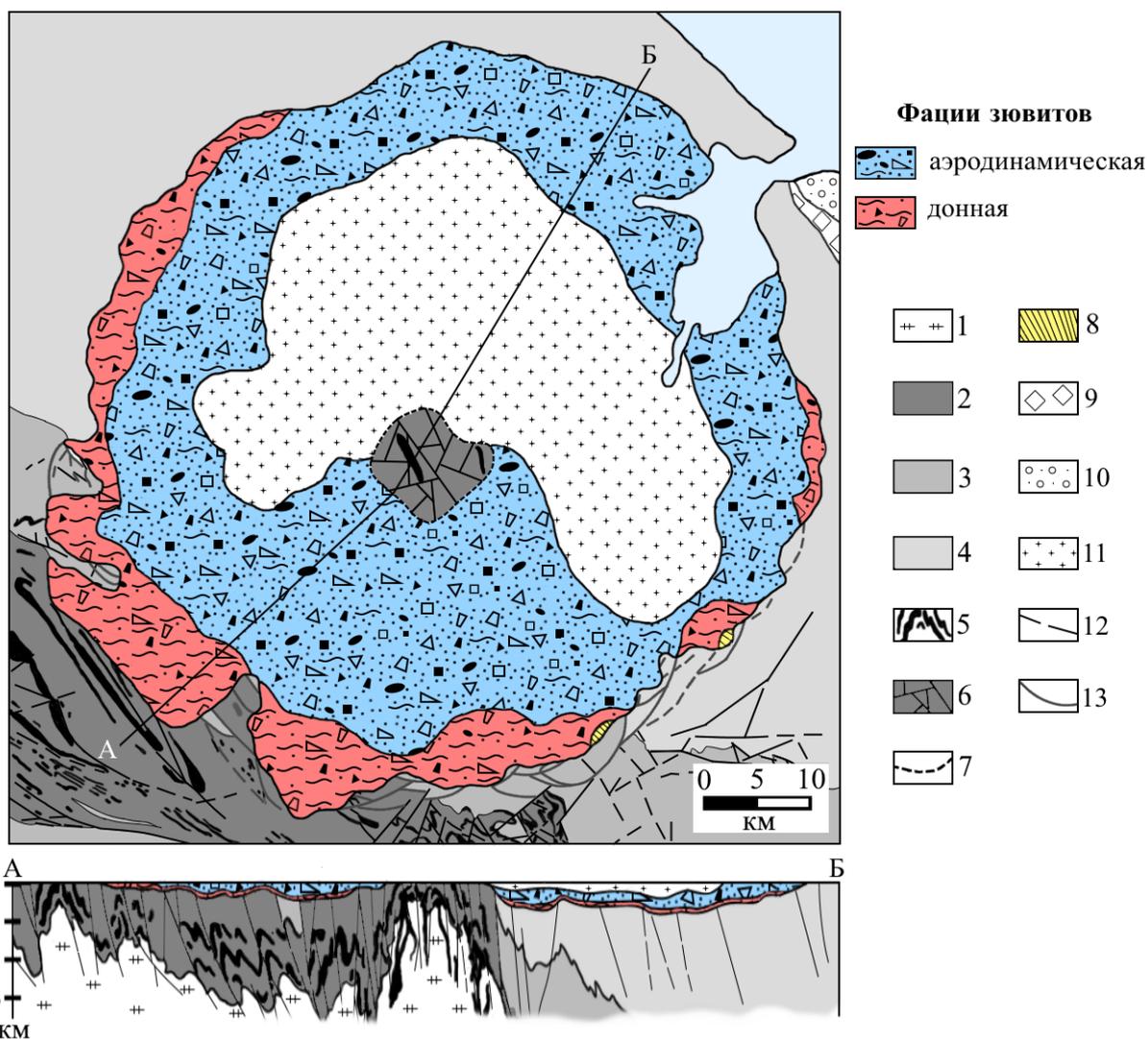


Рис. 4.6. Схематическое положение фаций зювитов Карской астроблемы по (Зархидзе и др., 2017; Масайтис и др., 1980; Мащак, 1990а; Шишкин и др., 2012).

1 – верхнепротерозойский сланцевый комплекс, 2 – осадочно-вулканогенные породы нижнего палеозоя; 3 – осадочно-вулканогенные породы среднего палеозоя; 4 – осадочные породы перми; 5 – палеозойские долериты и габбро-долериты; 6 – аутигенные брекчии; 7 – границы центрального поднятия; 8 – расплавные импактиты (тагамиты); 9 – глыбовые брекчии, мегабрекчии и клиппеновые брекчии; 10 – лаппилиево-агломератовые зювиты; 11 – глины опокovidные, песчаные, алевролиты, коптокластиты; 12 – разрывные нарушения; 13 – радиальные надвиги.

зювитах уменьшается содержание импактных стекол, увеличивается количество стекол с пористой и пемзовидной текстурой, текстура матрикса становится брекчиевой. Морфология витрокластов изменяется с неправильной, удлинённой, причудливо изогнутой на преимущественно угловатую и аэродинамическую. Очертания импактных стекол становится преимущественно четкими, резко закаленными. Для зювитов верхних горизонтов коптогенного комплекса характерны черепитчатая и чешуйчатая отдельность и отсутствие субпараллельной ориентировки расплавных фрагментов.

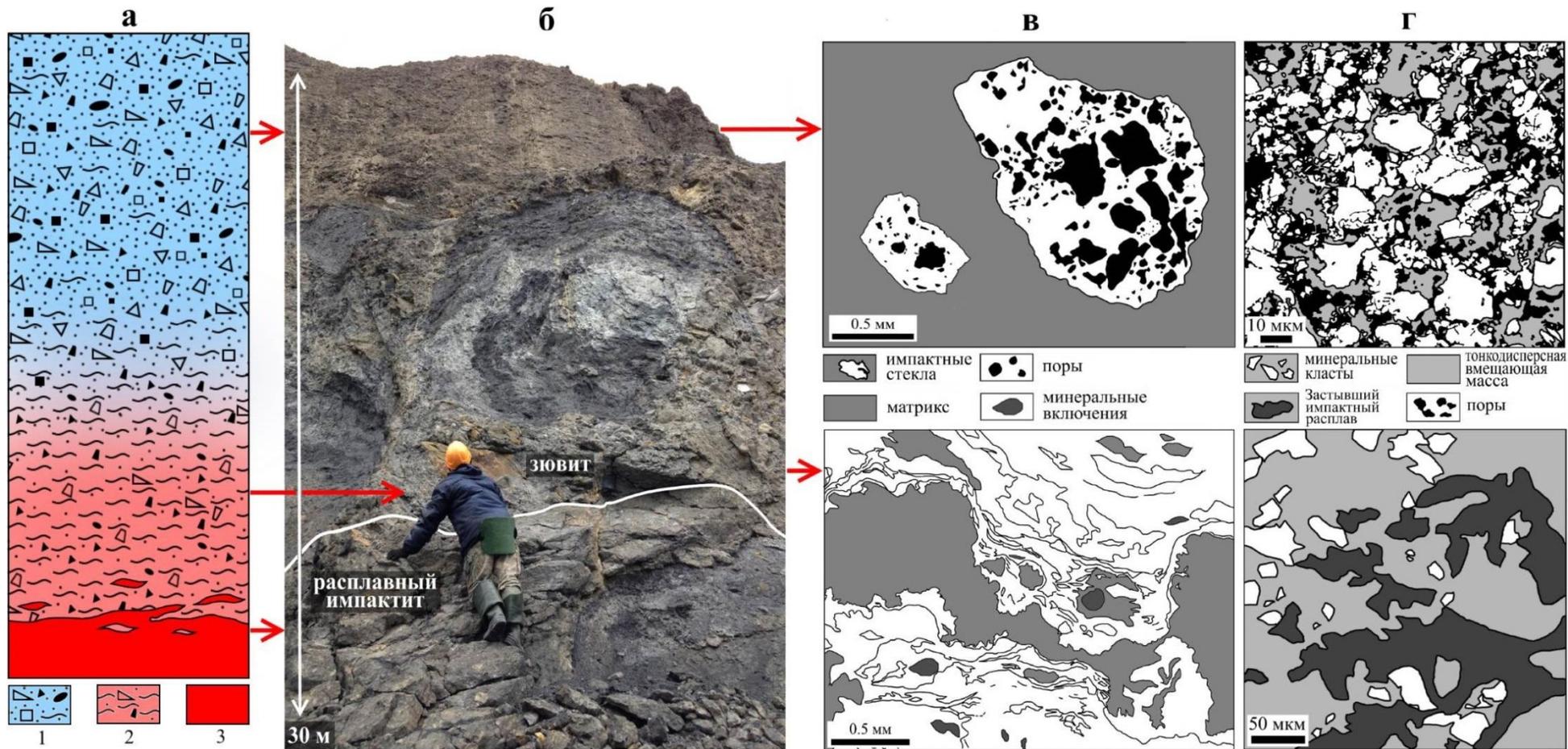


Рис. 4.7. Принципиальная схема расположения фаций импактитов в разрезе коптогенного комплекса Карской астроблемы (вне масштаба) (а), характер взаимоотношений расплавных импактитов и зювитов в естественном выходе (б) и характерные особенности импактных стекол (в) и матрикса (г) фаций зювитов (схематичные изображения). 1 – зювиты аэродинамической фации; 2 – зювиты фации донных потоков; 3 – расплавные импактиты донной фации.

Заключение

В результате проведенных исследований впервые получена детальная комплексная характеристика обломочных импактитов Карской астроблемы. С применением комплекса современных методов выяснены геологические, петрографические и вещественные особенности трех типов зювитов, их литокластов, витрокластов и матрикса.

В ходе выполнения поставленных задач установлено, что анализируемые типы зювитов характеризуются существенными различиями на всех уровнях проведенных исследований. Они отличаются характером взаимоотношений с расплавленными импактитами (тагамитами) и формами выветривания обнажений, макроскопически имеют различия окраски, пористости, размера обломочного материала и состава литокластов. На микроуровне типы зювитов отличаются соотношением расплавленных и обломочных компонентов и матрикса; преобладанием разных литологических типов пород в составе литокластов; структурно-текстурными и морфологическими особенностями импактных стекол; характером литификации матрикса. Во всех типах зювитов зафиксированы признаки ударного воздействия, соответствующие четырем стадиям импактного метаморфизма.

Витрокласты зювитов I типа имеют выдержанный состав по содержанию SiO_2 (~60 мас.%), повышенное содержание Al_2O_3 (~19 мас.%), K_2O (до 12 мас.%) и CaO до (8 мас.%). Импактные стекла зювитов II и III типов отличаются вариациями содержаний SiO_2 – от 34 до 81 мас.% для зювитов II типа и 30–99 мас.% SiO_2 для зювитов III типа. Матрикс зювитов I типа содержит ~60 мас.% SiO_2 , имеет повышенное содержание Al_2O_3 (~12 мас.%), MgO (~3–15 мас.%) и FeO (~5–20 мас.%), и низкое – CaO (~3 мас.%). Матрица зювитов II типа характеризуется повышенным содержанием SiO_2 (~74 мас.%), CaO (~0.7–16 мас.%), Al_2O_3 (~4–15 мас.%) и K_2O (0.5–4 мас.%). Зювиты III типа характеризуются матриксом с относительно высоким содержанием кремнезема (~75 мас.%) и CaO (~5–24 мас.%). Выявлена близость состава каждого типа зювитов с составом его предполагаемого преобладающего протолита – зювитов I типа с алевролитами и алевропесчаниками, зювитов II типа с карбонатными породами, зювитов III типа с углеродистыми сланцами.

Результаты проведенных исследований позволяют подтвердить обоснованность типового разделения зювитов Карской астроблемы по вещественному составу, отличия которого у трех типов зювитов обусловлены, главным образом, исходной спецификой состава материнских пород мишени. Выявлено, что диагностическим критерием петрологической типизации зювитов Карского кратера является состав преобладающих литокластов.

Впервые предложен комплекс признаков фациального расчленения зювитов, который может быть использован для диагностики фаций обломочных импактитов астроблем в целом. Среди зювитов Карской импактной структуры охарактеризованы породы аэродинамической фации и фации донных потоков. Для зювитов донной фации Карского кратера характерна столбчатая отдельность и высокое содержание (до 35 об. %) субпараллельно ориентированных витрокластов неправильной формы, спекшихся с матриксом. Матрица донных зювитов содержит кварцевые класты с признаками заключительной стадии спекания и частичного плавления, указывающими на температуру формирования до 1700°C. Для зювитов аэродинамической фации характерны чешуйчатая и черепитчатая отдельность, низкое содержание (до 20 об. %) витрокластов угловатой и аэродинамической формой с четкими очертаниями, класты кварца и альбита в матриксе с признаками начальной и промежуточной стадий спекания, свидетельствующие о температуре образования до 1200°C.

Определены положение и характер взаимоотношений фаций зювитов в структуре Карской астроблемы. Зювиты донной фации в Карской астроблеме образуют пластообразные отложения, залегают в нижней части коптогенного комплекса. Донные зювиты находятся в тесных взаимоотношениях с расплавленными импактитами, прилегающими ко дну кратера. Зювиты взрывного облака залегают в верхней части Карского коптогенного комплекса в виде пластообразных отложений султана выбросов, с постепенным переходом залегают на зювитах донной фации. Выявленный характер взаимоотношений фаций импактитов может быть использован для уточнения строения коптогенного комплекса Карской астроблемы. Результаты проведенных исследований имеют значение для решения фундаментальных вопросов импактитогенеза и совершенствования принципиальной модели образования крупных метеоритных кратеров, что может быть использовано при картировании крупных астроблемы и прогнозировании связанных с ними полезных ископаемых.

Список литературы

1. Андрианов Н.Т., Лукин Е.С. Термическое старение керамики. – Москва: Металлургия, 1979. – 100 с.
2. Багрий И.Д. Гидрогеоструктурные особенности формирования месторождений углеводородов импактных структур на примере Болтышской астроблемы // Геологический журнал. – 2017. – № 2 (359). – С. 5-34.
3. Бадюков Д.Д., Райтала Й. Норденшельдовская российско-финская Карская экспедиция // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. – 2001. – № 8. – С. 18-19.
4. Базилевский А.Т., Иванов Б.А., Флоренский К.П. Яковлев О.И., Фельдман В.И., Грановский Л.В. Ударные кратеры на Луне и планетах. Отв. ред. М.А. Садовский. – Москва: Наука, 1983. – 200 с.
5. Беляев А.А., Тимонин Н.И., Юдин В.В. Палеогеодинамика Пай-Хоя. – Екатеринбург: УрО РАН, 2004. – 228 с.
6. Вест А. Химия твердого тела. Теория и приложения: В 2-х ч. Ч. 2: Пер. с англ. – М.: Мир, 1988. – 336 с.
7. Вишневский С.А. Астроблемы. – Новосибирск: Нонпарель, 2007. – 288 с.
8. Вишневский С.А. Зювиты Попигайской астроблемы: некоторые парадоксы и мнимо-вторичные взаимоотношения. – Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1992. – 53 с.
9. Вишневский С.А. Зювитовые мегабрекчии - новый тип отложений взрывного облака в Попигайской астроблемы. – Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1994. – 66 с.
10. Вишневский С.А. Попигайская астроблема – уникальный объект изучения и использования (специфика больших импактных событий, обще-познавательное значение, экономический потенциал) // Уральский геологический журнал. – 2013. – №3 (93). – С. 23-45.
11. Веселовский В.С. Химическая природа горючих ископаемых. – М.: Изд-во академии наук СССР, 1955. – 425 с.
12. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т.1, А-Й. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. – 432 с.
13. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т.2, К-П. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 480 с.
14. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т.3. Р-Я. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 440 с.
15. Глазовская Л.И., Громов Е.И., Парфенова О.В., Илькевич Г.И. Логойская астроблема. – М.: Наука, 1991. – 135 с.

16. Глазовская Л.И., Парфенова О.В., Илькевич Г.И. Импактиты Логойской астроблемы // Петрология. – 1993. – Т. 1. – № 6. – С. 634-644.
17. Долгов Ю.А., Вишневский С.А., Томиленко А.А. Исследования процессов метаморфического минералообразования // Термобарогеохимические исследования. Сб. науч. тр. – Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР. – 1981. – С. 2-8.
18. Езерский В.А. Ударно-метаморфизованное углистое вещество в импаکتитах // Академия Наук СССР: метеоритика. – 1982. – Вып. 41. – С. 134-140.
19. Езерский В.А. Гипербарические полиморфы, возникшие при ударном преобразовании углей // Записки Всесоюзного минералогического общества. – 1986. – Ч. СХV. – Вып. 1. – С. 26-33.
20. Зархидзе Д.В., Пискун П.П., Красножен А.С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Вайгачско-Пайхойская. Листы R-41-XXVIII, XXIX (Усть-Кара). Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. – 180 с.
21. Исаенко С.И., Макеев Б.А., Шумилова Т.Г. Особенности исследований структурно-фазового состояния импактных стекол Карской астроблемы (Пай-Хой, Россия) // Вестник Института Геологии Коми НЦ УрО РАН. – Сыктывкар. – 2018. – № 3. – С. 26-31.
22. Колесников Е.М., Назаров М.А., Бадюков Д.Д., Корина М.И., Смоляр М.И., Мясникова В.Л., Алексеев А.С., Шуколюков Ю.А. Калий-аргоновый возраст Карских кратеров и их связь с мел-палеогеновым ударным событием // Геохимия. – 1990. – № 4. – С. 495-505.
23. Ковальчук Н. С., Шумилова Т. Г. Минералого-геохимические особенности черных сланцев окружения Карской астроблемы (Пай-Хой) // Литосфера. – 2020. – 20(2). – С. 168-183.
24. Колонин Г. Р., Моргунов К. Г., Широносова Г. П. Банк данных констант устойчивости комплексных соединений редкоземельных элементов в широком интервале температур и давлений // Гелогия и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 6. – С. 881-890.
25. Корочанцев А.В. Ударное преобразование битумов: приложение к органическому веществу метеоритов и импактитов. Дисс. ... канд. геол.-мин. Наук. – М.: ГЕОХИ РАН, 2004. – 179 с.
26. Лодочников В.Н. Главнейшие порообразующие минералы. Издание 5-е, испр. и доп. Под ред. В.С. Соболева. – М.: Недра, 1974. – 248 с.

27. Лузин В.А. Определение относительного возраста поверхности планет по степени кратерирования // Геология и полезные ископаемые Вост. Сибири. Тр. Научной конференции. – Иркутск. – 1993. – С. 145-140.
28. Лютоев В.П., Лысюк А.Ю. Структура и текстура кремнезема импактитов Карской астроблемы // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2015. – № 9. – С. 24-32.
29. Максименко Н.И. Сравнительный анализ структурно-вещественных особенностей разновидностей зювитов Карской астроблемы // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 27-й научной конференции. – Сыктывкар: Геопринт. – 2018. – С. 121-124.
30. Максименко Н.И. Геологическая позиция и геоморфологические особенности разновидностей зювитов Карской астроблемы // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 28-й научной конференции. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2019а. – С. 91-95.
31. Максименко Н.И. Структурно-вещественные особенности матрикса разновидностей зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой) // Минералы: строение, свойства, методы исследования. – 2019. – № 10. – С. 150-151.
32. Максименко Н.И. Структурно-текстурные и петрохимические особенности зювитов на р. Саяха (Карская астроблема, Россия) // Минералы: строение, свойства, методы исследования. – 2020. – № 11. – С. 169-171.
33. Максименко Н.И. Минералого-петрохимические особенности матрикса зювитов Карской астроблемы (р. Саяха и р. Путью) // Человек и окружающая среда: сборник докладов IX Всероссийской молодёжной научной конференции. – Сыктывкар: Изд-во СГУ им. Питирима Сорокина. – 2021. – С. 23-28.
34. Максименко Н.И. Фациальные особенности зювитов Карской астроблемы // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 31-й Всероссийской научной конференции. – Сыктывкар. – 2022. – С. 76-79.
35. Максименко Н.И., Зубов А.А. Особенности кластогенных и жилоподобных импактных стекол Карской астроблемы // Новое в познании процессов рудообразования: Седьмая Российская молодежная научно-практическая Школа: Сборник материалов. – М.: ИГЕМ РАН. – 2017. – С. 184-186.
36. Максименко Н.И., Шумилова Т.Г., Ковальчук Н.С. Геолого-минералогические особенности разновидностей зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой) // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления: Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2017. – С. 262-263.

37. Максименко Н.И., Шумилова Т.Г., Ковальчук Н.С. Своеобразие обломочной компоненты разновидностей зювитов Карской астроблемы // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2018): Материалы минералогического семинара с международным участием. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2018. – С. 189-190.
38. Максименко Н.И., Исаенко С.И. Структурно-текстурные особенности и фазовый состав матрикса разновидностей зювитов Карской астроблемы // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVII Геологического съезда Республики Коми. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2019. – Т. III. – С. 206-207.
39. Максименко Н.И., Шумилова Т.Г., Ковальчук Н.С. Петрологическая характеристика разновидностей зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой, Россия) // Петрология. – 2020. – Т.28. – № 6. – С. 628-649.
40. Максименко Н.И., Шумилова Т.Г. Критерии фациального деления зювитов (на примере зювитов Карской астроблемы) // Международный научно-исследовательский журнал. – 2022. – №10 (124).
41. Максименко Н.И., Шумилова Т.Г., Уляшев В.В. Структурно-текстурные и петрохимические особенности зювитов р. Большая Вануйта (Карская астроблема, Пай-Хой) // Молодежь и наука на Севере – 2022: материалы IV Всероссийской (XIX) молодежной научной школы-конференции. – Сыктывкар: ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. – 2022. – Т. I. – С. 117-118.
42. Максименко Н.И., Шумилова Т.Г., Уляшев В.В. Комплексная характеристика зювитов р. Б. Вануйта (Карская астроблема) // Литосфера. – 2023. – № 5 (в печати).
43. Малеев Е.Ф. Вулканокластические горные породы / Ред. К.Н. Рудич. – Москва: Госгеолтехиздат, 1963. – 168 с
44. Мальков Б.А., Андреичев В.Л. Алмазоносные тагамиты Карской астроблемы // Вестник Института Геологии Коми НЦ УрО РАН. – 2010. – № 3. – С. 5-11.
45. Маракушев А.А. Петрогенезис. – Москва: Недра, 1988. – 293 с.
46. Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С., Райхлин А.И., Селивановская Т.В., Шаденков Е.М. Геология астроблем. – Л.: Недра, 1980. – 231 с.
47. Масайтис В.Л. Импактные алмазы Попигайской астроблемы: основные свойства и практическое применение // Записки Российского минералогического общества – 2013. – Ч. CXLLII. – № 2. – С. 1-10.
48. Масайтис В.Л. Минерагенические системы импактных кратеров // Геология рудных месторождений. – 1989. – № 3. – С. 3-17.

49. Масайтис В.Л. О геологическом картографировании импактных структур // Региональная геология и металлогения. – 2016. – № 67. – С. 61-69.
50. Масайтис В.Л. Сотворены силами небесными // Природа. – 1999. – № 10. – С. 79-88.
51. Масайтис В.Л. Там, где алмазы. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. – 384 с.
52. Масайтис В.Л., Кириченко В.Т., Машак М.С., и др. Коренные месторождения и россыпи импактных алмазов Попигайского района (Северная Сибирь) // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 54. – С. 89-98.
53. Масайтис В.Л., Машак М.С., Райхлин А.И., Селивановская Т.В., Шафрановский Г.И. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. – 179 с.
54. Махлаев Л.В., Коробова Н.И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра (метаморфизм, ультраметаморфизм, гранитообразование). – Красноярск: Красн. кн. изд-во, 1972. – 158 с.
55. Машак, М.С. Геологическая обстановка времени образования импактных кратеров на Пай-Хое // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. – Л.: Наука. 1990а. – С. 24-37.
56. Машак М.С. Морфология и структура Карской и Усть-Карской астроблем // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. – Л.: Наука. 1990б. – С. 37-55.
57. Мелош Г. Образование ударных кратеров: Геологический процесс. – М.: Мир, 1994. – 336 с.
58. Машак М.С., Селивановская Т.В., Масайтис В.Л. Особенности строения зювитов и аллогенных брекчий Карской астроблемы и динамика распределения в них обломочного материала // Метеоритика. Сборник статей. АН СССР, Комитет по метеоритам. – М.: Наука. – 1983. – Вып. 42. – С. 149-157.
59. Микляев А.С. Импактные алмазы Карской астроблемы. Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. – Сыктывкар: Геопринт. – 2001. – С. 156-158.
60. Микляев А.С., Беляев А.А. Верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения сланцевой зоны Юго-Восточного Пай-Хоя // Обоснование границ стратиграфических подразделений. Труды Института геологии Коми НЦ УрО РАН. – Сыктывкар. – Выпуск 82. – 1994. – С. 27-34.
61. Минеральный мир: структура, разнообразие, конституция минералов, кристаллогенезис и минералообразование, биоминеральные взаимодействия, эволюция

минералообразующих процессов // Под ред. Н.П. Юшкина, С.К. Кузнецова. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2012. – 354 с.

62. Назаров М.А. Геохимические свидетельства крупных ударных событий в геологической истории земли: дис. на соиск. учен. степ. докт. геол.-мин. наук // Назаров Михаил Александрович; 04.00.02. – М.: ГЕОХИ РАН. – 1995.

63. Назаров М.А., Бадюков Д.Д., Алексеев А.С., Колесников Е.М., Кашкаров Л.Л., Барсукова Л.Д., Супонева И.В., Колесов Г.М. Карская ударная структура и ее связь с мел-палеогеновым событием // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. – 1993. – Т. 68. – Выпуск 3. – С. 13-32.

64. Наумов М.В. Основные закономерности постимпактного гидротермального процесса // Астрономический вестник. – 1996а. – Т. 30. – № 1. – С. 25-32.

65. Наумов М.В. Гидротермальные преобразования импактитов и брекчий в астроблемах. Автореферат дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук. – СПб, 1996б. – 17 с.

66. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное / Ред. Гинцбург В.И. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.

67. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. – 128 с.

68. Пиковский Ю.И., Гласко М.П., Кучеров В.Г. Блоковая структура и нефтегазоносность импактного кратера Сильян // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 2. – С. 243-249.

69. Пиковский Ю.И., Хлынина Н. И., Кучеров В. Г. Полициклические ароматические углеводороды в горных породах и почвах импактного кратера Сильян (Швеция) // Литология и полезные ископаемые. – 2021. – № 3. – С. 243-256.

70. Романов А.А., Романова Е.А., Репин Ю.С. Меловые отложения Югорского полуострова: новые находки и обобщение материалов // Вест. ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2018. – № 2. – С. 3-9.

71. Сайфуллин Р.С., Сайфуллин А.Р. Современная химико-физическая энциклопедия – лексикон. – Казань: Издательство «Фэн» АН РТ, 2010. – 696 с.

72. Салахов А.М. Структурообразование керамики из глин, формирующих при обжиге различные минеральные фазы // Керамические строительные материалы. – 2015. – № 8. – С. 68-74.

73. Салтыковский А.Я., Никитин А.Н., Цельмович В.А., Байараа Т., Иванкина Т.И. Импактный кратер и состав космического вещества в центральной азии // Физико-

химические и петрофизические исследования в науках о Земле: материалы двенадцатой Международной конференции. – Москва. – 2011. – С. 273-277.

74. Сазонова Л.В. Петрография импактитов астроблемы Янисъярви. Дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. Наук. – М.: МГУ, 1984. – 271 с.

75. Сазонова Л.В., Никишина Н.Н. Связь внутреннего строения и условий залегания плавленых стекол Карского метеоритного кратера // Космохимия метеоритов, Луны и планет. – Киев. – 1980. – С. 45-55.

76. Сазонова Л.В., Каратаева Н.Н., Пономарев Г.Я., Дабижа А.И. Карский метеоритный кратер // Импактиты. – М.: Изд-во МГУ. – 1981. – С. 93-135.

77. Светов С.А., Степанова А.В., Чаженина С.Ю., Светова Е.Н., Рыбникова З.П., Михайлова А.И., Парамонов А.С., Утицына В.Л., Эхова М.В., Колодей В.С. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды Карельского научного центра РАН. – 2015. – № 7. – С. 54-73.

78. Селивановская Т.В., Мащак М.С., Масайтис В.Л. Импактные брекчии и импактиты Карской и Усть-Карской астроблем // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. – Л.: Наука. – 1990. – С. 55-96.

79. Сергиенко Е.С., Цельмович В.А., Попов В.В., Дробкина Е.А., Цибульская А.Е., Петров И.Н. Микроструктура, состав и магнитные свойства зювитов Карской астроблемы // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: материалы международного семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. – Санкт-Петербург: Петродворец. – 2010. – С. 227-233.

80. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. – СПб: Наука, 2005. – 147 с.

81. Структуры и текстуры взрывных брекчий и импактитов. Л.: Недра, (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т. Труды, новая сер., т. 316), 1983, 159 с.

82. Тимонин Н.И. Импактные кратеры на Пай-Хое, Урал // Уральский геологический журнал. – 2006. – Т. 53. – № 5. – С. 3-20.

83. Удоратин В.В., Конанова Н.В., Попов И.В. Глубинное строение Карской кольцевой структуры // Известия Коми научного центра УрО РАН. – 2010. – Вып. 4. – С. 47-52.

84. Уляшев, В.В., Велигжанин А.А., Шумилова Т.Г., Кульницкий Б.А., Пережогин И.А., Бланк В.Д. Исследование импактного углеродного вещества Карской астроблемы методом малоуглового рассеяния синхротронного излучения // Минералогия. – 2018. – № 4(4). – С. 41-48.

85. Уляшев В.В., Исаенко С.И. Моделирование фазовых преобразований в глинистом известняке при импактном воздействии // Вест. ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2018. – № 4. – С. 40-44.
86. Уляшев, В.В., Шумилова Т.Г., Исаенко С.И. Характеристика стекол в продуктах экспериментального моделирования импактных расплавов // Стекло и керамика. – 2023. – Т. 96. – № 5. – С. 14-22.
87. Устрицкий В.И. Мезозойские отложения, кайнотипные лавы и туфобрекчии Пай-Хоя // Тр. ИГ Арктики. – 1953. – Т. 72. – С. 3-13.
88. Фельдман В.И., Грановский Л.Б., Сазонова Л.В. и др. Импактиты / Под ред. А.А. Маракушева. – Москва: Изд-во МГУ, 1981. – 240 с.
89. Фельдман В.И. Петрология импактитов. – М.: изд-во МГУ, 1990. – 299 с.
90. Фельдман В.И. Астроблемы - звездные раны Земли // Соросовский Образовательный Журнал. – 1999. – № 9. – С. 67-74.
91. Фельдман В.И., Глазовская Л.И. Импактитогенез. – Москва: КДУ, 2018. – 151с.
92. Фельдман В.И., Сазонова Л.В., Грановский Л.Б.. Классификация импактитов по петрографическим и геологическим признакам // Бюллетень МОИП. Отд. геол. – 1982. – Т. 57. – Вып. 6. – С. 84-94.
93. Финней У.К., Уорнер Дж.Л., Симондс Ч.Х. Типы лунных материковых пород и их отношение к процессам ударного фракционирования // Космохимия Луны и планет. – Москва: Наука. – 1975. – С. 54-88.
94. Фишман М.В. Позднемезозойский вулканизм Карского побережья // Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР. Ежегодник Института геологии Коми фил. АН СССР. – 1974. – С. 118-122.
95. Цельмович В. А. Магнитные минералы и самородные металлы в диагностике астроблем // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Теория, практика, эксперимент: материалы Всероссийской школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. – Институт физики Земли РАН. Геофизическая обсерватория «Борок». – 2015. – С. 239-247.
96. Шайбеков Р.И., Уляшева Н.С., Хубанов В.Б., Исаенко С.И., Тропников Е.М., Игнатъев Г.В. Метагаббро-долериты центральной части Карской депрессии (Ненецкий автономный округ, Россия): влияние импактного события и U-Pb (La-ICP-MS) возраст // Геохимия. – 2023а. – Т. 68. – № 4. – С. 379-394.
97. Шайбеков Р.И., Уляшева Н.С., Тропников Е.М., Игнатъев Г.В. Петрогеохимическая характеристика позднедевонских метагаббро-долеритов Карской

астроблемы (Ненецкий автономный округ, Россия) // Петрология. – 2023б. – Т. 31. – № 4. – С. 419-435.

98. Шелег В.К., Ковчур А.С., Москалец Р.А. Теоретический анализ диффузии при спекании порошковых материалов // Вестник Витебского государственного технологического университета. – 2015. – Вып. 29. – С. 114-120.

99. Ширинян К.Г., Асланян А.Т. Совершенная столбчатая отдельность в покровах вулканических туфов Армении в связи с их происхождением (Макарашен-Гайдарминское месторождение) // Сборник научных трудов Ереванского политехнического института. Геология. – 1956. – № 13.– Выпуск 3. – С. 19-32.

100. Шишкин М. А., Шкарубо С. И., Молчалова Е. В., Маркина Н. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41. Объяснительная записка. – СПб: ВСЕГЕИ, 2012.

101. Шумилова Т.Г., Исаенко С.И., Ковальчук Н.С., Уляшев В.В., Макеев Б.А. Разновидности импактитов, апоугольных алмазов и сопутствующих углеродных фаз Карской астроблемы // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2016): Материалы минералогического семинара с международным участием. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2016. – С. 270-271.

102. Шумилова Т.Г., Исаенко С.И., Макеев Б.А., Зубов А.А., Шанина С.Н., Тропников Е.М., Асхабов А.М. Ультравысокобарная ликвация импактного расплава // Доклады Академии Наук. – 2018. – Том 480. – № 1. – С. 90-93.

103. Шумилова Т.Г., Ковальчук Н.С., Макеев Б.А. Геохимическая специфика алмазоносных зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой) // Доклады академии наук. – 2019. – 486 (2). – С. 233-236.

104. Энциклопедический словарь по металлургии: В 2 т. Т. 2: П – Я / Н.П. Лякишев и др. М.: Интермет Инжиниринг, 2000. 408 с.

105. Юдин В.В. Тектоника Карской впадины (Северо-Восточный Пай-Хой) // Шарьирование и геологические процессы. – 1992. – С. 55-66.

106. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. – Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. – 283 с.

107. Юдин В.В., Юдин С.В. Сбалансированный разрез Коротаихинской впадины // Геосочи–2018. Нефтегазовая геология и геофизика: Материалы международной научно-практической конференции. – Сочи. – 2018. – С. 8-12.

108. Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. – СПб.: Наука, 1998. – 366 с.
109. Юдович Я.Э., Шулепова А.Н. Рудоносные импактиты на р. Каре // Народн. хоз-во Респ. Коми. – 1992. – № 2. – С. 357-363.
110. Юшкин Н.П., Лысюк А.Ю. Сценарий и основные параметры Карского импактного события // Вестник Института Геологии Коми НЦ УрО РАН. – 2001. – № 8. – С. 14-17.
111. Юшкин Н.П., Маслов М.А., Микляев А.С. Цеолиты (ломонтит, анальцим) Карской кольцевой депрессии на Пай-Хое и их парагенезис // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. – 1976. – Ч. 105. – Вып. 8. – С. 71-76.
112. Azis R., Muhammad M. Nuraine Sh. Sintering Temperature Effect on Microstructure and Magnetic Evolution Properties with Nano- and Micrometer Grain Size in Ferrite Polycrystals // Sintering Technology – Method and Application. – 2018. – P. 45-61.
113. Badjukov D.D., Nazarov M.A., Alekseev A.S. The K/T event: amount of the crater ejecta and the possible impact site // Lunar and Planet. Sci. Conf. XVIII: Abstr. Papers. – 1987. – P. 40-41.
114. Bucher K., Grapes R. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – Berlin Heidelberg: Verlag, 2011. – 428 p.
115. Chmielewski M., Nosewicz Sz., Rojek J., Pietrzak K., Mackiewicz. S., Romelczyk-Baishya B. A study of densification and microstructure evolution during hot pressing of NiAl/Al₂O₃ composite // Advanced Composite Materials. – 2014. – 24. – P. 1-10.
116. Donofrio R.R. North American impact structures hold giant field potential // Oil & Gas Journal. – 1998. – May. issue. – P. 69-83.
117. Dressler B.O., Reimold W.U. Terrestrial impact melt rocks and glasses // Earth-Science Reviews. – 2001. – P. 205-284.
118. French B.M. Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures. LPI Contribution. – Houston: Lunar and Planetary Institute, 1998. – 120 p.
119. Gault D.E. Impact cratering mechanics and structures / D.E. Gault, W.L. Quaide, V.R. Oberbeck, B.M. French and N.M. Short (eds.). // Shock Metamorphism of Natural Materials. – Baltimore: Mono Book Corp. – 1968. – P. 87-99.
120. German R.M. Sintering: from empirical observations to scientific principles. – Elsevier, 2014. – 536 p.
121. Gottwald M., Kenkmann T., Reimoldt U.W. Terrestrial impact structures: The TanDEM-X Atlas / Verlag Dr. Friedrich Pfeil. – München, 2020. – Vol. 1 and 2. – 608 p.

122. Grieve R.A.F. Economic natural resource deposits at terrestrial impact structures // Geological Society London Special Publications. – 2005. – 248(1). – P. 1-29.
123. Grieve R.A.F. Economic deposits at terrestrial impact structures // Impact cratering: Processes and products. Edited by G.R. Osinski, E. Pierazzo. – Oxford, UK: Wiley-Blackwell. – 2013. – P. 177-194.
124. Grieve R.A.F., Masaitis V.L. The economic potential of terrestrial impact craters // International Geology Review. – 1994. – Vol. 36. – P. 105-151.
125. Grieve R.A.F., Pesonen L.J. Terrestrial impact craters: their spatial and temporal distribution and impacting bodies // Earth, Moon, and Planets. – 1996. – Vol. 72. – P. 357-376.
126. Grieve R.A.F., Therriault A.M. Impactites: Their characteristics and spatial distribution // Impact cratering: Processes and products. Edited by G.R. Osinski, E. Pierazzo. – Oxford, UK: Wiley-Blackwell. – 2013. – P. 90-105.
127. He J., Jusnes K. F., Tangstad M. Phase transformation in quartz at elevated temperatures / Aspects in Mining & Mineral Science. – 2021. – 6. – P. 691-699.
128. Hüttner R. Bunte trümmersmassen und suevit // Geologica Bavarica. – 1969. – 61. – P. 142-200.
129. James S., Chandran S.R., Santosh M., Pradeepkumar A.P., Praveen M.N., Sajinkumar K.S. Meteorite impact craters as hotspots for mineral resources and energy fuels: A global review // Energy Geoscience. – 2022. – 3(4448). – P. 136-146.
130. Kenkmann T. The terrestrial impact crater record: A statistical analysis of morphologies, structures, ages, lithologies, and more // Meteoritics & Planetary Science. – 2021. – 56(5). – P. 1024-1070.
131. Kenkmann T., Poelchau M.H., Wulf G. Structural geology of impact craters // Journal of Structural Geology. – 2014. – 62. – P. 156-182.
132. Koeberl C., Sharpton V.L., Murali A.V., Burke K. Kara and Ust-Kara impact structures (USSR) and their relevance to the K/T boundary event // Geology. – 1990a. – V. 18. – P. 50-53.
133. Koeberl C., Sharpton V.L., Harrison T.M., Sandwell D., Murali A.V., Burke K. The Kara/Ust-Kara twin impact structure; A large-scale impact event in the Late Cretaceous // Geological Society of America. – 1990b. – 245. – P. 233-238.
134. Koeberl C, Henkel H. Impact Tectonics. – Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2005. – 552 p.
135. Kong L.B., Huang Y.Z., Que W.X., Zhang T., Li S., Zhang J., Dong Zh., Tang D. Transparent Ceramics. – Cham; Heidelberg; New York; Dordrecht; London: Springer, 2015. – XII. – 734 p.

136. Langenhorst F. Shock experiments on pre-heated α - and β -quartz: II. X-ray and TEM investigations // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1994. – № 128. – P. 683-698.
137. Langenhorst F. Shock metamorphism of some minerals: Basic introduction and microstructural observations // *Bulletin of the Czech Geological Survey*. – 2002. – Vol.77. – № 4. – P. 265-282.
138. Lodders K., and Fegley B. *The Planetary Science Companion*, – New York: Oxford Univ. Press, 1998. – 371 p.
139. Lyapidevskaya Z.A., Gusiakov V.K. Catalog and database on the Earth impact structures // *Bulletin NCC. Series: Mathemaical Modeling in Geophysics*. – 2010. – № 13. – P. 79-91.
140. Lyubetskaya T., Korenaga J. Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results // *Journal of geophysical research*. – 2007. – Vol. 112. – B03211.
141. Lyutoev V., Shumilova T., Mazur A., Tolstoy P. NMR Spectral Characteristics of Ultrahigh Pressure High Temperature Impact Glasses of the Giant Kara Crater (Pay-Khoy, Russia) // *Minerals*. – 2021. – Vol. 11. – 1418. – P. 1-19.
142. Meyer C. Sedimentological, structural and geochemical investigations of the suevite of the impact crater Nördlinger Ries, Germany. PhD thesis. – Berlin: Free University, 2012. – 130 p.
143. Maksimenko N., Shumilova T. Petrographic and petrochemical characteristics of suevite matrix, western part of the Kara Astrobleme (Russia) // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. – 2021. – 906. – 012088.
144. Masaitis V.L. Morphological, structural and lithological records of terrestrial impacts: an overview // *Australian Journal of Earth Sciences*. – 2005. – Vol. 52. – P. 509-528.
145. Masaitis V.L. Redistribution of Lithologies in Impact-induced Dikes of Impact Structures // *Impact Tectonics*. Ed. C. Koeberl, H. Henkel. *Impact Studies*. – Berlin, Heidelberg: Springer. – 2005. – P. 11-123.
146. Masaitis V.L. *Popigai Impact Structure and Its Diamond-Bearing Rocks*. – Cham, Switzerland: Springer, 2019. – 204 p.
147. Masaitis V.L., Petrov O.V., Naumov M.V. Impact lithologies – a key for reconstruction of rock-forming processes and a geological model of the Popigai crater, northern Siberia // *Australian Journal of Earth Sciences*. – 2018. – 66(5). – P. 1-14.
148. Muttik N., Kirsimäe K., Somelar P., and Osinski G.R. Post-impact alteration of surficial suevites in Ries crater, Germany: Hydrothermal alteration or weathering processes? // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2008. – 43. – P. 1827-1840.

149. Naumov N.V. Impact-Generated Hydrothermal Systems: Data from Popigai, Kara, and Puchezh-Katunki Impact Structures // Impacts in Precambrian Shields. Ed. J. Plado, L.J. Pesonen. Impact Studies. – Berlin, Heidelberg: Springer. – 2002. – P. 117-171.
150. Naumov N.V. Principal features of impact-generated hydrothermal circulation systems: mineralogical and geochemical evidence // Geofluids. – 2005. – 5. P. 165-184.
151. Navrotsky A., Capobianco C., Stebbins J. Some thermodynamic and experimental constraints on the melting of albite at atmospheric and high pressure // Journal of geology. – 1982. – 90. – P. 679-698.
152. Nazarov M.A., Badjukov D.D., Alekseev A.S. Morphology of the Kara and Ust Kara impact craters, USSR // Lunar and Planetary Science XX. – 1989. – P. 762-763.
153. Olevsky E.A., Shoales G.A., German, R.M. Temperature effect on strength evolution under sintering // Materials Research Bulletin. – 2001. – 36. – P. 449-459.
154. Osinski G.R. Hydrothermal activity associated with the Ries impact event, Germany // Geofluids. – 2005. – 5. – P. 202-220.
155. Osinski G.R., Grieve R.A.F. Classification of impact melt-bearing impactites: a discussion // 72nd Annual Meteoritical Society Meeting. – 2009. – P. 5335.
156. Osinski G.R., Grieve R.A.F., Collins G.S., Marion C., Sylvester P. The effect of target lithology on the products of impact melting // Meteoritics & Planetary Science. – 2008. – Vol. 43. – № 12. – P. 1939-1954.
157. Osinski G.R., Grieve, R.A.F., Spray J.G. The nature of the groundmass of surficial suevite from the Ries impact structure, Germany, and constraints on its origin // Meteoritics & Planetary Science. – 2004. – Vol. 39. – Issue 10. – P. 1655-1683.
158. Osinski G.R., Grieve R.A.F., Marion C., Chanou A. Impact melting // Impact cratering: Processes and products. Edited by G.R. Osinski, E. Pierazzo. – Oxford, UK: Wiley-Blackwell. – 2013a. – P. 125-145.
159. Osinski G.R., Grieve R.A.F., Tornabene L.L. Excavation and Impact Ejecta Emplacement // Impact cratering: Processes and products. Edited by G.R. Osinski, E. Pierazzo. – Oxford, UK: Wiley-Blackwell. – 2013b. – P. 43-59.
160. Osinski G.R., Pierazzo E. Impact cratering: Processes and products // Impact cratering: Processes and products. Edited by G.R. Osinski, E. Pierazzo. – Oxford, UK: Wiley-Blackwell. – 2013. – P. 1-20.
161. Pohl J., Stöffler D., Gall H., Ernst K. The Ries impact crater // Impact and explosion cratering. – N.Y. – 1977. – P. 343- 405.
162. Popigai impact structure and its diamond-bearing rocks / Ed. V.L. Masaitis // Impact studies. – Cham: Springer, 2019. – 205 p.

163. Richerson D.W., Lee W.E. Modern Ceramic Engineering: Properties, Processing, and Use in Design, 4th Ed. CRC Press, 2018. 837 p. Schmieder M., Kring D.A. Earth's Impact Events Through Geologic Time: A List of Recommended Ages for Terrestrial Impact Structures and Deposits // *Astrobiology*. – 2020. – 20(1). – P. 91-141.
164. Sergienko E.S., Yanson S.Yu., Kosterov A., Kharitonskii P.V., Frolov A.M. Suevites and Tagamites of Zhamanshin Astrobleme: Distribution in the Crater and Petrographic Features // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. – 666. – 2021. – 042080.
165. Schwenzer S., Abramov O., Allen C., Clifford S., Filiberto J., Kring D., Lasue J., McGovern P., Newsom H., Treiman A., Wittmann A. The importance of (Noachian) impact craters as windows to the subsurface and as potential hosts of life // *NRC Planetary Science Decadal Survey white paper*. – 2009. – 1508.
166. Shumilova T.G. The Kara astrobleme size, age and potential paleo-ecological effects of the impact event (European Arctic Zone, Russia) // *The virtual EGU General Assembly (EGU21)*. – 2021. – 8523.
167. Shumilova T.G., Isaenko S.I., Ulyashev V.V., Kazakov V.A., Makeev B.A. After-coal diamonds: An enigmatic type of impact diamonds // *European Journal of Mineralogy*. – 2018. – Vol. 30. – № 1. – P. 61-76.
168. Shumilova T., Kis V., Masaitis V., Isaenko S., Makeev B. Onion-like carbon in impact diamonds from the Popigai astrobleme // *European Journal of Mineralogy*. – 2014. – № 26. – P. 267-277.
169. Shumilova T.G., Isaenko S.I., Makeev B.A., Zubov A.A., Shanina S.N., Tropnikov Ye.M., Askhabov A.M. Ultrahigh-pressure liquation of an impact melt // *Doklady Earth Sciences*. – 2018. – Vol. 480. – Part 1. – P. 595-598.
170. Shumilova T.G., Kovalchuk N.S., Makeev B.A. Geochemical Features of the Diamondiferous Suevites of the Kara Astrobleme (Pay-Khoy) // *Doklady Earth Sciences*. – 2019a. – Vol. 486. – Part 1. – P. 545-548.
171. Shumilova T., Maximenko N., Zubov A., Kovalchuk N., Ulyashev V., Kis V. Varieties of Impactites and Impact Diamonds of the Kara Meteorite Crater (Pay-Khoy, Russia) // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. – 362. – 2019b. – 012043.
172. Shumilova T.G., Ulyashev V.V., Kazakov V.A., Isaenko S.I., Svetov S.A., Chazhengina S.Yu., Kovalchuk N.S. Karite – diamond fossil: a new type of natural diamond // *Geoscience Frontiers*. – 2019c. – P. 1-12.
173. Shumilova, T.G., Ulyashev V.V., Kazakov V.A., Isaenko S.I., Vasil'ev E.A., Svetov S.A., Chazhengina Y., Kovalchuk N.S. Karite – diamond fossil: a new type of natural diamond // *Geoscience Frontiers*. – 2020a. – V. 11. – Issue 4. – P. 1163-1174.

174. Shumilova T.G., Zubov A.A., Isaenko S.I., Karateev I.A., Vasiliev A.L. Mysterious long-living ultrahigh pressure or secondary impact crisis // *Scientific Reports*. – 2020b. – Vol. 10(2591).
175. Smulikowski W., Desmons J., Fettes D.J., Harte B., Sassi F.P., Schmid R. Types, grade and facies of metamorphism, Chpt. 2.2 // *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendation of the International Union of Geological Sciences*. Fettes D., Desmons J. (Eds.). – Cambridge, UK: Cambridge University Press. – 2007. – P. 16-23.
176. Stöffler D. Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters // *Journal of geophysical research*. – 1971. – Vol.76. – № 23. – P. 5541-5551.
177. Stöffler D., Artemieva N.A., Wünnemann K., Reimold U.W., Jacob J., Hansen K.B., Summerson I.A.T. Ries crater and suevite revisited – Observations and modeling Part I: Observations // *Meteoritics & Planetary Science*. – 48. – 2013. – № 4. – P. 515-589.
178. Stöffler D., Grieve R.A.F. Classification and nomenclature of impact metamorphic rocks: a proposal to the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks // *Lunar and Planetary Science XXV*. – 1994. – P. 1347-1348.
179. Stöffler D., Grieve R. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. // Recommendation of the International Union of Geological Sciences*. – Cambridge, UK: Cambridge University Press. – 2007. – P. 82-92.
180. Stöffler D., Hamann C., Metzler K. Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2018. – № 53. – P. 5-49.
181. Stöffler D., Knöll H.D., Maerz U. Genetic classification and nomenclature of lunar highland rocks based on the texture and geological setting of terrestrial impact breccias // *Lunar and Planetary Science X*. – 1979a. – P. 1177-1179.
182. Stöffler D., Knöll H.D., Maerz U. Terrestrial and lunar impact breccias and the classification of lunar highland rocks // *Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Science Conference*. – 1979b. – P. 639-675.
183. Trieloff M., Deutsch A., Jessberger E.K. The age of the Kara impact structure, Russia // *Meteoritics & Planetary Science*. – 1998. – № 33. – P. 361-372.
184. Yezerskiy V.A. High pressure polymorphs produced by the shock transformation of coals // *International Geology Review*. – 1986. – 28:2. – P. 221-228,
185. Zubov A.A., Shumilova T.G., Zhuravlev A.V., Isaenko S.I. X-ray computed microtomography of diamondiferous impact suevitic breccia and clast-poor melt rock from the Kara astrobleme (Pay-Khoy, Russia) // *American Mineralogist*. – 2021. – 106. – P. 1860-1870.

Интернет-ресурсы

1. Полный каталог импактных структур Земли А.В. Михеевой, ИВМиМГ СО РАН. URL: <http://labmpg.sccc.ru/> (дата обращения: 24.05.2022)
2. Электронный справочник-определитель импактитов и брекчиевых образований астроблем России на примере Попигайской, Карской и Усть-Карской астроблем. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ. URL: <http://esprav.vsegei.ru/?ruid=cbae64d392441749538cdc73124ccef#2c102a469d1894646> (дата обращения: 09.06.2022)
3. Earth Impact Database. URL: <http://passc.net/EarthImpactDatabase/> (дата обращения: 24.05.2022)

Приложение

Таблица 1. Характеристика кластогенной компоненты типов зювитов Карской астроблемы по данным оптической микроскопии по (Максименко и др., 2020).

Тип зювитов	Литокласты	
	Тип	Характеристика
I	Сланцы	Представлены серицит-кварцевыми, кварц-серицитовыми, углеродистыми, хлоритовыми сланцами и алевросланцами. Размер кластов сланцев варьирует от 100 мкм до 1.5 см. Форма обломков – удлиненная, реже изометричная, неправильная, округлая или слегка угловатая, клино- и линзовидная. Мелкие обломки редки, сильно изменены. Фрагменты сланцев нередко характеризуются плейчатой текстурой, ударным кливажем, и различной степенью брекчированности. Кварц-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы выполнены чешуйками серицита и линзовидными включениями кварца в разном количественном соотношении. Углеродистые сланцы характеризуются перемежением черных слойков углистого вещества и темно-серых прослоев с зернами кварца. Хлоритовые разности встречаются редко, сложены сланцеватой хлоритовой массой и включениями кварца.
	Песчаники и алевропесчаники	Изометричны, сильно изменены, обладают нечеткими краями и размерами от ~0.3 до 1.4 см. Выполнены угловатыми, иногда интенсивно эродированными и трещиноватыми зернами калиевого полевого шпата, реже кальцита и кварца, сцементированными хлоритовым и глинисто-карбонатным цементом. В мелких трещинках песчаника присутствует битум. Нередко зерна кварца частично карбонатизированы, а зерна полевого шпата изменены – мутные, с коричневатым оттенком, без двойников, нередко с крупными деформационными трещинами. Часто границы кластов песчаников подчеркнуты пиритовой минерализацией и гидроокислами железа.
	Алевролиты	Характеризуются желтовато-серой окраской, клиновидной, угловатой формой и размерами от 200 мкм до 2 мм, с неровными, нечеткими краями. Встречаются как относительно хорошо сохранившиеся класты с отчетливой тонко- и неправильно-слоистой текстурой, так и существенно измененные обломки с реликтами первичной структуры и помутнением зерен. Алевролиты выполнены частичками кварца, полевых шпатов, чешуйками кальцита и частицами глинистого вещества. Окраска от темно-серой до черной в зависимости от содержания глинистой компоненты.
	Аргиллиты	Класты не крупные (до 0.4 см), характеризуются удлиненной и угловатой формой, отчетливыми границами, слоистой и сланцеватой текстурой. Сложены кварцем, полевым шпатом и глинистым материалом. Окраска в зависимости от содержания глинистой компоненты может быть от серой до темно-серой.

	Известняки	Характеризуются неправильными удлинёнными субтригональными формами, достигают 2–3 мм, прозрачны. Обладают неровными границами, иногда опоясаны пиритовой каймой мощностью до 60 мкм, как правило, разномзернистые с величиной округлых и слегка угловатых зерен от <10 мкм до ~120 мкм.
	Силициты	Встречаются достаточно редко. Класты имеют размеры до 1–2 мм, характеризуются рыжевато-коричневато-серым цветом, изометричной угловатой формой с неровными, раковистыми краями и четкими границами, нередко с крупными деформационными трещинами в прикраевой части и, иногда, включениями полевых шпатов и кварца, размеры которых достигают 100 мкм. Единичные класты кварцитов нередко частично дислоцированы, имеют угловатую, субтригональную форму, характеризуются зональным строением, обусловленным наличием преобразованных краевых аморфных зон и неизменного центра с первичной зернистостью.
II	Сланцы	Среди фрагментов сланцев встречаются кварц-серицитовые, серицит-кварцевые, хлоритовые, углеродистые и мусковитовые разновидности. Обломки характеризуются округлыми, угловатыми, клиновидными, таблитчатыми и другими формами с неправильными очертаниями. Обладают размерами от 100 мкм до 1 мм, характеризуются различной окраской. В породе присутствуют как неизменные, крупные класты, с тонко-свилеватой, сланцеватой, тонко-косослоистой текстурой и четкими границами, так и весьма преобразованные обломки размером ~100 мкм с массивной, плейчатой и неправильно-волнисто-слоистой текстурой и нечеткими очертаниями. Класты сланцев иногда имеют ленты и полосы смятия. Кварц-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы характеризуются светло-серым цветом, сложены серицитом и кварцем в различных количественных соотношениях. Хлоритовые сланцы коричневатого-серого цвета, характеризуются наличием линзочек и включений хлорита. Углеродистые сланцы темно-серые до черного цвета, выполнены переслаиванием кварца и углестого вещества, иногда содержат карбонат. Мусковитовые сланцы отличаются светло-серым цветом, содержат включения и линзочки мусковита.
	Известняки	Обладают размерами от 100 мкм до 1.3 мм. Известняки глинистые, кремнистые, мраморизованные. Среди них преобладают неправильной формы угловатые удлинённые, реже изометричные массивные прозрачные или сероватые обособления с неровными нечеткими краями, зачастую сильно преобразованные, с криптозернистой структурой и участками с реликтовой зернистостью, высокой пористостью, нередко пропитаны битуминозным веществом, характеризуются рудной пиритовой минерализацией. Глинистые известняки характеризуются зернистыми, неправильно-волнисто-слоистыми, очковыми структурами, обусловленными чередованием слоев черного глинистого вещества и округлых зернышек кварца. Кремнистые известняки обладают массивной и пятнистой текстурой, имеют участки неправильной формы, выполненные кварцем. Мраморизованные известняки отличаются крупностью кристаллов кальцита (>500 мкм), сосредоточенных в центральной области, и мелкими кристаллами в краевых зонах изменения.
	Песчаники и алевропесчаники	Характеризуются размерами от 500 мкм до 2 см, угловатыми или слабо округлыми, слегка удлинёнными формами, неправильно-волнисто-слоистой текстурой, плохой сохранностью. Отличаются неровными краями, четкой границей с матрицей и светло-серой окраской, иногда прозрачны. Песчаник сложен разномразными (от 0.01 мм до 0.2 мм) зёрнами полевых шпатов, кварца, лейстами плагиоклаза, фрагментами микрокварцитов, чешуйками мусковита и серицита. Цементирующая масса выполнена карбонатным веществом.

	Алевролиты	Как правило, массивные, реже слоистые, обладают карбонатным цементом, характеризуются удлиненными, неправильными формами обломков. Зачастую, фрагменты не имеют четких границ с матриксом; обладают коричневато-серым цветом; часто интенсивно изменены.
	Силициты	Встречаются достаточно редко. Обладают изометричными, округлыми формами, темно-коричневато-серой окраской, массивной, однородной текстурой, скрытокристаллической структурой и размерами до 700 мкм. Обломки кварцитов отличаются угловатой, реже слегка округлой удлиненной, изометричной морфологией и величиной от 100 мкм до ~2 мм. Текстуры, преимущественно, массивные, структуры – тонко- и мелко-зернистые. Нередко встречаются фрагменты обогащенные углеродистым веществом, выполняющим тонкие волнисто-слоистые и параллельно-слоистые непрозрачные прослои, формирующие неправильно-волнисто-слоистую, полосчатую текстуру. Кварциты бесцветные, реже светло-коричневато-серые и коричневато-серые. Края обломков неровные, извилистые, четкие. Они сложены неправильными по форме, эродированными и взаимопроницающими зернами кварца, реже, полевого шпата. Изредка обломки кварцитов обладают тонкой (менее 0.1 мм) прозрачной каймой изменения. Часто по кварцитам бурно развивается карбонатизация, обуславливающая пятнистую текстуру с участками, выполненными монокристаллами кальцита с извилистыми краями.
	Угли	Класты характеризуются, преимущественно, угловатой изометричной и удлиненной морфологией, относительно некрупными размерами (до 0.1 мм).
Ш	Известняки	Обломки имеют размеры от ~12 мкм до 1.5 см и изометричные, округлые, реже угловатые формы. Преобладают неизменные обломки с отчетливой зернистой структурой, ровными краями и четкими границами. Класты имеют четкие неровные границы. Известняки характеризуются массивной и пятнистой, иногда комковатой текстурой, обусловленной сгустками, предположительно, углеродистого вещества; мелко- и тонкозернистой структурой. В известняках изредка встречаются реликты мелкой фауны – фораминифер, остракод, тентакулитов, зачастую окруженные ореолами вторичного кремнезема. Мраморизованные известняки редки, характеризуются небольшими размерами, выполнены крупными кристаллами кальцита. Глинистые известняки встречаются в единичных случаях, сложены микрозернистым кальцитом с прослойками глинистого и углистого вещества.
	Песчаники и алевропесчаники	Фрагменты не превышают 5–7 мм. Среди них преобладают обломки хорошей сохранности с массивной текстурой, изометричными формами, неровными краями и четкой границей. Нередко обломки карбонатизированы. Песчаники выполнены некрупными округлыми и угловатыми прозрачными или слегка коричневатыми зернами полевого шпата, в существенно меньшей степени кварца с нечеткими очертаниями, покоящимися в слюдяно-карбонатной массе. Зерна кварца обладают пятнистым погасанием и системами параллельных трещин, полевого шпата сильно преобразован, характеризуется трещиноватостью. Повсеместно в песчаниках встречаются пластинки мусковита в сростаниях с волокнами кальцита и буроватые области гидроокислов железа. Контуры кластов часто подчеркнуты тонкой темно-серой каймой, предположительно, углеродистого вещества матрикса.

Алевролиты	Среди алевролитов отмечаются известковистые и глинистые разновидности. Класты отличаются крупными размерами – от 200 мкм до 1.5 см. Алевролиты полупрозрачные, в разной степени окрашены в серых оттенках – до темно-серого цвета, имеют удлиненную, слабо округлую, уплощенную форму с четкой границей и неровными, извилистыми краями, подчеркнутыми темно-серым углеродистым веществом матрикса. Фрагменты характеризуются тонкослоистой текстурой, подчеркнутой углистыми слоями, и тонкозернистой (до криптозернистой) структурой.
Сланцы	Среди фрагментов преобладают обломки углеродистых, реже серицит-кварцевых и кварц-серицитовых, единично хлоритовых сланцев. Обнаруживаются как мелкие (от 10–30 мкм), так и относительно крупные (около 2–3 мм), удлиненные, уплощенные, тонко листоватые клиновидные и изометричные, угловатые, округлые класты. Текстуры сланцеватые, слоистые и тонкослоистые до волнисто-слоистых и пльчатых, структуры мелко и тонко-зернистые. Класты обладают достаточно хорошей сохранностью, ровными отчетливыми границами, подчеркнутыми сконцентрированным углеродистым веществом основной массы. Углеродистые сланцы сложены черным углеродистым веществом с линзами и слоями тонкозернистого кварца. Кварц-серицитовые сланцы выполнены тонкими чешуйками серицита, кварцевыми зернами и многочисленными включениями пирита, имеют серый цвет, иногда почти прозрачные, с желтоватым оттенком. Сложены кварцем и серицитом. Серицит-кварцевые сланцы характеризуются темно-серым цветом с желтоватым оттенком. Хлоритовые сланцы отличаются зеленовато-желтовато-серым цветом и наличием крупных линзочек хлорита в глинистой массе и буровато-красных ореолов ожелезнения вокруг мелких ромбоэдров пирита.
Силициты	Обломки силицитов характеризуются желтовато-коричневато-серым цветом и размерами от 200 мкм до 5 мм. Представлены яшмоидами, радиоляритами и кварцитами. Такие фрагменты отличаются угловатой слабо округлой, изометричной, удлиненной, неправильной формой с раковистыми сколами и четкими ровными границами. Текстуры массивные, реже пятнистые, слоистые, пористые; структуры тонко- и криптозернистые. Фрагменты яшмоидов, зачастую, разбиты крупными деформационными трещинами, имеют зональное строение – центральную изометричную темно-серую зону, прикраевой светлую область и серую краевую прокаленную зону. Радиоляриты обладают слоистой текстурой, содержат реликты радиолярий – округлые полости размером до 400 мкм, выполненные тонкими лейстами неясного генезиса, изредка – мелкозернистым кварцем, редко – кристаллами кальцита. Класты кварцитов редки, имеют размеры от ~ 100–200 мкм до 1 мм, характеризуются угловатыми, изометричными (округлыми, овальными) либо слегка удлиненными, нередко неправильными формами с четкими границами. Прозрачны или обладают коричневатосероватым оттенком, сложены тонкозернистым кварцем. Текстура массивная, реже неправильно-волнисто-слоистая, очковая; структура – тонко- и мелко-зернистая.
Угли	Класты углей, как правило, относительно некрупные, размером до 100 мкм, непрозрачные, черного цвета, угловатые либо слабо округлые, удлиненные, реже изометричные, имеют четкие ровные границы.
Долериты кварцевые	Встречаются в исключительно редких случаях. Характеризуются удлиненной формой, размером до 0.8 мм. Выполнены плагиоклазом, кварцем и редкими включениями титаниста.

Тип зювитов	Кристаллокласты	
	Тип	Характеристика
I	Полевой шпат	Характеризуется изометричными и округлыми, слабо угловатыми формами зерен размером 50–250 мкм часто с полисинтетическими двойниками. Обладает серовато-коричневатой, буровато-коричневатой окраской, иногда прозрачен. Нередко, зерна интенсивно катаклазированы, имеют деформационные и планарные трещины, секториально-пятнистое погасание, иногда замещены карбонатом. Встречаются зерна с границами различной четкости.
	Кварц	Имеет округлые, удлиненные, реже изометричные и угловатые зерна размером до 250 мкм, с четкими границами, нередко характеризуется шагренью и хаотично расположенными трещинами на поверхности. Изредка по кластам кварца образуется оптически изотропное диаплектовое стекло.
	Пирит	Образует скопления размером 0.5–1 мм неправильной формы из угловатых и кубических кристаллов величиной до 250 мкм, окруженные рыжеватым ореолом гидроокислов железа.
	Слюды	Встречаются достаточно редко, представлены некрупными (5–10 мкм) лейстами и чешуйками серицита, мусковита и биотита.
	Хлорит	Редок, отмечается в виде тонких волокон размером до 10 мкм.
	Кальцит	Класты присутствует в небольшом количестве, как правило, не превышают 10 мкм.
	Пирохлор	Встречается в единичных случаях. Характеризуется округлой изометричной формой зерен, буровато-красным цветом и некрупными размерами (~5 мкм).
II	Кальцит	Имеет размеры от 10 мкм до 1 мм. Зерна и кристаллы кальцита характеризуются угловатой, неправильной формой, четкими границами с матриксом, прозрачностью с интенсивным перламутровым оттенком. Нередко по кристаллам кальцита развиты сноповидные кристаллы цеолитов.
	Полевой шпат	Характеризуется размерами от <10 мкм до 1 мм, изометричными и удлиненными формами. Часто отмечаются зерна с коричневатым оттенком, нечеткими, «изъеденными» краями, сильно преобразованные. Нередко зерна полевого шпата имеют мозаичное строение и секториально-волнистое погасание.
	Кварц	Кварц отличается изометричными, слегка удлиненными, угловатыми, округлыми формами кристаллов размером от 15 до 400 мкм. Зачастую интенсивно эродирован, часто с шагреньевой поверхностью и секториально-волнистым погасанием.
	Пирохлор	Отличается угловатой формой зерен, буровато-красным цветом и размером ~10 мкм.
	Слюды	Представлены редкими чешуйками мусковита и серицита размером до 100 мкм.
	Хлорит	Хлорит отмечается довольно редко, образует чешуйки и волокна размером до 80–100 мкм.
III	Кальцит	Отличается крупностью кластов (до 1 мм), прозрачен или светло-сероватого цвета, образует удлиненные, реже

	изометричные, ромбические формы с четкими границами и весьма неровными краями. Сильно измененные кристаллы кальцита обладают каймой изменения, выполненной массой темно-серого цвета.
Полевой шпат	Класты достигают 1 мм, отличаются угловатыми формами, четкими и неровными границами с матриксом. Как правило, бесцветны или имеют коричневатый оттенок. Часто обладают многочисленными полисинтетическими двойниками, секториально-волнистым погасанием, нередко содержат планарные элементы, трещиноваты. В редких случаях по кластам полевого шпата формируется изотропное диаплектовое стекло с системами параллельных трещинок.
Кварц	Фрагменты характеризуются относительно крупными размерами (до 100 мкм, единично до 600 мкм), прозрачностью, как правило, бесцветны или имеют сероватый оттенок. Отличаются волнистым погасанием, мозаичным строением, иногда шагренево-поверхностью. Формы кластов различны – от сильно угловатых, изометричных, клиновидных до слабо округлых, слегка удлинённых. Границы с матриксом четкие. Изредка наблюдается диаплектовое стекло с системами параллельных трещинок, образованное по кластам кварца.
Слюды	Встречаются в подчиненном количестве, представлены мусковитом и серицитом. Характеризуются некрупными размерами (редко достигают 100–150 мкм), игольчатой, листоватой, чешуйчатой, реже лейстообразной морфологией, прозрачностью или слабым желтовато-коричневатым оттенком и четкой границей с основной массой.
Хлорит	Отмечается достаточно редко, представлен волокнами светло-зеленовато-серого цвета или прозрачными размером до ~100 мкм.
Эпидот	Кристаллы редки, характеризуются размерами до 100 мкм, прозрачностью и яркой сарафанной окраской в скрещенных николях. Как правило, изометричны, имеют ровные края, и хорошо проявленные трещинки спайности.
Пироклор	Встречается в единичных случаях, отличается малыми размерами зерен (до 5 мкм), изометричными формами и буровато-красным цветом.

Таблица 2. Химический состав литокластов зювитов Карской астроблемы по данным площадных микрозондовых анализов (вес,%)

Тип зювита	Образец/ анализ	Характеристика кластов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма
I	Кр 8-71а/2_S1	Алевролит прогретый	68.84	0.00	20.29	0.00	0.00	0.54	0.00	5.21	7.79	102.66
	Кр 8-71а/5_S1	--	66.40	0.00	19.29	0.00	0.00	0.00	0.00	10.92	3.97	100.58
	Кр 8-71а/6_S1	--	62.46	0.78	21.15	1.22	0.00	3.73	0.79	3.41	5.79	99.32
	Кр 8-71а/6_S2	--	62.82	1.01	21.62	0.95	0.00	3.78	0.69	3.96	5.90	100.73
	Кр 8-71в/7_S1	Алевропесчаник	56.82	0.48	14.25	3.47	0.00	1.61	2.91	3.55	3.66	86.75
	Кр 8-71в/8_S1	Алевропесчаник прогретый	54.51	1.02	16.71	4.13	0.00	1.36	2.83	6.26	2.90	89.72
	Кр 8-71в/9_S1	Алевролит прогретый	55.96	0.74	16.12	3.83	0.00	1.6	2.83	5.68	2.99	89.75
	Кр 8-72/2_S1	Алевропесчаник	65.11	0.77	12.43	6.71	0.00	1.70	3.91	5.04	1.80	97.47
	Кр 8-72/3_S1	--	65.12	1.10	13.08	5.81	0.00	2.05	4.03	4.55	2.22	97.96
	Кр-59-436/1_S1	Алевролит прогретый	64.48	1.03	13.63	3.56	0.00	1.69	2.87	5.08	2.21	94.55
	Кр-59-436/2_S1	--	56.81	1.20	14.05	4.56	0.00	2.29	3.69	4.16	2.73	89.5
	Кр-59-436/2_S3	Алевролит	65.49	0.99	12.14	4.96	0.00	1.44	3.46	4.77	1.99	95.23
	Кр-59-436/2_S4	--	56.29	0.86	12.62	7.74	0.00	2.51	7.52	2.93	1.92	92.39
	Кр-59-436/6_S1	Алевролит прогретый	66.46	0.91	11.80	4.82	0.00	0.8	3.25	5.54	1.19	94.77
	Кр-59-436/5_S1	--	58.24	0.92	13.37	6.18	0.00	1.21	4.81	5.73	1.69	92.15
	Кр-76-59/11_s1	Алевролит	54.32	0.88	13.90	6.44	0.00	3.84	4.75	2.14	1.98	88.26
	Кр-76-59/13_S1	--	58.57	0.86	15.52	7.22	0.00	1.72	3.97	2.23	2.5	92.58
	Кр-76-59/13_1_S1	Алевролит прогретый	60.18	0.54	14.21	5.96	0.00	3.67	3.81	2.29	2.25	92.92
	Кр-76-59/13_1_S2	Алевролит	57.79	0.73	16.74	6.69	0.00	1.30	4.73	2.96	2.93	93.87
	Кр-76-59/14_S2	--	55.51	1.27	14.78	7.25	0.00	3.48	4.08	2.22	2.29	90.89
	Кр-77-62/20_S1	--	54.68	0.99	14.61	6.73	0.00	2.87	4.15	2.08	2.13	88.23
	Кр-77-62/22_S1	--	58.22	1.03	15.25	6.19	0.17	2.62	4.18	2.75	1.89	92.72
	Кр-77-62/25_S1	Алевропесчаник	56.93	0.84	15.73	6.86	0.00	2.88	4.88	2.09	2.37	92.58
Кр-104-21/6_S1	Алевролит	68.05	0.95	12.61	4.17	0.00	1.81	3.27	1.92	3.81	96.59	

	Кр-104-21/7_S1	Алевропесчаник прогретый	63.98	0.94	12.52	3.89	0.00	2.30	5.11	1.40	4.23	94.37
	Кр-104-21/8_S1	--	63.78	0.82	13.99	3.00	0.00	1.78	2.93	3.41	3.65	93.37
	Кр-104-21/9_S1	Алевролит	66.52	1.00	12.14	3.79	0.00	1.80	3.50	2.38	2.83	93.97
	Кр-104-21/9_S2	--	66.24	0.89	14.14	3.49	0.00	1.20	2.53	4.53	2.48	95.50
	Кр-21-105-23/3_S2	--	69.95	0.71	13.55	4.06	0.00	0.83	2.91	5.77	1.98	99.76
	Среднее содержание		61.12	0.83	15.06	4.49	0.03	2.02	3.35	3.90	3.04	93.84
Тип зювита	Образец/ анализ	Характеристика кластов	SiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K₂O	Na₂O	SrO	Сумма
II	Кр 7-57/15_S1	Известняк	1.54	0.00	0.00	0.00	50.06	0.23	0.00	0.00	0.00	51.83
	Кр 7-57/16_S1	--	9.12	0.46	0.00	0.00	45.72	0.26	0.00	0.32	0.00	55.87
	Кр 7-57/18_S1	--	0.22	0.00	0.00	0.39	50.33	0.00	0.00	0.00	1.28	52.22
	Кр 7-616/3_S1	--	0.73	0.25	1.00	1.55	50.27	0.33	0.00	0.00	0.00	54.13
	Кр 7-616/4_S1	--	0.00	0.00	0.23	0.37	51.64	0.00	0.30	0.00	0.00	52.55
	Кр 7-616/5_S1	--	0.00	0.00	1.35	1.48	49.96	0.59	0.00	0.00	0.00	53.38
	Кр 7-616/6_S1	--	0.00	0.00	1.54	1.07	48.9	0.00	0.00	0.00	0.00	51.49
	Кр 7-616/6_S2	--	0.00	0.00	0.00	0.77	50.6	0.35	0.00	0.00	0.00	51.74
	Кр-38-284/1_S1	--	2.96	0.93	1.14	4.30	47.18	0.76	0.00	0.00	0.00	57.61
	Кр-38-284/3_S1	--	1.39	0.43	0.00	0.19	51.74	0.34	0.00	0.00	0.00	54.10
	Кр-122-756/4_S1	--	1.22	0.40	0.00	0.00	52.29	0.44	0.00	0.00	0.26	54.61
	Кр-122-756/5_S1	--	0.00	0.00	0.00	0.00	52.69	0.00	0.00	0.00	0.00	52.69
	Кр-122-757/1_S1	--	1.84	0.30	0.00	0.45	53.72	0.00	0.00	0.00	0.00	56.31
	Кр-122-757/1_S2	--	0.17	0.00	0.00	0.31	54.59	0.00	0.00	0.00	0.62	55.69
	Кр-122-757/2_S1	--	0.55	0.30	0.00	0.51	52.57	0.61	0.00	0.00	0.00	54.53
	Кр-122-757/2_S2	--	0.00	0.00	0.00	0.5	52.56	0.18	0.00	0.00	0.34	53.58
	Кр-122-757/4_S2	--	2.85	0.29	0.25	0.71	50.43	0.44	0.00	0.00	0.00	54.97
	Кр-122-758/1_S1	--	7.72	0.70	0.50	0.00	48.11	0.94	0.00	0.00	0.00	57.98
Кр-122-758/2_S1	--	7.73	0.24	0.19	0.28	49.23	0.46	0.00	0.00	0.00	58.14	

	Среднее содержание			1.98	0.17	0.30	0.49	50.80	0.28	0.02	0.02	0.21	54.22	
Тип зювита	Образец/ анализ	Характеристика кластов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	Сумма	
III	Кр 17-135/1_S1	Алевролит углеродистый	88.36	0.00	2.87	0.43	0.00	0.19	0.00	0.97	0.41	0.00	93.22	
	Кр 17-135/3_S1	--	89.63	0.24	3.64	0.50	0.00	1.08	0.64	0.83	0.77	0.00	97.33	
	Кр 17-135/3_S2	--	84.11	0.21	4.03	0.52	0.00	1.14	0.69	0.80	1.08	0.00	92.57	
	Кр 18-51/15_S1	--	81.59	0.00	0.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	0.00	82.94	
	Кр 18-51/16_S1	--	75.75	0.00	3.89	0.71	0.00	0.58	0.82	1.95	0.23	0.00	83.93	
	Кр 18-51/17_S1	--	75.22	0.43	6.6	2.52	0.00	0.55	1.91	2.6	0.77	0.00	90.6	
	Кр-56-402/2_S1	--	98.59	0.00	0.49	0.16	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.52	99.88
	Кр-56-402/3_S1	--	90.88	0.00	2.48	1.15	0.00	1.08	0.34	0.7	0.00	1.89	98.53	
	Кр-56-402/3_S2	--	76.55	0.00	6.06	3.15	0.00	0.44	1.37	0.78	2.15	7.15	97.65	
	Кр-56-402/6_S1	--	76.73	0.35	5.85	3.33	0.00	0.28	0.77	0.85	1.2	7.88	97.24	
Среднее содержание			83.74	0.12	3.68	1.25	0.00	0.53	0.67	1.00	0.66	1.74	93.39	

Таблица 3. Химический состав витрокластов зювитов Карской астроблемы по данным площадных микрозондовых анализов (вес,%)

Тип зювита	Образец/анализ	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	BaO	Сумма
I	Кр 8-69/1-0	62.29	0.85	19.12	0.98	0.00	1.06	0.43	10.13	2.95	0.00	0.00	97.81
	Кр 8-69/1-2	62.45	0.75	21.77	2.25	0.03	4.69	1.54	2.75	5.55	0.23	0.00	102.00
	Кр 8-69/3	63.75	0.92	21.26	1.11	0.04	3.23	0.48	6.02	4.70	0.23	0.00	101.74
	Кр 8-69/4	65.23	0.15	18.97	1.11	0.00	0.48	0.48	10.07	4.03	0.00	0.00	100.51
	Кр 8-69/5	60.50	0.83	21.35	1.74	0.10	4.42	1.16	2.76	5.80	0.34	0.00	99.00
	Кр 8-69/10	62.47	0.63	19.97	1.93	0.12	0.92	1.24	8.32	4.03	0.00	0.00	99.64
	Кр 8-1в/4_2_S1	58.42	0.86	20.04	2.02	0.00	4.62	1.60	2.57	4.88	0.00	0.00	95.02
	Кр 8-1в/4_3_S1	60.54	0.68	21.42	1.09	0.00	4.70	0.70	3.34	5.60	0.00	0.00	98.08
	Кр 8-1в/4_3_S2	62.43	0.2	19.27	0.56	0.00	4.62	0.52	3.97	3.13	0.00	0.00	94.71
	Кр 8-71в/5_S1	57.38	1.05	19.41	1.61	0.00	4.13	1.21	3.31	4.71	0.00	0.00	92.81
	Кр 8-71в/5_S2	60.88	0.00	18.96	0.00	0.00	2.41	0.00	4.11	5.14	0.00	0.32	91.82
	Кр 8-71в/6_S1	64.34	0.00	17.71	0.74	0.00	0.00	0.00	8.92	4.20	0.00	0.00	95.91
	Кр 8-71в/6_S2	64.33	0.00	19.4	0.40	0.00	0.00	0.32	7.61	5.48	0.00	0.00	97.54
	Кр 8-71в/6_S3	64.06	0.00	18.58	0.00	0.00	0.00	0.00	9.98	4.02	0.00	0.00	96.64
	Кр 8-71в/6_S4	53.61	1.01	17.28	3.63	0.00	3.76	2.61	3.09	4.18	0.00	0.00	89.19
	Кр-59-6/2_1_S1	65.28	0.00	19.33	0.34	0.00	0.00	0.00	11.89	2.98	0.00	0.00	99.81
	Кр-59-6/2_1_S2	60.63	0.00	18.76	0.3	0.00	7.70	0.00	2.79	0.77	0.00	0.32	91.27
	Кр-59-6/2_1_S3	61.22	0.00	18.87	0.23	0.00	5.97	0.00	4.24	1.83	0.00	0.00	92.36
	Кр-59-436/3_S1	59.05	0.82	17.56	4.14	0.00	5.00	3.76	1.43	3.96	0.00	0.00	95.74
	Кр-59-436/3_S2	51.05	0.59	19.18	0.35	0.00	4.26	0.00	1.88	5.15	0.00	0.00	82.45
	Кр-59-436/3_S3	59.04	0.81	19.51	3.33	0.00	3.90	2.42	2.31	5.44	0.00	0.00	96.76
	Кр-59-436/4_S3	57.26	0.37	20.18	1.14	0.00	4.35	0.72	2.79	5.10	0.00	0.00	91.9
Кр-59-436/5_S1	62.53	0.47	22.64	0.35	0.00	4.52	0.00	4.31	5.41	0.00	0.00	100.23	
Кр-104-21/1_S1	58.00	0.89	18.69	3.81	0.00	3.89	3.12	3.62	4.00	0.00	0.00	96.02	

	Кр-104-21/2_S1	59.77	0.95	19.16	3.49	0.00	3.89	2.81	3.17	4.44	0.00	0.00	97.66
	Кр-104-21/2_S2	59.34	0.85	18.52	3.99	0.00	3.20	3.14	4.29	3.68	0.00	0.00	97.02
	Кр-104-21/4_S1	60.62	0.69	19.81	2.57	0.00	3.60	2.07	4.87	3.79	0.00	0.00	98.02
	Кр-104-21/3_S1	58.71	0.83	18.41	3.16	0.00	4.98	2.66	3.71	2.48	0.00	0.00	94.95
	Кр-104-21/3_S2	56.88	0.92	17.32	5.07	0.00	3.86	4.11	3.32	2.48	0.00	0.00	93.96
	Кр-104-21/5_S1	57.86	1.04	18.14	4.39	0.00	3.60	3.64	3.49	3.24	0.00	0.00	95.4
	Кр-104-21/5_S2	58.86	0.77	17.80	4.29	0.00	3.74	4.01	2.88	3.76	0.00	0.00	96.11
	Кр-104-21/3_S1	56.53	0.97	17.47	4.09	0.00	2.99	2.96	4.22	3.30	0.00	0.00	92.53
	Кр-105-23/1_S1	61.98	0.80	20.6	0.90	0.00	2.74	0.57	7.12	4.26	0.00	0.00	98.96
	Среднее содержание	60.22	0.60	19.29	1.97	0.01	3.37	1.46	4.83	4.07	0.02	0.02	95.87
Тип зювита	Образец/ анализ	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K₂O	Na₂O	P₂O₅	BaO	Сумма
II	Кр 7-57/7_S1	34.21	0.18	12.46	16.13	0.74	1.69	14.97	0.16	0.00	0.00	0.00	80.53
	Кр 7-57/8_S1	58.43	0.90	16.98	2.60	0.00	0.85	1.99	11.91	0.78	0.00	0.00	94.44
	Кр 7-57/8_S2	54.67	1.26	15.72	3.45	0.00	1.14	2.75	10.14	0.92	0.00	0.00	90.06
	Кр 7-57/9_S1	34.50	0.00	11.36	15.41	0.58	1.67	14.00	0.00	0.00	0.00	0.00	77.52
	Кр 7-57/10_S1	38.21	0.67	13.01	12.23	0.60	1.77	10.28	2.45	0.64	0.00	0.00	80.06
	Кр 7-57/11_S1	53.36	0.55	14.93	1.95	0.00	1.13	1.57	7.90	1.99	0.00	0.44	83.81
	Кр 7-57/12_S1	55.19	0.64	15.65	3.03	0.00	0.94	2.18	10.55	0.79	0.00	0.00	88.97
	Кр 7-57/13_S1	34.36	0.00	12.16	15.70	0.75	1.38	15.75	0.00	0.00	0.00	0.00	80.09
	Кр 7-57/14_S1	38.43	0.33	10.93	12.96	0.58	1.36	15.58	0.63	0.00	0.00	0.00	80.8
	Кр 7-61/2	56.40	0.90	20.06	3.07	0.00	4.86	2.39	4.05	4.03	0.00	0.00	95.78
	Кр 12-115/1-1	64.69	0.40	18.37	1.60	0.00	2.17	0.27	2.99	5.63	0.00	0.00	96.12
	Кр 12-115/1-2	62.21	0.63	16.91	6.16	0.14	1.75	3.95	2.35	4.38	0.32	0.00	98.81
	Кр 12-115/3	60.11	0.78	16.99	6.19	0.12	1.71	5.11	2.30	4.33	0.14	0.00	97.77
	Кр 12-115/6	59.26	0.92	17.61	6.27	0.12	1.29	4.84	2.37	4.21	0.00	0.00	96.88
	Кр 12-115/7	59.64	0.67	18.20	5.55	0.00	1.76	4.41	2.39	4.61	0.23	0.00	97.45

Kp 12-115/8-1	58.38	0.68	17.57	6.18	0.00	1.87	5.19	2.28	4.10	0.37	0.00	96.62
Kp 12-115/8-2	58.34	0.72	18.69	6.66	0.00	1.54	4.94	2.23	4.54	0.23	0.00	97.89
Kp 12-115/8-3	58.94	0.63	17.76	6.39	0.13	1.18	5.14	2.41	3.98	0.18	0.00	96.74
Kp 12-115/8-4	59.81	0.87	17.38	5.88	0.00	1.61	4.39	2.65	4.45	0.00	0.00	97.05
Kp-38-283/8_S1	63.3	0.64	10.46	4.86	0.43	11.76	3.25	1.91	0.94	0.00	0.00	97.56
Kp-38-283/8_S2	63.26	0.54	10.35	4.79	0.22	11.87	3.3	2.03	0.93	0.00	0.00	97.27
Kp-38-283/9_S1	58.8	0.87	14.55	5.77	0.00	4.28	4.05	2.01	1.98	0.00	0.00	92.3
Kp-38-283/9_S2	58.73	0.85	14.77	6.09	0.00	4.44	4.41	2.17	2.12	0.00	0.00	93.57
Kp-38-83/10_S1	35.06	0.55	8.72	3.59	0.16	6.26	2.21	0.88	0.80	0.00	0.00	58.25
Kp-38-283/8_S1	70.06	0.00	3.04	0.56	0.00	0.32	0.46	0.64	0.00	0.00	0.00	75.08
Kp-38-283/8_S2	81.25	0.00	2.32	0.31	0.00	0.00	0.00	0.49	0.00	0.00	0.00	84.36
Kp-122-56/1_S1	35.44	0.53	15.51	16.09	0.79	1.17	17.00	0.64	0.00	0.00	0.00	87.15
Kp-122-56/2_S1	34.87	0.71	15.22	11.48	0.57	1.41	12.63	0.95	0.00	0.00	0.00	77.85
Kp-122-56/2_S2	33.75	0.75	15.25	13.62	0.57	1.04	14.18	1.14	0.00	0.00	0.00	80.3
Kp-122-56/2_S3	39.49	0.16	18.63	10.82	0.37	0.73	12.26	2.99	0.00	0.00	0.00	85.44
Kp-122-56/2_S4	36.28	0.53	15.78	11.85	0.52	1.33	12.46	1.18	0.00	0.00	0.00	79.93
Kp-122-56/1_S1	58.24	0.50	20.37	2.94	0.00	3.76	2.71	3.34	5.03	0.00	0.00	96.89
Kp-122-56/1_S2	53.43	0.43	20.06	1.41	0.00	4.49	1.13	1.07	5.94	0.00	0.00	87.96
Kp-122-56/1_S3	37.28	0.82	13.12	16.44	0.57	2.54	13.77	0.56	0.40	0.00	0.00	85.5
Kp-122-56/1_S4	53.91	0.8	18.29	5.87	0.22	3.05	5.04	3.89	3.58	0.00	0.00	94.64
Kp-122-56/2_S1	50.78	0.84	17.61	6.80	0.19	2.52	5.75	4.61	2.59	0.00	0.00	91.69
Kp-122-56/2_S3	53.57	0.67	18.08	5.38	0.00	2.77	4.33	4.05	3.81	0.00	0.00	92.66
Kp-122-56/3_S1	47.4	0.78	16.11	8.72	0.3	2.25	6.57	4.66	1.59	0.00	0.00	88.39
Kp122-765a-1/12_S1	38.2	0.33	11.37	15.16	0.57	2.15	14.85	0.19	0.00	0.00	0.00	82.82
Kp-122-57/7_S1	37.11	0.94	11.09	17.22	0.31	3.47	13.16	0.00	0.00	0.00	0.00	83.3
Kp-122-58/1_S1	51.89	0.94	18.27	1.78	0.00	4.18	2.00	1.15	5.39	0.00	0.00	85.59
Kp-122-58/1_S2	36.44	1.07	12.6	14.89	0.60	2.51	16.49	0.18	0.00	0.00	0.00	84.77

	Кр-122-58/1_S3	57.92	0.75	20.16	2.23	0.16	3.82	2.05	1.88	5.99	0.00	0.00	94.96	
	Кр-122-58/4_S1	52.37	0.79	18.52	3.04	0.00	3.81	3.09	1.29	5.29	0.00	0.00	88.19	
	Кр-122-58/4_S2	61.84	0.61	18.87	1.92	0.00	1.43	1.78	10.96	1.79	0.00	0.00	99.21	
	Кр-122-58/9_S1	40.27	1.23	14.40	14.09	0.56	2.93	12.84	0.51	0.00	0.00	0.00	86.82	
	Кр-122-58/9_S2	57.3	1.09	17.54	3.61	0.00	0.00	3.24	11.88	0.27	0.00	0.00	94.93	
	Среднее содержание	51.01	0.68	15.19	7.42	0.25	2.65	6.84	2.91	2.17	0.03	0.01	88.82	
Тип зювита	Образец/ анализ	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K₂O	Na₂O	P₂O₅	BaO	SrO	Сумма
III	Кр 17-135/13-1	53.31	0.00	20.17	1.33	0.00	0.47	1.90	4.67	2.52	0.00	0.00	0.00	84.37
	Кр 17-141/1-1	92.07	0.00	5.10	0.12	0.00	0.17	0.12	0.25	2.88	0.00	0.00	0.00	100.71
	Кр 17-141/1-2	99.63	0.13	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	100.04
	Кр 17-141/1-3	95.05	0.12	3.31	0.24	0.00	0.13	0.00	0.16	1.79	0.21	0.00	0.00	101.00
	Кр 17-141/1-4	71.17	0.00	18.29	0.18	0.17	0.24	0.00	0.57	9.79	0.00	0.00	0.00	100.40
	Кр 17-141/1-5	93.59	0.00	4.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	2.88	0.00	0.00	0.00	101.07
	Кр 18-151/3-2	57.72	0.82	15.70	2.60	0.15	3.44	2.17	10.65	0.98	0.00	0.00	0.00	94.24
	Кр 18-151/5_S1	40.53	1.12	12.61	5.25	0.00	3.10	2.76	4.11	2.41	0.00	0.00	0.00	71.9
	Кр 18-151/6_S1	42.44	0.95	11.03	3.99	0.00	5.19	4.07	2.47	3.04	0.00	0.00	0.00	73.19
	Кр 18-151/7_S1	32.18	1.45	7.11	17.85	0.00	4.09	6.85	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	69.84
	Кр 18-151/7_S2	27.33	1.11	3.51	5.84	0.23	8.48	5.68	0.15	0.32	0.00	0.00	0.00	52.64
	Кр 18-151/7_S3	42.41	1.37	9.22	2.45	0.00	7.72	4.41	2.16	2.34	0.00	0.00	0.00	72.08
	Кр 18-151/7_S4	50.19	1.11	12.31	2.36	0.00	6.44	3.47	3.52	2.91	0.00	0.00	0.00	82.31
	Кр 18-151/7_S5	66.76	0.00	7.79	2.66	0.17	6.62	3.31	0.22	4.17	0.00	0.00	0.00	91.68
	Кр 18-151/7_S6	53.18	0.24	3.02	3.59	0.38	8.39	3.31	0.26	1.08	0.00	0.00	0.00	73.43
	Кр 18-151/8_S1	39.33	0.82	8.73	2.27	0.17	6.91	3.45	0.13	3.60	0.00	0.00	0.00	65.41
Кр 18-151/9_S1	43.75	0.00	13.37	2.64	0.00	0.74	1.76	8.81	0.66	0.00	0.00	0.00	71.71	
Кр 18-151/9_S2	41.26	0.00	12.97	1.25	0.00	0.62	1.48	8.75	0.84	0.00	0.55	0.00	67.74	

Кр 18-151/10_S1	43.09	0.73	9.46	3.92	0.62	9.72	4.82	0.62	2.87	0.00	0.00	0.00	75.84
Кр 18-151/11_S1	58.97	0.00	17.10	0.35	0.00	0.00	0.00	13.52	0.50	0.00	0.00	0.00	90.44
Кр 18-151/12_S1	48.27	0.95	13.20	1.50	0.00	4.11	2.59	5.87	2.24	0.00	0.00	0.00	78.73
Кр 18-152/2-2	46.55	1.13	14.11	0.67	0.10	5.12	0.88	0.14	5.74	0.50	0.00	0.00	74.96
Кр-55-395/1_S1	58.44	0.62	19.10	1.64	0.00	0.00	1.64	11.80	0.29	0.00	0.73	0.38	94.64
Кр-55-395/1_S2	59.81	0.60	18.62	1.07	0.00	0.00	1.05	12.51	0.27	0.00	0.68	0.00	94.62
Кр-55-395/3_S1	38.87	1.57	20.94	4.41	0.00	2.08	5.41	5.90	0.15	0.00	0.00	1.13	80.47
Кр-55-395/3_S2	40.97	1.52	22.74	4.19	0.00	1.93	5.61	6.60	0.13	0.00	0.00	1.15	84.83
Кр-55-395/3_S3	78.81	0.00	2.35	0.26	0.00	0.00	0.58	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	82.74
Кр-55-395/4_S2	30.79	0.00	12.43	8.92	0.49	4.19	16.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	72.91
Среднее содержание	55.23	0.58	11.39	2.91	0.09	3.21	2.98	3.75	1.95	0.03	0.07	0.10	82.28

Таблица 4. Концентрация редких и редкоземельных элементов в типах зювитов Карской астроблемы (г/т), нормированная по хондриту (Lodders, Fegley, 1998; Lyubetskaya, Korenaga, 2007).

Элемент	Тип и местонахождение зювитов								
	I								
	р. Анарога			р. Б. Вануйта					
	Номер образца								
	Кр-8-69	Кр-8-71	Кр-59-426	Кр-76-559	Кр-76-560	Кр-76-560а	Кр-76-76-561	Кр-77-562	Кр-78-563
Li	30.95	31.54	39.16	52.14	52.46	55.91	51.44	48.70	48.44
Be	1.59	1.45	1.68	2.24	1.92	1.81	2.05	2.07	2.15
P	963.60	843.40	1015.00	832.40	987.80	827.00	911.40	1024.00	902.90
Sc	18.55	17.93	19.97	19.82	20.34	20.22	21.30	20.97	21.81
Ti	4791.00	4767.00	5344.00	5328.00	5754.00	5623.00	5857.00	5683.00	5770.00
V	169.80	170.10	195.50	180.60	183.50	181.20	190.90	185.20	181.60
Cr	201.50	199.20	227.30	176.80	224.70	194.20	202.50	196.50	205.60
Mn	555.40	640.30	770.20	876.00	1274.00	915.00	1188.00	971.10	968.10
Co	23.67	22.26	23.90	24.02	26.22	25.87	26.75	26.33	26.39
Ni	135.10	123.60	143.20	120.40	136.30	138.30	138.70	136.70	138.80
Cu	56.11	57.08	62.05	55.47	60.43	57.94	57.02	60.59	59.77
Zn	118.80	121.70	131.80	107.20	112.60	112.90	117.60	117.00	107.40
Ga	13.03	14.59	12.15	16.00	14.43	15.76	16.62	16.65	13.70
Rb	63.11	61.48	58.49	72.02	62.02	62.53	63.60	66.12	60.09
Sr	196.80	188.30	227.80	264.60	271.50	276.50	208.60	299.40	710.80
Y	21.64	21.84	22.48	22.26	23.58	21.59	23.30	23.19	22.55
Zr	133.50	122.50	122.30	128.40	136.70	131.90	137.80	137.70	140.60
Nb	8.19	7.99	7.99	8.93	8.61	8.68	8.81	8.68	8.44
Mo	2.43	1.92	2.55	2.47	2.11	2.26	1.06	1.51	1.13
Ag	0.41	0.34	0.39	0.32	0.42	0.30	0.30	0.40	0.31
Cd	0.72	0.84	0.86	0.61	0.71	0.58	0.48	0.53	0.49
Sn	1.79	1.68	1.67	1.89	1.89	1.85	1.83	1.86	1.87
Sb	1.74	1.87	2.51	1.36	1.31	1.18	0.94	1.25	0.96
Te	<PO	<PO	<PO	0.37	0.47	0.19	<PO	<PO	<PO
Cs	1.13	0.86	1.29	4.88	4.29	4.44	4.13	4.15	3.55
Ba	443.30	519.90	492.70	484.40	474.90	455.20	469.10	487.40	817.20
La	22.69	20.67	22.52	22.87	22.83	20.76	23.13	23.82	21.39
Ce	44.88	41.33	46.80	51.08	50.56	46.30	50.51	51.60	47.98
Pr	5.50	5.27	5.65	5.93	6.04	5.52	5.94	5.96	5.50
Nd	24.05	22.59	24.76	25.65	25.97	23.45	25.95	25.93	24.55

Sm	5.03	4.75	5.12	5.09	5.24	4.79	5.26	5.30	5.08
Eu	1.20	1.31	1.28	1.29	1.39	1.28	1.36	1.34	1.39
Gd	4.52	4.41	4.79	4.58	4.88	4.37	4.82	4.84	4.72
Tb	0.67	0.69	0.73	0.71	0.77	0.70	0.79	0.73	0.73
Dy	4.58	4.25	4.50	4.48	4.69	4.31	4.62	4.56	4.61
Ho	0.92	0.87	0.90	0.93	0.97	0.91	0.94	0.95	0.93
Er	2.45	2.50	2.55	2.48	2.61	2.44	2.62	2.68	2.57
Tm	0.35	0.32	0.32	0.37	0.37	0.35	0.39	0.38	0.40
Yb	2.59	2.45	2.53	2.47	2.62	2.44	2.56	2.60	2.61
Lu	0.36	0.37	0.37	0.36	0.40	0.36	0.37	0.37	0.38
Hf	3.85	3.47	3.32	3.55	3.84	3.62	3.77	3.99	3.92
Ta	0.61	0.58	0.57	0.71	0.72	0.69	0.70	0.69	0.69
W	0.63	0.60	0.57	1.09	0.96	0.96	0.91	1.01	0.88
Tl	0.52	0.57	0.59	0.48	0.45	0.42	0.44	0.46	0.34
Pb	13.51	13.31	13.96	17.83	13.82	13.53	13.77	14.69	13.50
Bi	0.13	0.13	0.19	0.27	0.26	0.23	0.24	0.25	0.21
Th	5.11	4.54	4.79	6.38	6.00	5.87	6.28	6.21	5.92
U	3.26	3.00	3.32	2.83	3.09	2.79	2.86	3.21	2.69
Элемент	II								
	р. Кара					р. Саяха			
	Номер образца								
	Кр-7-61	Кр-67-546	Кр-67-553	Кр-67-557	Кр-38-284	Кр-38-285	Кр-38-286		
Li	32.55	32.44	38.07	48.03	33.70	35.81	37.61		
Be	1.35	1.71	1.79	2.22	1.61	<PO	<PO		
P	712.10	782.50	854.20	827.10	728.10	740.30	790.20		
Sc	13.46	16.40	17.18	14.12	14.24	14.48	15.75		
Ti	3465.00	4293.00	4727.00	3826.00	3742.00	3877.00	4180.00		
V	139.30	170.20	165.50	152.30	147.00	146.50	156.50		
Cr	136.60	156.70	172.10	103.70	131.50	144.50	155.00		
Mn	1246.00	1392.00	1483.00	1677.00	1549.00	1161.00	1099.00		
Co	18.47	20.32	21.36	18.97	17.91	17.35	20.31		
Ni	93.33	101.70	111.40	86.73	86.17	93.03	100.80		
Cu	48.67	53.55	56.85	56.70	45.47	44.19	48.33		
Zn	123.30	117.20	132.90	117.00	103.10	98.80	103.10		
Ga	7.48	13.66	11.84	12.27	9.75	12.01	11.57		
Rb	62.57	73.76	69.45	76.10	54.43	52.42	52.87		
Sr	190.40	241.80	227.50	294.00	236.20	222.90	218.10		
Y	19.15	19.74	21.10	20.72	18.31	17.75	18.93		
Zr	104.70	105.40	117.80	96.46	96.67	103.10	106.40		
Nb	7.62	8.09	7.99	8.46	7.08	6.96	7.57		
Mo	5.67	5.52	4.25	2.67	3.45	3.05	4.29		

Ag	0.36	0.40	0.39	0.54	0.37	0.31	0.37
Cd	1.19	1.13	0.93	1.50	0.94	0.90	<PO
Sn	1.77	1.62	1.73	1.88	1.67	1.56	1.58
Sb	2.16	2.65	1.65	2.30	2.44	2.14	2.19
Te	<PO	<PO	<PO	<PO	<PO	<PO	<PO
Cs	2.40	2.88	2.71	3.93	3.06	3.17	3.47
Ba	622.10	716.50	634.10	790.80	460.70	419.80	417.10
La	21.84	22.90	20.24	23.43	20.17	19.18	20.05
Ce	43.45	45.57	42.39	48.23	39.29	38.86	40.78
Pr	5.34	5.50	5.04	5.62	4.83	4.67	5.01
Nd	23.47	23.71	22.02	24.18	21.35	20.41	22.01
Sm	4.76	4.57	4.60	4.77	4.32	4.18	4.31
Eu	1.21	1.13	1.13	1.07	0.99	1.05	1.04
Gd	4.13	4.07	4.10	4.19	3.88	3.87	3.99
Tb	0.63	0.61	0.63	0.63	0.55	0.56	0.64
Dy	3.91	3.96	4.00	3.97	3.80	3.84	3.94
Ho	0.77	0.77	0.86	0.84	0.76	0.75	0.77
Er	2.15	2.28	2.37	2.26	2.09	2.09	2.17
Tm	0.29	0.31	0.33	0.30	0.29	0.30	0.30
Yb	2.15	2.29	2.25	2.23	2.15	2.19	2.22
Lu	0.33	0.33	0.34	0.33	0.33	0.33	0.32
Hf	2.84	2.88	3.25	2.69	2.79	2.98	3.08
Ta	0.57	0.58	0.75	0.64	0.59	0.56	0.62
W	0.88	0.95	0.94	1.17	0.99	0.88	0.88
Tl	0.49	0.60	0.51	0.57	0.51	0.50	0.48
Pb	17.87	12.65	12.74	17.97	12.71	12.38	13.47
Bi	0.24	0.25	0.24	0.26	0.27	0.19	0.33
Th	5.06	5.14	5.58	5.90	4.70	4.75	4.84
U	3.60	3.61	3.37	3.49	2.83	2.93	3.15
Элемент	III						
	р. Сопчаю						
	Номер образца						
	Кр-17-135	Кр-17-136	Кр-18-151				
Li	13.14	15.18	11.84				
Be	1.50	1.80	<PO				
P	555.30	721.20	661.30				
Sc	8.59	10.70	8.55				
Ti	2072.00	2801.00	2209.00				
V	132.90	171.20	156.30				
Cr	107.40	70.12	58.98				
Mn	1331.00	1415.00	1526.00				

Co	11.60	11.97	10.34
Ni	74.16	61.54	48.19
Cu	42.85	51.35	52.47
Zn	108.50	131.10	136.70
Ga	8.14	7.58	<PO
Rb	42.73	60.23	45.93
Sr	245.20	316.60	334.20
Y	16.54	19.27	17.02
Zr	52.55	70.45	56.23
Nb	5.22	6.58	5.60
Mo	6.47	10.16	7.52
Ag	0.46	0.55	0.60
Cd	2.16	2.16	2.59
Sn	1.47	1.80	1.60
Sb	4.24	5.34	6.46
Te	0.26	0.29	<PO
Cs	2.32	2.27	3.00
Ba	742.00	1293.00	464.70
La	16.36	20.92	18.21
Ce	31.28	38.86	32.44
Pr	3.82	4.81	4.09
Nd	16.55	21.03	17.66
Sm	3.16	4.05	3.35
Eu	0.75	0.94	0.83
Gd	3.08	3.76	3.18
Tb	0.47	0.54	0.51
Dy	3.12	3.73	3.27
Ho	0.62	0.78	0.70
Er	1.74	2.11	1.85
Tm	0.23	0.30	0.23
Yb	1.74	2.13	1.79
Lu	0.24	0.32	0.27
Hf	1.49	2.00	1.74
Ta	0.37	0.56	0.44
W	0.80	0.96	0.84
Tl	0.63	0.79	0.85
Pb	11.24	12.48	9.63
Bi	0.24	0.25	0.26
Th	3.24	4.58	3.86
U	4.64	5.41	4.83

Примечание: < PO – концентрация элемента ниже предела обнаружения