Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук

На правах рукописи

MZ

Мельничук Олег Юрьевич

Верхнедевонские терригенные отложения среднего сегмента Восточно-Уральской мегазоны: особенности вещественного состава и условия осадконакопления

Специальность 25.00.06 – Литология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

> Научный руководитель: д. г.-м. н. Мизенс Гунарс Андреевич

Екатеринбург – 2022

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ
ГЛАВА 1. ВЕРХНЕДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА
ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ9
1.1. Позднедевонское время. Общая геодинамическая ситуация и основные события 9
1.2 Среднеуральский сегмент Восточно-Уральской мегазоны. Основные черты
геологического строения и истории формирования структурных элементов 12
1.3. История изучения верхнедевонских отложений на востоке Среднего Урала. Краткий
обзор
1.4 Стратиграфия и условия накопления живет-фаменских отложений на территории
среднеуральского сегмента
ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ
2.1. Описание рассматриваемых отложений и фациально-генетическая интерпретация 36
2.2. Изучение вещественного состава и интерпретация его особенностей 40
ГЛАВА 3. ИЗУЧЕННЫЕ РАЗРЕЗЫ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
НА ВОСТОКЕ СРЕДНЕГО УРАЛА
3.1. Общая характеристика
3.2. Разрезы по берегам р. Исеть в окрестностях д. Кодинка и с. Щербаково 54
3.3. Карьер у Кодинского лога
3.4. Обнажения в районе с. Черемхово (р. Каменка)
Выводы по главе 396
ГЛАВА 4 ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА РАЗРЕЗОВ И ФАЦИИ
4.1. Литотипы, слоевые ассоциации, цикличность
4.1.1. Литотипы кодинской свиты97
4.1.2. Слоевые ассоциации и циклиты 1–3 порядка в составе кодинской свиты 102
4.1.3. Макроциклиты кодинской свиты 107
4.1.4. Литотипы устькодинской свиты108
4.1.5. Слоевые ассоциации и мезоциклиты устькодинской свиты 109
4.1.6. Краткие выводы по слоевым ассоциациям кодинской и устькодинской свит 111
4.2. Некоторые существующие модели формирования морских осадочных систем 112
4.3. Обстановки осадконакопления кодинской и устькодинской свит 139
4.3.1. Кодинская свита
4.3.2. Устькодинская свита 148
Выводы по главе 4

ГЛАВА 5. ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПЕСЧАНЫХ И ГЛИНИСТЫХ
ПОРОД И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
5.1. Типы песчаных пород153
5.2. Минеральный состав и петротипы глинистых пород 165
5.3. Хемотипы песчаных и глинистых пород171
5.4. Источники сноса и климат на палеоводосборах, тектонические обстановки 175
5.5. Геохимические индикаторы окислительно-восстановительных обстановок и
палеосолености
5.6. Постседиментационные изменения
5.6.1. Прогрессивные литогенетические преобразования 192
5.6.2. Наложенные изменения
Выводы по главе 5
Заключение
Список сокращений
Список литературы
Приложение А. Список работ, опубликованных автором по тематике диссертации
Приложение Б. Условные обозначения к литологическим и седиментологическим колонкам 229
Приложение В. Петрохимический состав песчаников, аргиллитов и алевролитов кодинской и
устькодинской свит
Приложение Г. Содержание редких и рассеянных элементов (г/т) и некоторые индикаторные
отношения для пород кодинской и устькодинской свит
Приложение Д. Концентрации элементов (г/т) и величины коэффициентов, использованных для
реконструкции гидрофаций (аргиллиты и глинистые мелкозернистые алевролиты кодинской и
устькодинской свит)

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Геодинамическая ситуация, существовавшая в позднем девоне на Восточном Урале (палеоокеаническом/палеоостроводужном секторе Урала по [Иванов, 1998] и др.), являлась достаточно сложной. Предполагается, что в конце франского-фаменское время, а затем в карбоне, произошла косая коллизия Восточно-Европейского континента и Магнитогорской островной дуги [Иванов, 1998; Пучков, 2000; Puchkov, 2009]. В связи с этим особый интерес представляет восстановление бассейнов и обстановок осадконакопления, существовавших до и во время коллизионных процессов, в частности, в Среднеуральском сегменте современной Восточно-Уральской мегазоны (ВУМЗ). Некоторую ясность в историю развития упомянутых бассейнов на обозначенной территории вносит изучение верхнедевонских отложений ВУМЗ, к которым относятся породы терригенных кодинской и устькодинской свит (см. главы 1, 3), вулканогенных и вулканогенно-осадочных маминской, клевакинской, кондихинской, восточносафьяновской и мосинской толш, башкарской свиты, карбонатных сохарёвской и чепчуговской свит.

Генезис вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований представляется достаточно ясным (см. [Смирнов и др., 2003; Коровко и др., 2005, 2007; Коровко, 2006; Смирнов, Коровко, 2007; и др.]). Подобное утверждение справедливо и в отношении карбонатных пород, изученных различными авторами, например, [Смирнов, Смирнов, 1967; Чувашов и др., 1984; Погромская, 2002; Анфимов, Чувашов, 2008, 2011; Бикбаев и др., 2011; Мизенс А., 2012a, б; Мизенс Г. и др., 2012, 2014, 2015, 2016; Дуб, Мизенс, 2018; и др.].

Несмотря на то, что некоторые особенности строения и вещественного состава кодинской и устькодинской свит также рассмотрены ранее [Смирнов, Смирнова, 1961; Смирнов и др., 1971; Смирнов и др., 1974; Анфимов, Силантьев, 1975; Наседкина, Зенкова, 1999; Анфимов, Чувашов, 2005; Чувашов, Анфимов, 2008; Мизенс А., 2012a, б], их происхождение, на наш взгляд, является наименее ясным. В качестве примера можно привести вопрос об условиях накопления отложений кодинской свиты: в относительно детальных литологических исследованиях [Анфимов, Чувашов, 2005; Чувашов, Анфимов, 2008] они были описаны как мелководно-морские и дельтовые, в то же время при реконструкциях более общего характера [Пучков, 2000; Смирнов и др., 2003] предполагается их глубоководный генезис. В случае седиментации в мелководно-морских условиях кодинская свита представляет интерес ещё и в связи с тем фактом, что достоверные палеозойские дельтовые отложения на Урале широко не распространены. Например, в настоящее время считается, что они слагают верхнеартинско–нижнекунгурские шеркыртаельскую и бельковскую свиты Приполярного и Полярного Урала [Мизенс, 1997], некоторые толщи в составе верхнемосковской (касимовской) абдрезяковской свиты юга Западного Урала [Прудников и др., 2015], нижнекаменноугольной угленосной

формации Среднего Урала [Еремеев, 1972] и, частично, турне-нижневизейскую смолинскую свиту восточного склона Среднего Урала [Мизенс Г. и др., 2012, 2020].

Цели и задачи. Цель работы заключается в уточнении условий осадконакопления и палеотектоники среднего сегмента Восточно-Уральской мегазоны в позднем девоне. Для её достижения необходимо было решить следующие задачи:

1. Изучение наиболее представительных обнажений кодинской и устькодинской свит с проведением полевого описания и отбором проб на различные виды исследований.

2. Установление фациального состава кодинской и устькодинской свит.

3. Определение вещественного состава (петрографической, геохимической, минералогической характеристики) терригенных отложений кодинской и устькодинской свит, сравнение их с аналогами и референтными объектами, реконструкция основных источников сноса

4. Изучение постседиментационных изменений песчаников и аргиллитов кодинской и устькодинской свит.

5. Реконструкция условий осадконакопления и породообразования с последующим уточнением различных аспектов тектонической и геодинамической ситуации, существовавшей для толщ, ныне обнажающихся в пределах ВУМЗ.

Научная новизна. 1. Впервые детально изучены структурно-текстурные особенности и вещественный состав кодинской и устькодинской свит верхнего девона Восточно-Уральской мегазоны. 2. В отношении кодинской свиты установлено формирование в мелководных морских условиях, выделены обстановки субаквальной части дельты (проксимальные и дистальные части фронта дельты и продельты) и мелководно-морской равнины. 3. Показано, что в устькодинское время седиментация происходила в пределах глубоководной осадочной системы. 4. Установлено, что источником сноса для рассматриваемых образований являлись блоки композитной коры, а не островная дуга. 5. Обосновано предположение о том, что время накопления кодинской свиты соответствует началу позднедевонских аккреционных процессов на восточном склоне Среднего Урала. 6. Определена позднекатагенетическая степень преобразований и выявлены регрессивно-литогенетические вторичные изменения пород кодинской и устькодинской свит.

Практическая значимость работы. Полученные данные могут быть использованы при проведении разномасштабных геологосъемочных работ и тематических исследований, в том числе при изучении нефте- и газопродуктивных объектов, имеющих дельтовый и глубоководно-морской генезис, а также для уточнения существующих государственных геологических карт рассматриваемых районов. Аргументированная в диссертации обширным

фактическим материалом модель процессов и обстановок седиментации позднедевонского бассейна вносит вклад в изучение истории развития, палеогеографии и палеотектоники среднего (Среднеуральского) сегмента Восточно-Уральской мегазоны.

Автор диссертации полагает, что методика поэтапной интерпретации геохимических особенностей глинистых пород с целью реконструкции петрофонда, палеоклимата на водосборах и геодинамических обстановок, а также гидрофаций, продемонстрированная в настоящей работе и кратко описанная в [Мельничук, 2020] может быть полезна студентам, аспирантам и начинающим исследователям, заинтересованным в данной тематике, и поможет им избежать механистического подхода к обозначенной процедуре и противоречивых выводов. Вероятно, полезной будет и диаграмма $lg(Fe_2O_{3T} + MgO)/(Na_2O + K_2O)-lg(SiO_2/Al_2O_3)$ [Мельничук, 2018], разработанная для песчаников.

Положения, выносимые на защиту.

1. Верхнефранская кодинская свита Восточно-Уральской мегазоны накапливалась в обстановках фронтальной части дельты, продельты и мелководно-морской равнины, в основном при взаимодействии речных и волновых процессов. При образовании отдельных толщ значимую роль играли экстра- и интрабассейновые гиперпикнальные потоки.

2. Фаменская устькодинская свита Восточно-Уральской мегазоны представляет собой отложения глубоководных конусов выноса, осадочный материал для которых поставляли высоко- и низкоплотностные мутьевые, а также обломочные потоки и оползни.

3. Кодинская и устькодинская свита образовались за счет размыва единого петрофонда, в состав которого входили магматические и кремневые породы, метаморфизованные образования (сланцы, кварциты, серпентиниты). Массивы указанных пород (блоки композитной коры) располагались на различном расстоянии от приёмного бассейна, существовавшего в пределах формирующейся аккреционной окраины Восточно-Европейского континента.

Степень достоверности и апробация результатов. Достоверность результатов обеспечивается большим объемом полевых работ (описано свыше 1000 м разрезов и обнажений), значительным количеством изученных образцов и проб горных пород, комплексным сочетанием современных аналитических и классических методов изучения осадочных образований (изучено более 160 шлифов, порядка 70 рентгено- и 50 дериватограмм, проинтерпретированы результаты рентгенофлуоресцентного анализа и анализа методом ICP-MS для более чем 70 проб), их воспроизводимостью и сравнением с новыми и новейшими данными, полученными в мировой практике.

Основные достижения диссертации и положения, выносимые на защиту, докладывались и представлялись на полевых отчетах и теоретических семинарах лаборатории литологии ИГГ

УрО РАН, конференциях и совещаниях регионального и всероссийского уровня. В их числе: Всероссийская школа студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии (Екатеринбург, 2014, 2016); Всероссийские литологические совещания (Москва, 2015; Казань, 2019); Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского "Проблемы минералогии, петрографии и металлогении" (Пермь, 2016); XXVII Всероссийская молодежная конференция с участием исследователей из других стран "Строение литосферы и геодинамика" (Иркутск, 2017); Научные чтения "Экзолит", посвященные памяти О. В. Япаскурта и Г. Ф. Крашенинникова (Москва, 2018, 2019); VI Всероссийская молодежная геологическая конференция с международным участием "Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий" (Уфа, 2018); IX Сибирская конференция молодых учёных по наукам о Земле (Новосибирск, 2018); Пятая всероссийская конференция "Верхний палеозой России" (Казань, 2019).

Всего по теме диссертации опубликовано 28 работ (Приложение А): 5 статей в рецензируемых журналах из списка ВАК, 6 – в Ежегоднике ИГГ УрО РАН, 17 – в сборниках конференций.

Личный вклад автора. Автор участвовал в полевых работах в течение сезонов 2014–2021 гг., в ходе которых были описаны и изучены основные/представительные обнажения кодинской и устькодинской свит по берегам р. Исеть в окрестностях д. Кодинка и с. Щербаково, по Кодинскому логу и возле д. Черемхово на р. Каменка, а также отобраны пробы на различные виды камеральных исследований. Лично автором выполнена пробоподготовка, описание шлифов терригенных пород, интерпретация полученных полевых и лабораторных данных. Последняя заключалась в (1) построении седиментологических и сводных колонок изученных толщ, (2) выделении литотипов, объединении их в слоевые ассоциации с последующим фациально-генетическим анализом, в том числе выявлением особенностей строения отдельных зон и всего бассейна седиментации; (3) выделении петротипов и хемотипов песчаных и глинистых пород, изучении особенностей их вещественного состава с выполнением реконструкции особенностей седименто- и литогенеза; (4) синтезе полученной информации, построении локальных геодинамических схем.

Структура и объем диссертации. Диссертационная работа объемом 241 страниц состоит из введения, пяти глав, заключения, пяти приложений, 59 рисунков и 10 таблиц. Список литературы включает 263 наименования. Кажущаяся сложность структуры работы обусловлена точкой зрения автора на литологические исследования. Во-первых, автор постарался выполнить всестороннее исследование отложений, опираясь на особенности методики стадиального анализа (см. главу 2). В связи с этим реконструкции условий седиментации и состава петрофонда предваряют изучение постседиментационных изменений.

Во-вторых, в качестве способа приведения аргументов в работе использована не только индукция, но и дедукция. Поэтому общие сведения о геодиамических реконструкциях (раздел 1.4) приводятся перед реконструкцией петрофонда и тектонической позиции исследуемых толщ, общие сведения о морских осадочных системах (раздел 4.2) – перед интерпретацией и построением седиментологических моделей исследуемых толщ.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю – д. г.-м. н. Г. А. Мизенсу (ИГГ УрО РАН) за постановку интересной и сложной темы, постоянную поддержку, ценные советы, критические замечания и помощь в проведении лабораторных и экспедиционных работ. Последние не состоялись бы и без помощи сотрудников лаборатории литологии ИГГ УрО РАН – С. А. Дуба (Сапурина) и к. г.-м. н. Л. В. Бадиды (Кокшиной). Большинство фотографий разрезов, представленных в настоящей работе, сделаны ими.

Огромная благодарность д. г.-м. н., чл.-корр. РАН А. В. Маслову (ИГГ УрО РАН) за обсуждение и консультацию по вопросам геохимии осадочных пород и критические замечания к ещё не вышедшим в свет публикациям, д. г.-м. н. Петрову Г. А. (ИГГ УрО РАН, ОАО УГСЭ) за обсуждение и консультацию по вопросам региональной стратиграфии и геодинамики. Автор признателен Дубу С. А. и Закирьянову И. Г. (ИГГ УрО РАН) за помощь и консультацию при изучении карбонатных пород (в том числе "Кодинской органогенной постройки"), к. г.-м. н. Волчек Е. Н. (ИГГ УрО РАН) – интрузивных образований из разреза кодинской свиты, к. г.-м. н. Крупенину М. Т. и к. г.-м. н. Гуляевой Т. Я., а также Рянской А. Д. (ИГГ УрО РАН) – за обсуждение при интерпретации данных рентгеноструктурного и термического анализа глинистых пород, к. г.-м. н. Коровко А. В., к. г.-м. н. Волчек Е. Н. и к. г.-м. н. Шардаковой Г. Ю. (ИГГ УрО РАН) за обсуждение геологической ситуации, сложившейся в пределах ВУМЗ в позднем девоне, к. г.-м. н. Мизенс Л. И. и к. г.-м. н. Мизенс А. Г. (ИГГ УрО РАН) – за определение брахиопод из пород кодинской свиты и дискуссию относительно условий их обитания, к. г.-м. н. Фазлиахметову А. М. (ИГ УФИЦ РАН) за любезно предоставленные данные по геохимии песчаников западного склона Южного Урала.

Немалое влияние на понимание процессов, происходящих в субаквальной части дельты, в частности на происхождение гиперпикнитов, оказали лекции (Екатеринбург и Новосибирск, 2018) и публикации д. г.-м. н., профессора РАН Д. В. Гражданкина (ИНГГ СО РАН).

Отдельное спасибо моей жене и родителям за поддержку и понимание.

Работа выполнена в рамках темы AAAA-A18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН и при поддержке проектов УрО РАН № 15-18-5-36 и № 18-5-5-11, гранта РФФИ № 16-35-00263 мол а.

ГЛАВА 1. ВЕРХНЕДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ

1.1. Позднедевонское время. Общая геодинамическая ситуация и основные события

[Golonka, 2020] в позднедевонское время продолжалось раскрытие Согласно Палеотетиса (рисунок 1), предположительно начавшееся в раннем девоне и проходившее в несколько этапов, один из которых приурочен к границе D/C и ознаменован раскрытием находившейся восточной части океана, между Южно-Китайскими террейнами И суперконтинентом Гондвана. Указанный процесс тесно связан с продвижением различных тектонических элементов (образованием зон субдукции) в сторону Североказахстанского террейна, Восточно-Европейского и Сибирского континента. В то же время западнее Гондваны происходит раскрытие бассейна, именуемого [Golonka, 2020] Чилийским океаном и образование зон субдукции на его окраинах.



Дополнения заключаются в следующем: нанесены центры крупных магматических провинций по [Ernst et al., 2020], примерное положение изучаемого бассейна седиментации, добавлены восточноуральские террейны. О. – океан, т. – террейн/террейны, к. – континент. Для сравнения см. [Carmichael et al., 2019].

Рисунок 1. Глобальная тектоническая реконструкция, отражающая положение тектонических элементов 370 млн лет назад (по [Golonka, 2020] с упрощениями для континентальных фаций и

дополнениями)

Процессы рифтогенеза и связанная с ними вулканическая активность были широко развиты в западной части Сибирского континента (Вилюйский рифт и пассивная окраина Ануй-Ангуючамского океана), северо-востоке и востоке (Волго-Уральская и Днепр-Донецк-Припятские зоны), севере Восточно-Европейского континента (нынешний Тиман) [Golonka, 2020 и ссылки в ней]. Южная окраина Восточно-Европейского континента являлась конвергентной, южнее неё располагался Рейнско-Герцинский бассейн. С позднедевонским временем также напрямую связано ещё несколько геодинамических перестроек – закрытие океанических бассейнов (например, Реикума) и развитие герцинской эпохи складчатости.

Для позднего девона выделяется [Becker et al., 2016а и ссылки в ней] 13 вымираний и биотических кризисов/событий (см. рисунок 5 в разделе 1.4): 8 – для франского периода (Frasne, Genundewa, Timan, Middlesex, Rhinestreet, semichatovae, Lower and Upper Kellwasser) и 5 – для фаменского (Nehden, Condroz, Annulata, Dasberg, Hangenberg). Три из перечисленных событий приурочены к границам ярусов (Frasne, Upper Kellwasser, Hangenberg). Практически все из них отличались распространением бескислородных фаций в морских бассейнах осадконакопления.

Наилучшим образом из событий (групп событий), приуроченных к границам стратиграфических подразделений, изучены Кельвассеровское и Хангенбергское. При этом известно [Carmichael et al., 2019], что первое событие в разрезе может быть выражено не только битуминозными известняками или черными сланцами¹/алевролитами, которые в основном накапливались бескислородных/зараженных сероводородом В придонных условиях изолированных обстановок (глубоководные части бассейна, реже мелководные западины и лагуны), благоприятных для накопления органического углерода в тонкозернистых отложениях, но и, в зависимости от условий седиментации, другими литологическими разностями, например, аргиллитами, калькаренитами, другими известняками, в том числе алевритистыми и алевритовыми, кремнями и пр., демонстрирующими те или иные признаки понижения уровня кислорода в придонном слое воды.

В настоящее время принимается многофакторный и многоэтапный сценарий биотического кризиса, а из всех возможных первопричин – внеземного, земного вулканогенного или авулканогенного характера. Главной считается совокупность факторов, имеющих земное вулканогенное происхождение. В их число входят становление герцинид, широкое развитие островодужного вулканизма и импульсивное образование крупных магматических провинций в окрестностях Восточно-Европейского и Сибирского континента (см. рисунок 1) в течение временного интервала порядка 360–380 млн лет назад. Биотическому

¹ Именно такие породы слагают слои, в честь которых названо Кельвассеровское событие. Впервые они описаны в середине XIX века Ф. А. Рома в горах Гарц (Германия)

кризису способствовали те последствия, причиной которых стали извержения [Carmichael et al., 2019; Ernst et al., 2020; Golonka, 2020; Racki, 2020 и ссылки в них].

Во-первых, это резкие изменения климата, в том числе парниковый эффект и похолодание/оледенение(?), связанные с деятельностью крупных магматических провинций и вулканизмом активных континентальных окраин. Потепление достигается путем выброса большого количества CO₂ при дегазации магмы и выбросах в атмосферу, а также при высвобождении CO₂ в результате внедрения даек в эвапориты, карбонаты и углеродистые породы. Похолодание связано с понижением уровня углекислого газа в атмосфере в результате (1) его поглощения при интенсивном выветривании (в условиях теплого и влажного климата) продуктов извержения и выведенных в ходе тектонических подвижек на дневную поверхность излившихся базальтов, (2) увеличения биопродуктивности океанов за счет питательных веществ, имеющих вулканическое происхождение, и, соответственно увеличении количества CO₂, поглощаемого из приповерхностного слоя океана фотосинтезирующими организмами. Кратковременные похолодания могут быть обусловлены выбросами аэрозолей серной кислоты и пепла. Во-вторых, это колебания уровня моря разных порядков, обусловленные как тектоническими, так и климатическими изменениями, в том числе локальными.

В-третьих, это периодически возникающее понижение уровня кислорода в придонных обстановках, в результате притока гидротермальных вод и миграции зоны кислородного минимума либо подъема обогащенных питательными веществами вод (с последующим загрязнением фотической зоны и увеличением биопродуктивности) в ходе трансгрессии.

В-четвертых, становление и интенсивное выветривание горных сооружений и/или выведенных на дневную поверхность вулканитов способствует поступлению большого количества терригенного материала и питательных веществ, что также ведет к загрязнению фотической зоны и созданию обстановок с пониженными содержаниями кислорода, а также, например, исчезновению рифостроителей и смене планктонных сообществ. Следует подчеркнуть, что последний сценарий, объясняющий наличие дизоксидных обстановок в мелководных условиях в пределах изолированных островных дуг, является единственным [Carmichael et al., 2019].

Предполагается [Carmichael et al., 2019; Racki, 2020 и ссылки в этих работах], что непосредственно вблизи пограничного интервала фран/фамен возникло следующее сочетание факторов. Значительное повышение уровня моря в совокупности с межледниковой эпохой привело к существенному стрессу, связанному с питательными веществами и резкими изменениям условий обитания мелководно-морских организмов, в том числе распространению дис/суб/аноксических условий. Менее разнообразными (на уровне отрядов) стали трилобиты, брахиоподы и наутилоидеи и некоторые другие организмы, вымерли тентакулиты, практически

11

полностью исчезли рифы, построенные кораллами и строматопороидеями, им на смену пришли кальцимикробные постройки.

Общая характеристика Хангенбергского кризиса приводится нами по обзорам [Becker et al., 20166; Kaiser et al., 2016]. Согласно этим работам, он представляет собой ряд событий общей продолжительностью не более 300 тыс. лет и имеет трехчленное строение. Первый (ранний) этап был ознаменован незначительным падением уровня моря с последующей трансгрессией и накоплением в гипоксических либо бескислородных условиях отложений, известных в "стандартном рейнском разрезе²" в качестве хангенбергских сланцев, и их аналогов. Второй этап характеризуется постепенным, но весьма значительным падением уровня моря (вероятно, более 100 м), которое благоприятствовало, с одной стороны проградации мелководно-морских терригенных отложений (хангенбергские песчаники и их возрастные аналоги) вглубь бассейнов седиментации, а с другой – образованию различного рода несогласий в других типах разрезов. Предполагается, что падение уровня моря на этом этапе связано с глобальным оледенением (следы ледяных покровов в Южной Америке и Южной Африке, горных ледников в более низких широтах). Третий этап охватывал постледниковую трангсгрессию и последующие колебания уровня моря более мелких масштабов.

Механизмы, описанные выше для Кельвассеровского кризиса и объясняющие глобальное потепление, похолодание и колебания уровня моря, а также понижение уровня кислорода в различных обстановках, за счет факторов, обусловленных вулканической деятельностью, в том числе крупных магматических провинций, по всей видимости, актуальны и для Хангенбергской группы событий [Kaiser et al., 2016; Ernst et al., 2020; Pisarzowska et al., 2020; Racki, 2020].

В ходе обозначенных климатических и эвстатических колебаний практически исчезли рифовые системы и археоптерисовые леса, восстановившись только в средне/позднетурнейское время, вымерли строматопороидеи, некоторые отряды трилобитов и тетрапод, хитинозоа, плакодерма, выжила всего одна группа аммоноидей, снизилось разнообразие конодонтов, акул, остракод, брахиопод, кораллов, акритарх и фораминифер [Kaiser et al., 2016].

1.2 Среднеуральский сегмент Восточно-Уральской мегазоны. Основные черты геологического строения и истории формирования структурных элементов

Геологическое строение ВУМЗ изучено на территории её среднеуральского сегмента геолого-съемочными работами масштаба 1:1 000 000 [Государственная..., 2011], 1:200 000 [Государственная..., 2000, 2001а, б, 2017а, б, в] и 1:50 000, а также различными тематическими

² Имеется в виду разрез глубоководных отложений Рейногерцинского бассейна (северная и восточная части Рейнского массива, Германия), который нередко используется как стандартный разрез для пограничного интервала D/C.

исследованиями (например, (Информационный..., 2002; Отчет..., 1997)) и др. В связи с этим нами в данной работе использовано структурное районирование, принятое при геологосъемочных работах, но с поправками для структур, таких как мегазоны, зоны и прочие. Для них использована схема районирования В. Н. Смирнова с соавторами [2003]. На ней мегазона, традиционно выделяемая в качестве Восточно-Уральской (например, в [Стратиграфические..., 1993; Коровко и др., 1999; Пучков, 2000;] и др.), разбита (рисунки 2 и 3) на несколько зон и блоков кристаллических пород (сегментов земной коры), находящихся в современных координатах восточнее Тагильской мегазоны и ограниченных с востока Карталинским разломом. Согласно точке зрения указанных авторов, Салатимская зона является частью более крупной структуры (Главного Уральского глубинного разлома), а расположенные восточнее участки земной коры, за исключением Восточно-Уральской зоны³, следует объединять в Тагило-Мурзинский мегаблок [Смирнов и др., 2003]. В более поздней работе В. Н. Смирнов [2012] выделяет единые для всей территории основные этапы магматизма (см. рисунок 2).

ВУМЗ представляет собой Мурзинско-Адуйский, Сысертско-Ильменогорский и Салдинский метаморфические комплексы, перекрытые вулканогенными, терригенными и карбонатными отложениями. Ещё одна особенность данной мегазоны заключается в наличии здесь Главной гранитной оси Урала – совокупности массивов тоналит-гранодиоритовой формации и многочисленных гранитных интрузий.

Некоторые характеристики метаморфических комплексов ВУМЗ кратко приводятся нами ниже по [Петров, 2017 и ссылки там]. Однако сразу следует отметить, что происхождение и дальнейшая геологическая история указанных комплексов до сих пор остаются предметом дискуссий ввиду их сильной структурно-метаморфической переработки в палеозойское время [Петров, 2017], а также невозможности отрицать детритовую природу древних (докембрийских) цирконов, выделенных из параметаморфических пород.

В отношении Сысертско-Ильменогорского комплекса (на Среднем Урале обнажена его северная часть – Сысертский блок), известно, что он имеет трехчленное строение – это автохтон, перекрытый двумя аллохтонами. Применительно к автохтону (микроконтиненту) предполагается дорифейский (раннепротерозойский?), нижнему аллохтону – рифейско– вендский, верхнему аллохтону – вендский возраст. Породы претерпели несколько этапов метаморфизма, в том числе в раннекаменноугольное и позднепермское время.

Более сложным строением отличается Салдинский метаморфический комплекс, породы которого образовались по гетерогенному субстрату, включавшему кроме палеозойских ещё и ранневендские островодужные комплексы, для которых отмечается схожесть состава с

13

³ Выделена В. А. Коротеевым с соавторами [1979]. Для девонских отложений среднего сегмента ВУМЗ в понимании [Коровко и др., 1999], сопоставима с Алапаевско-Теченской зоной.



14

Режевская и Рефтинско-Каменская подзоны с запада ограничены зоной Главной гранитной оси Урала, с востока отделены Алапаевско-Челябинским сбросо-сдвигом от образований Алапаевско-Айбыкульская подзоны [Коровко и др., 1999].

Рисунок 2. Схема структурного районирования восточного склона Среднего Урала [Смирнов и др., 2003] и фрагмента Алапаевско-Теченской зоны (с использованием [Коровко и др., 1999, 2005; Государственная..., 2000])



15

Выделенный красным квадратом фрагмент см. на рисунке 6 в главе 2.

Рисунок 3. Геологическое строение (доюрские образования) фрагмента, выделенного (и вынесенного справа) на рисунке 1. Схема по фрагменту [Государственная..., 2011]

подобными образованиями фундамента Тагильской островной дуги. Достоверно известно только о позднедевонско-каменноугольном метаморфизме субстрата.

Блоки (Мурзинско-Адуйский и Гаевский), входящие в состав Мурзинско-Адуйского комплекса, представляют собой метаморфические террейны, возможно ранее являвшиеся частью микроконтинента (Восточно-Уральского), который в последствие претерпел рифтогенез в позднерифейское и ранне–среднеордовикское время⁴. Породы указанных блоков испытали позднедевонский и позднепермский метаморфизм.

Вендско-раннекембрийский возраст предполагается для плутонических пород офиолитовой ассоциаций и ультрамафит-мафитовых комплексов, развитых в Медведевско-Арамильской и Восточно-Уральской/Алапаевско-Теченской зонах [Петров и др., 2010; Смирнов, 2012]. Происхождение этих пород связано с эпизодами эволюции региона, предшествовавшими формированию герцинид Урала. Предполагается [Петров и др., 2010], что часть из офиолитовых комплексов была шарьирована на восточноуральские метаморфические террейны в позднем венде-раннем кембрии.

Более молодые магматические проявления (см. рисунок 2) в пределах ВУМЗ имеют различную природу и относятся к следующим этапам магматизма [Смирнов, 2012] задуговому (в основном позднеордовикское-раннесилурийское время), островодужному (позднеэмско-раннефранское время), окраинно-континентальному (фаменскораннекаменноугольное время), коллизионному (башкирско-позднепермское время) и трапповому (раннетриасовое время), и представлены вулканогенными и вулканогенноосадочными толщами, интрузиями в комплексах других пород. Следует отметить, что в последнее время в отдельных зонах после определения изотопных возрастов циркона временные рамки этапов вулканизма могут быть сдвинуты. В частности, при изучении гранитоидов петрокаменского (завершает островодужный этап) и западноверхисетского (начало окраинно-континентального этапа) комплексов Верхисетско-Туринской зоны В. Н. Смирновым с соавторами [2016] выдвинуто предположение о том, что один этап сменил другой не в фаменское время, а порядка 386-387 млн лет назад, что примерно соответствует границе эйфеля и живета по современным представлениям (см, например, [Becker et. al., 2020]).

Терригенные, карбонатные и терригенно-карбонатные толщи распространены в Медведевско-Арамильской и Алапаевско-Теченской зонах (см. рисунок 2) в силурийско– среднекаменноугольном возрастном диапазоне [Государственная..., 2011]. Несколько отлична

⁴ С поздним кембрием, ранним и средним ордовиком на Урале связано формирование осадочных и вулканогенных комплексов, образование грабеноподобных структур на западном склоне Южного Урала [Иванов, 1998; Язева, Бочкарев, 1998; Пучков, 2000, 2010]. Причиной всего этого послужил распад суперконтинента, в который входили Восточно-Европейский и Сибирский континенты, а также западная часть Гондваны.

от них верхнекаменноугольная карабольская свита, в разрезе которой присутствуют гипсы [Государственная...2000; Мизенс Г. и др., 2012].

Генезис перечисленных вулканогенных, терригенных и карбонатных ордовикско– триасовых образований напрямую связан с раскрытием и существованием Уральского палеоокеана, заложением и развитием Тагильской и Магнитогорской островодужных систем, коллизией островная дуга–континент, закрытием Уральского палеоокеана (жесткой коллизией) и последующей орогенией, а также раскрытием на смежной территории будущего Западно-Сибирского осадочного мегабассейна. Краткая история (основные события) этого палеоокеана с акцентом на те отложения, что сейчас обнажаются в среднеуральском сегменте приведена нами с использованием обзорных работ⁵ [Иванов, 1998; Язева, Бочкарев, 1998; Пучков, 2000, 2010; Государственная..., 2011].

С конца раннего по начало позднего ордовика (верхняя граница приведена по [Смирнов и др., 2006]) эпиконтинентальный рифтогенез суперконтинента переходит в океанический спрединг с образованием пассивной континентальной окраины Балтики, микроконтинентов и ранних офиолитов.

В конце ордовикской и начале силурийской эпохи западнее Восточно-Уральского микроконтинента [Пучков, 2000] происходит заложение зоны субдукции, имеющей восточное падение, и формирование энсиматической Тагильской островной дуги. Последняя прошла полный цикл развития островодужной системы и существовала до пражского времени. В среднем сегменте ВУМЗ образования этого возрастного интервала представлены позднеордовикско-раннесилурийскими вулканогенными ассоциациями, В том числе офиолитовыми комплексами. Например, в Алапаевско-Теченской зоне это белоярский риолитбазальтовый (позднеордовикско-раннесилурийский) и рефтинский габбро-диорит-тоналитовый (лландоверийско-венлокский), межевской базальт-андезит-дацит-риолитовый (венлокский) и аверинский диорит-трондьемитовый (пржидольского возраста) комплексы [Смирнов, Коровко, 2007; Лобова и др., 2012; Смирнов, 2012; Лобова, 2013]. При этом предполагается, что интрузивные образования рефтинского и аверинского комплексов являлись комагматитами белоярской и межевской толщ [Смирнов и др., 2003], а при анализе магматизма этого этапа показано [Лобова, 2013 и ссылки в этой работе], что формирование перечисленных вулканоплутонических ассоциаций происходило в надсубдукционной зоне задугового бассейна

⁵ Естественно, что указанные работы не являются единственными по различным, зачастую достаточно спорным, аспектам геологической истории Палеоуральского океана. Например, в статье Н. Б. Кузнецова с соавторами [Kuznetsov et al., 2010] выдвинуты и аргументированы предположения о том, что Уральский палеоокеан развивался с докембрия, а кембрий–ордовикские рифтогенные процессы лишь осложнили строение зоны перехода от Восточно-Европейского континента к Палеоуральскому океану. Также в указанной статье произведены другие, несколько отличающиеся от таковых в [Иванов, 1998; Язева, Бочкарев, 1998; Пучков, 2000, 2010; Государственная..., 2011], палеотектонические реконструкции для эдиакария, кембрия, позднего силура и ранней/средней перми.

Тагильской островодужной системы в ходе спрединга. Исключение составляют только породы межевской толщи, которые являются "результатом вулканических извержений центрального типа в мелководных условиях при значительной роли эксплозий" [Смирнов, Коровко, 2007] и принадлежат островодужному типу [Государственная..., 2000; Государственная..., 2011].

С пражско—эмским временем связано заложение новой зоны субдукции западнее предыдущей путем перескока и, соответственно, полное (или частичное?) затухание силурийско—девонских островодужных построек и начало формирования восточнее них юной Магнитогорской островной дуги. Не исключено, что заложение новой дуги происходило и на цоколе потухшей силурийско—раннедевонской островодужной системы или, иными словами, Тагильская дуга была включена в виде террейна в Магнитогорскую. Следует отметить, что для южной части последней реконструируются абиссальная преддуговая зона, вулканическая дуга и её склоны, а также задуговая спрединговая впадина [Пучков, 2000, 2010].

В фаменское время Магнитогорская дуга становится зрелой, а в раннекаменноугольное – отмирает и разрушается. Последнее явление связано с двухэтапной аккрецией Магнитогорского террейна к окраине Восточно-Европейского континента: в конце франского-фаменское время – в области будущего Южного и, частично, Среднего Урала, в конце турнейского-визейское время – Приполярного и Полярного Урала [Пучков, 2010 и ссылки там].

Применительно к первому этапу предполагается [Пучков, 2010], что в позднедевонское время в южноуральскую часть зоны субдукции попал утоненный край континентальной окраины (ранний фран), и примерно в тоже время начинается наращивание аккреционного комплекса и поднятие его над уровнем моря (в южноуральской части – формирование кордильеры Уралтау, с раннего франа примерно до границы D/C), а затем и заклинивание зоны субдукции, а также слом слэба (турне). В районе Среднего и Северного Урала начало аккреции отмечено закрытием бассейна, существовавшего между Тагильским террейном и окраиной Восточно-Европейского континента, а также причленением к ней других восточноуральских террейнов и датируется рубежом франского и фаменского века (367–372 млн лет⁶ [Петров и др., 2008]). В ходе аккреции в фамене-раннем карбоне произошел перескок зоны субдукции, образовалась активная континентальная окраина андийского или калифорнийского типа. Выход новой зоны субдукции, именуемой Валерьяновской, находился значительно восточнее существовавшей ранее, восточнее Зауральской мегазоны, и она имела западное падение под представляет континент. Следует отметить, Зауральская собой что мегазона докаменноугольные комплексы различного геодинамического характера, в том числе

⁶ Напомним, что согласно современным представлениям [Becker et al., 2020] граница F/F имеет возраст порядка 371.1±1.1 млн лет. Также следует подчеркнуть, что изотопные датировки аккреционных метаморфических событий, зафиксированных на Среднем и Северном Урале [Петров и др., 2008], имеют достаточно значительный диапазон аналитической погрешности, в который, что немаловажно для настоящего исследования, попадает верхний фран (об этом ниже, в разделе 5.4).

офиолитовые и островодужные, на которые наложены раннекаменноугольные Валерьяновские надсубдукционные комплексы и, вероятно, имеет аккреционную природу (то есть является аккреционной призмой).

До причленения к Восточно-Европейскому континенту, в позднеордовикско–девонское время на шельфе Восточно-Уральского микроконтинента накапливались мелководные и более глубоководные толщи осадочного чехла, в том числе известняковые. Тогда как в отношении палеозойских вулканогенных и осадочных ассоциаций, обнаруживаемых в зоне Восточно-Уральского поднятия, считается, что в большинстве своем они имеют аллохтонное залегание, возможно, образуют тектонические аллохтоны. Например, на чехол микроконтинента, по всей видимости с запада, шарьированы гипербазитовые массивы, меланжи и островодужные вулканиты Алапаевско-Теченской зоны, а расположенные западнее Мурзинско-Адуйского террейна океанические и субдукционные образования сильно надвинуты на него (на восток).

Описание общей палеогеографической и палеотектонической ситуации в позднем девоне, а также стратиграфии и геодинамической позиции позднедевонских (и отчасти среднедевонских) толщ среднего сегмента ВУМЗ приводится нами в разделах 1.1 и 1.4 соответственно. Согласно перечисленным ранее общим представлениям с уточнениями по [Мизенс Г. и др., 2012; Петров, 2010, 2013] для раннекаменноугольных (турнейскоранневизейских) образований, распространенных только в Медведведевско-Арамильской и Алапаевско-Теченской/Сосьвинско-Теченской Урала зонах Среднего предполагается накопление в пределах меридионально расположенной зоны (грабена) аккреционной окраины Восточно-Европейского континента. От восточной краевой части грабена на запад (в современных координатах) происходит смена аллювиальных фаций (полдневская серия) дельтовыми и морскими (смолинская свита), в том числе относительно глубоководными (жуковская свита). С аллювиальными мелководно-морскими и дельтовыми отложениями связаны пространственно вулканиты бекленищевской свиты. Последние обладают характеристиками свойственными для надсубдукционных образований вулканических дуг и срединно-океанических хребтов [Волчек и др., 2016], однако их геодинамическая позиция в виду этих особенностей, а также в связи с отсутствием крупных вулканических построек и приуроченности к грабенам предполагается иной, отличной от вулканитов Валерьяновского пояса (фронтальная зона активной континентальной окраины). Предполагается [Петров, 2010 и ссыки в этой работе], что бекленищевская свита сложена продуктами трещинных излияний тыловодужной области активной континентальной окраины.

Существование Уральского палеоокеана завершается в раннебашкирское время вместе с функционированием Валерьяновской зоны субдукции и с замыканием морского бассейна, существовавшего в Зауральской зоне. Данное событие непосредственно связано с коллизией

19

Восточно-Европейского и Казахстанского континентов. С этим этапом (жёсткой коллизией, продолжавшейся до поздней перми) и последующим орогенезом связано образование гранитов вдоль Главной гранитной оси восточного Урала, формирование краевого пояса форланда и Предуральского краевого прогиба на западном склоне Урала.

Доюрские образования на исследуемой территории нередко перекрыты терригенными толщами различного генезиса (континентального, прибрежно-морского, морского), возраст которых варьирует от раннемелового до четвертичного [Пучков, 2000, 2010].

1.3. История изучения верхнедевонских отложений на востоке Среднего Урала. Краткий обзор

Позднедевонский возраст отложений на указанной территории установлен еще А. П. Карпинским в 1880 г. Им, в частности, обнаружены пелециподы этого возраста в песчаниках в районе с. Щербаково, а в районе д. Брод к верхнему девону отнесена толща вулканитов, которую перекрывают конгломераты [Карпинский, 1949]. Последующее изучение пород, обнаженных на восточном склоне Среднего Урала, можно разделить на несколько этапов.

Первый этап, 20-е–70-е гг. XX века. Опорные разрезы франа и фамена изучены И. И. Горским [1931], А. В. Пейве [1947], А. А. Прониным [1947, 1950] и Г. А. Смирновым с соавторами [1961, 1974]. В пределах района выделено несколько разобщенных полос распространения девонских пород, созданы палеогеографические карты (ныне устаревшие).

Наиболее изученные на этом этапе разрезы верхнего девона:

1. "Покровское", на р. Бобровке вблизи г. Артемовск.

2. "Кодинский" в окрестностях с. Кодинского в районе г. Каменск-Уральский.

3. Терригенные и карбонатные разрезы в Режевском (в том числе разрез "Першино") и Сухоложском районах, в окрестностях пос. Верхняя Синячиха.

4. Вулканогенные образования в окрестностях д. Усть-Караболка.

Следует отметить, что на этом этапе в рамках изучения франских терригенных образований Урала Л. В. Анфимовым и Е. В. Силантьевым [1975] впервые были изучены конгломераты, песчаники и глинистые породы кодинской и устькодинской свит.

Второй этап. Изучение и картирование верхнедевонских отложений на восточном склоне Среднего и Северного Урала в 80–90-х гг. ХХ века Палеонтолого-стратиграфической партией ОАО "УГСЭ", сотрудниками Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР (Б. И. Чувашовым и др.) и Института геологии и геофизики СО АН СССР (О. В. Юферевым и др.). На этом этапе исследований выделены региональные подразделения для восточного склона Урала, по конодонтам уточнена граница между отложениями среднего и верхнего девона, произведена корреляция со Стандартной стратиграфической шкалой (см. [Проблемы..., 1999], в частности

[Брейвель, Брейвель, 1999; Коровко и др., 1999; Наседкина, Зенкова, 1999; Наседкина, Бороздина, 1999]).

Третий, современный этап изучения, начало XXI века. Этап охарактеризован как обобщением предыдущих данных, продолжением работ ОАО "УГСЭ" [Государственная..., 2000; 2001a, б; 2011; 2017a, б, в и др.], так и более детальными стратиграфическими, литологическими, геохимическими и петрологическими исследованиями, которые, в зависимости от тематики условно можно разделить на несколько направлений.

Первое из них вплотную связано с изучением основных этапов магматизма восточного склона Среднего Урала, его итогом стала публикация В. Н. Смирнова [2012]. К этому же направлению можно отнести работы В. Н. Смирнова и А. В. Коровко с соавторами, в которых охарактеризованы вулканогенные и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования базальт-дацитовой (рудянской), маминской, клевакинской (в том числе Клевакинского марганцевого месторождения) и мосинской толщ, кремневые породы глинисто-кремнистой толщи – описаны основные разрезы, изучена петрохимия представительных образцов, произведена генетическая интерпретация отложений в общих чертах, определена их геодинамическая позиция [Смирнов и др., 2003; Коровко и др., 2005, 2007; Коровко, 2006; Смирнов, Коровко, 2007; и др.].

Второе направление включает в себя комплексное изучение известняков – условий седиментации, органических остатков и стратиграфии, изотопии и особенностей вещественного состава. Оно представлено работами сотрудников ИГГ УрО РАН Б. И. Чувашова, А. Л. Анфимова, Г. А. Мизенса, Т. И. Степановой, Н. А. Кучевой, А. Г. Мизенс, С. А. Дуба (Сапурина), О. Э. Погромской, А. З. Бикбаева и др. [Погромская, 2002; Анфимов, 2005, 2015; Мизенс, Клещенок, 2005; Анфимов, Чувашов, 2008, 2011; Бикбаев и др., 2011; Чувашов, 2011; Мизенс А., 2012а, б; Мизенс Г. и др., 2012, 2014, 2015, 2016; Дуб, Мизенс Г., 2018], связанными с изучением образований, объединяемых [Дуб, Мизенс, 2018] в Режевскую изолированную карбонатную платформу, и публикации Б. И. Чувашова, А. Л. Анфимова, А. Г. Мизенс, Л. И. Мизенс, О. Э. Погромской, в которых освещены особенности так называемой Кодинской органогенной постройки [Погромская, 2002; Анфимов, 2004, 2005, 2006, 2011; Анфимов, Чувашов, 2005; Чувашов, Анфимов, 2008; Мизенс А., 2011, 2012 а, б; Чувашов, 2011].

Режевская изолированная карбонатная платформа сейчас изучена достаточно полно – описаны представительные разрезы, реконструированы фации внутренней области платформы и обрамления, тип платформы (мозаичный) и геодинамическая позиция. В разрезах платформы обнаружены следы глобальных событий: на границах франа/фамена и девона/карбона (F/F и D/C). Для Кодинской органогенной постройки выделен ряд пачек, микрофации, выявлен их генезис, диагностированы различные таксоны ископаемых организмов и их сообщества.

Характерная черта третьего направления – изучение преимущественно терригенных толщ рассматриваемой территории с позиций стратиграфии, фациально-генетического анализа, минерального и химического состава. К нему (направлению) относятся работы Б. И. Чувашова, А. Л. Анфимова, А. Г. Мизенс (ИГГ УрО РАН), Е. В. Чибриковой и В. А. Олли (ИГ УНЦ РАН) [Анфимов, Чувашов, 2005; Чувашов, Анфимов, 2008; Чибрикова, Олли, 2009; Мизенс А., 2012а, б; Мизенс, Мизенс, 2018, 2019]. Основное внимание в них сосредоточено на нижней части кодинской свиты, обнажающейся по обоим берегам р. Исеть в окрестностях д. Кодинка. Для неё, как и для Кодинской органогенной постройки выделены пачки, диагностированы различные таксоны ископаемых организмов и их сообщества, определен возраст, в общих чертах выполнены фациальные реконструкции. Наряду с этими исследованиями в кодинской и устькодинской толщах силами Е. Н. Волчек и В. С. Червяковского [2010] (ИГГ УрО РАН) изучены различные интрузивные образования. К третьему направлению также относятся труды автора с коллективом лаборатории литологии ИГГ УрО РАН (см. Приложение А).

1.4 Стратиграфия и условия накопления живет-фаменских отложений на территории среднеуральского сегмента

Вулканогенные и генетически связанные с ними толщи. Позднеэйфельско-раннефранский островодужный этап вулканизма

Продукты позднеэйфельско–раннефранского этапа вулканизма слагают рудянскую толщу, маминский вулканогенный комплекс (маминская и клевакинская толщи), башкарскую свиту (см. общие палеогеодинамические реконструкции с поправками по работам, описанным в данном разделе, на рисунке 4, стратиграфическую схему на рисунке 5).

Базальт-дацитовая (D2bd) или рудянская (D2rd) [Смирнов, 2012] толща развита на всей территории Алапаевско-Теченской зоны. Нижний согласный контакт толщи предполагается с нижне-среднедевонскими образованиями глинского комплекса афировых базальтов – кремнисто-вулканогенной толщей [Государственная... 2000; Смирнов, Коровко, 2007]. В составе рудянской толщи преобладают магматические породы среднего состава андезиты, андезибазальты, их субщелочные разности. Менее распространены породы основного (базальты) и кислого (дациты и риодациты, риолиты) состава. В разрезе достаточно часто встречаются эксплозивно-осадочные (туфы, туффиты и тефроиды) и пирокластоосадочные (до туфоконгломератов) породы разного состава с прослоями конгломератов, песчаных, алевритовых, глинистых, кремневых⁷ пород, известняков [Смирнов, Коровко, 2007].

⁷ Автор употребляет это прилагательное, принимая во внимание примечание В. Т. Фролова [1992, с. 275] в отношении силицитов. Суффикс "-ист" обозначает примесь какого-либо вещества, а не его преобладание. Тем не менее, название глинисто-кремнистой толщи сохранено нами в исходном виде.



За основу взята реконструкция В. Н. Пучкова [2000, с. 88, рис. 18] для среднего девона-перми Южного Урала и использованы сведения, приведенные в [Государственная... 2000, 2011; Коровко и др., 2005, 2007; Петров и др., 2008; Пучков, 2000; 2010; Смирнов, Коровко, 2007].

D₂gv₃–D₃f₁: затухание зрелых островодужных построек (маминский комплекс), их разрушение и накопление раннефранской клевакинской толщи в междуговом бассейне. D₃f₃–C₁t: аккреция восточноуральских террейнов (D₃f₃–D₃fm), в том числе Тагильского террейна, захваченного Магнитогорской островной дугой ещё в раннем девоне, к среднеуральской части восточной окраины Восточно-Европейского континента. Последующая миграция (C₁) зоны субдукции и изменение её направления, надсубдукционный и тыловодужный вулканизм. Формирование в окраинных, междуговых и, затем, остаточных бассейнах седиментации позднефранско–фаменских и раннекаменноугольных вулканогенно-осадочных и осадочных толщ. Бассейн, существовавший в окрестностях Режевской изолированной карбонатной платформы не отображен по причине значительной удалённости от

террейнов и активных вулканических построек. Подробнее см. ниже в настоящем разделе.

Также для сравнения см. модель аккреционных и коллизионных процессов [Волчек, Нечеухин, 2014], в которой за основу взята палеогеодинамическая модель Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии

[Палеогеодинамические..., 2009] и предполагается наличие еще нескольких зон субдукции, а также автохтонность разрезов рудянских (и маминских?) вулканических построек для палеобассейна, находившегося в позднедевонское время восточнее Мурзинско-Адуйского террейна.

Рисунок 4. Схема реконструкции геодинамических обстановок для восточного склона Среднего Урала в позднеживетско-турнейское время

Эксплозивно-осадочные породы в сочетании с магматическими слагают прерывистую полосу шириной до 10 км, которая протягивается в меридиональном направлении вдоль восточной части ВУМЗ от с. Синячиха на севере до широты с. Знаменского на юге и далее продолжается в юго-западном направлении до сс. Каменноозерское, Лебяжье и Головырино.



Хвощ. – хвощевский. Т– трансгрессия, Р – регрессия уровня моря. Составлено с использованием
[Стратиграфические..., 1993; Коровко и др., 1999; Коровко и др., 2005; Государственная..., 2001а, 2011; Мизенс А., 2012а; Смирнов, 2012; Becker et al., 2016а; Becker et. al., 2020], (Информационный..., 2002)
Рисунок 5. Стратиграфическая схема и фациальная приуроченность живет–фаменских

отложений ВУМЗ, а также глобальные биотические кризисы, эвстатические колебания и локальные этапы вулканической активности во время их формирования

Пирокласто-осадочные образования с горизонтами осадочных пород развиты преимущественно в северо-западной части исследуемой зоны и в качестве изолированного тектонического блока (25 × 10 км) на юге зоны в районе с. Огневского.

Как правило, породы рудянской толщи перекрыты небольшими по размеру (от 1–2 до 10 и более м по мощности), реже более крупными (до 400 м) субвулканическими (комагматичными и синхронными) дайками порфировых андезибазальтов, андезитов и дацитов (распространены наиболее широко), риодацитов и риолитов (отдельные участки), долеритов, порфировых и афировых базальтов, реже андезитов (широта рр. Исеть и Багаряк, разрезы с отчетливым преобладанием основных вулканитов) [Смирнов, Коровко, 2007].

Мощность толщи составляет от 600–700 до 1500–1700 м, возраст пород (определен по взаимоотношению с подстилающими и перекрывающими толщами), вероятно, является позднеэйфельским–раннеживетским. Контакт с залегающей выше маминской толщей постепенный (Отчет..., 1997), редко несогласный [Коровко и др., 2005].

Условия накопления. Для рудянской толщи В. Н. Смирновым и А. В. Коровко [2007, с. 407] предполагается образование "в результате деятельности вулканов центрального типа в морских условиях на небольших глубинах или в пределах вулканических островов, то есть в обстановке, близкой к современным островным дугам". На эту мысль указанных авторов наталкивает "широкое развитие пирокластических пород, наличие прижерловых, жерловых и экструзивных образований в ассоциации с известняками и терригенными отложениями". В [Государственная..., 2000] геодинамическая обстановка формирования рудянской толщи определяется как раннеостроводужная. Нижнеэмско–эйфельские⁸ породы глинского комплекса (афировые базальты), на которых залегает рудянская толща, накапливались в задуговом бассейне в ходе спрединга [Пучков и др., 1990; Смирнов, Коровко, 2007; Смирнов, 2012]. В качестве нижней части (основания? – *О. Ю.*) для рудянских островодужных построек предполагаются эмско–эйфельские породы [Смирнов, Коровко, 2007] восточнобобровской толщи, накопление которых происходило в мелководно-морских и наземных условиях ОД.

⁸ Позднее [Государственная..., 2011] породы глиниского и восточнобобровского комплексов совместно с кривчанской и собственно терригенно-вулканогенной толщей отнесены к пражско–эйфельской терригенновулканогенной толще восточного склона Среднего Урала.

Маминская толща (D₂₋₃mm, до 2700 м) развита во всех подзонах Алапевско-Теченской зоны, слагает различные по размерам тектонические пластины и блоки [Государственная..., 2000; Коровко и др., 2005]. Её опорные разрезы расположены к северу от р. Исеть в районе д. Давыдова и по р. Габиевка в районе с. Маминское (южная часть рассматриваемой территории) [Государственная..., 2000]. Толщу слагают лавы, лавовые брекчии и туфы крупнопорфировых базальтов и андезибазальтов с пачками туффитов, туфопесчаников, глинистых, кремневых, углеродисто-кремневых пород, известняков [Смирнов, Коровко, 2007].

На территории развития маминской толщи картируются вулканические постройки (Отчет..., 1997), [Смирнов, Коровко, 2007], кальдеры которых сложены крупнообломочными туфами, лавами и лавовыми брекчиями, периферические зоны – преимущественно мелкообломочными туфами и вулканогенно-осадочными породами [Смирнов, Коровко, 2007]. Субвулканические образования (дайки порфировых базальтов и габбро-диабазов) обычно приурочены к предполагаемым вулканическим центрам.

По многочисленным находкам в районе скалы Бороуха в обломках известняков фораминифер, строматопорат и табулят (определения Л. Г. Петровой, Л. И. Лобурцевой, О. В. Богоявленской), а в глинисто-кремневых породах – конодонтов (определения В. Н. Пучкова, К. С. Иванова, Г. Н. Бороздиной и В. А. Наседкиной) толща датируется поздним живетом и ранним франом [Коровко и др., 2005]. Контакт с вышезалегающими толщами постепенный.

Клевакинская толща (D₃kl) распространена в Рефтинско-Каменской подзоне Алапаевско-Теченской зоны, северо-восточнее с. Клевакинское, в районе с. Троицкое и югозападнее с. Тимино. В её строении преобладают кремневые и углеродисто-кремневые породы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты, окремненные известняки, переслаивающиеся с пирокласто-осадочными разностями, а также туффитами и андезибазальтовыми туфами [Коровко и др., 2005]. По находкам конодонтов (определения Г. Н. Бороздиной, В. М. Богоявленской, К. С. Иванова) толща датируется раннефранским возрастом [Государственная..., 2000]. Мощность её до 600 м.

Породы **башкарской свиты** выходят на дневную поверхность в Медведевско-Арамильской зоне и выполняют синформу в междуречье рек Нейва и Аять вместе с интрузивными породами петрокаменского комплекса. Впервые свита выделена В. В. Ведерниковым в 1985 году (Отчет..., 1997). Возрастным аналогом живетских образований Алапаевско-Теченской зоны является нижняя подсвита (D₂*bš*₁, 1200 м), разрезы которой сложены базальтами и андезибазальтами, их туфами, туфоалевролитами, туфопесчаниками и туфоконгломератами, кремневыми породами, редко линзами известняков [Государственная..., 20016]. Верхнедевонскими, вероятно верхнефранскими [Смирнов, 2012] являются образования (400 м) верхней подсвиты (D₃*bš*₂), представленные андезитами, дацитами и их туфами, с прослоями туфоалевролитов, туфопесчаников и кремневых пород. Контакт свиты с подстилающей нижнедевонскими (кунгурковская свита) и перекрывающими нижнекаменноугольными (арамильская свита) отложениями тектонический [Государственная..., 2001б].

Условия накопления. Предполагается [Коровко и др., 2005; Смирнов, Коровко, 2007], что формирование маминского вулканогенного комплекса происходило на стадии зрелой островной дуги. Подобная геодинамическая обстановка, вероятно, существовала и для обнажающейся западнее (в современных координатах) живет–раннефранской башкарской толщи [Государственная..., 2011]. Для маминского комплекса отмечено разнообразие фациальных обстановок, как мелководных, так и более глубоководных, в том числе выделены олистостромовые образования [Коровко и др., 2005]. Для субаэральных фаций предполагается их уничтожение эрозией. Преобладание вулканогенно-осадочных пород над вулканогенными в разрезах клевакинской толщи интерпретируется [Смирнов, Коровко, 2007] как затухание процессов вулканизма.

Позднефранский авулканогенный период

С ним связано накопление глинисто-кремнистой толщи с прослоями терригенных и карбонатных пород, залегающей в районе скалы Бороуха (в Режевской подзоне) согласно на породах маминской толщи. Иногда [Коровко и др., 2005; Смирнов, Коровко, 2007] она упоминается в качестве кодинской свиты. Возраст её точно не установлен, мощность составляет порядка 600 м. Предполагается, что она сформировалась за счёт размыва потухших силурийской (?) и ранне–среднедевонских вулканических построек в относительно глубоководных условиях [Государственная..., 2000; Смирнов, Коровко, 2007].

Фаменско-раннекаменноугольный окраинно-континентальный этап вулканизма

Среди фаменских отложений представлен образованиями кондихинской и восточносафьяновской толщ, мосинской свиты (см. рисунок 5).

Породы кондихинской толщи (D₃kn) достаточно широко распространены в пределах Режевской подзоны Алапаевско-Теченской зоны. Её наиболее представительный разрез изучен в пределах Сафьяновского колчеданного месторождения А. В. Коровко с соавторами [1999, 2007]. В нём толща разделена на две подтолщи. Она пронизана немногочисленными дайками (мощностью до первых метров) габбродолеритов, долеритов, порфировых базальтов, андезитов, дацитов, риодацитов и риолитов [Коровко и др., 2007]. Контакт с нижележащими образованиями повсеместно тектонический [Коровко и др., 2007]. В строении нижней подтолщи (D₃kn₁, мощностью 380 м) участвуют глинисто-кремневые породы с единичными пачками спилитоидов и вариолитов (60 м), лавы базальтоидов и андезитов порфировых с пластами известняков с фораминиферами шамейского и чепчуговского горизонтов, горизонтами кремнисто-глинистых пород, алевролитов и аргиллитов с радиоляриями фамена [Смирнов, Коровко, 2007]. Разрез венчают полимиктовые гравелиты, песчаники, конгломераты и седиментогенные брекчии с обломками известняков (до 160 м).

Верхняя подтолща (D₃kn₂, 340 м) представлена на ограниченной площади переслаиванием туфов, туффитов, вулканогенно-осадочных пород с подчиненными пачками эффузивных образований основного и среднего состава, по латерали замещенным глинистокремневыми породами. В обломках известняков из туффитов и туфогравелитов Л. Г. Петровой, Т. И. Степановой, Д. И. Ширшовой определены комплексы фораминифер и водорослей живета–франа и франа (?) [Коровко и др., 1999]. В кремневых породах определены радиолярии фамена [Смирнов, Коровко, 2007].

Вниз по падению Кондихинской пластины в разрезе толщи увеличивается объем углеродисто-глинисто-кремневых разностей. По простиранию на север среди глинистокремневых пород с обилием радиолярий фамена распространены пласты (мощностью до первых метров) углеродисто-глинисто-кремневых пород и углеродистых алевритовых и глинистых пород. Далее, в среднем течении р. Сычевка разрез (до 550 м) сложен зеленоватосерыми кремнисто-глинистыми породами с единичными пачками афировых базальтоидов и локальными (до 300 м) участками развития (в средней части разреза) полимиктовых конгломератов и седиментогенных брекчий с обломками известняков. Здесь в верхней части разреза обнажены криноидно-водорослевые известняки (до 200 м) [Коровко и др., 2007].

На восточной окраине с. Ощепково одноименным логом вскрыта пачка (мощностью около 200 м) тонко переслаивающихся серых, зеленовато-серых, пепельно-серых глинисто-кремневых пород с единичными пачками (мощностью до первых десятков сантиметров) темносерых, черных, вишневых, голубоватых. В районе Покровского никелевого рудника разрез кондихинской толщи (мощностью около 350 м) в основном представлен углеродистокремнисто-глинистыми, карбонатно-глинистыми, глинисто-кремневыми породами, алевролитами и аргиллитами с подчиненными по объему пачками афировых базальтоидов (мощностью до первых десятков м) и известняков. Мощность известняковых пачек западнее поселка достигает первых сотен метров. В них определены комплексы фораминифер губинского, шамейского и чепчуговского горизонтов [Коровко и др., 1999].

Восточносафьяновская толща (D₃vs) распространена локально в пределах Режевской подзоны, постепенно (через частое переслаивание) или достаточно резко несогласно перекрывает породы кондихинской толщи [Коровко и др., 2007]. Основной разрез толщи (более

28

400 м) вскрыт профилем скважин к востоку от Сафьяновского колчеданного месторождения и сложен гематитизироваными порфировыми андезибазальтами, андезитами и базальтами, их туфами, туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами, глинисто-кремневыми породами [Коровко и др., 2007; Смирнов, Коровко, 2007].

В направлении на север от упомянутого разреза в составе толщи начинают преобладать разнообломочные гематитизированные туфы порфировых андезибазальтов, а в одном километре к северу, ниже Сафьяновского пакета пластин, вскрыт фрагмент верхней части разреза толщи (50 м). Известняки этой части разреза содержат фораминиферы фамена, возраст которых определен М. В. Постоялко и Т. И. Степановой [Коровко и др., 1999]. В направлении на юг преимущественно эффузивные образования толщи прослежены на протяжении 1.8 км. Вниз по падению Восточно-Сафьяновского пакета эксплозивные образования толщи прослежены скважинами на протяжении 2 км до глубины в 1100 м [Коровко и др., 2007]. В разрезах толщи встречаются единичные дайки комагматичных порфировых андезибазальтов, андезитов и габбродолеритов. С перекрывающими каменноугольными отложениями бекленищевской свиты контакт несогласный (в районе оз. Молтаево [Коровко и др., 2007]).

Мосинская толща (D₃ms). Осадочные образования толщи имеют ограниченное развитие в Рефтинско-Каменской подзоне Алапаевско-Теченской зоны. Толща обнажается северозападнее с. Клевакинское и к северо-востоку от с. Кочневское, с размывом перекрывая нижележащие породы среднего и верхнего девона. Контакт толщи с перекрывающей турнейской бекленищевской свитой несогласный [Государственная..., 2000].

Опорный разрез (350 м) в районе Клевакинского месторождения марганца сложен переслаивающимися вишнево-серыми и серовато-зелеными алевролитами, песчаниками, туфопесчаниками, глинистыми, кремнисто-глинистыми, кремневыми породами с горизонтами гравийных полимиктовых конгломератов, песчаников, известняков, красно-бурых радиоляритов. Возраст толщи по определениям фораминифер и конодонтов (выполнены Г. Н. Бороздиной, В. М. Богоявленской) – позднедевонский в объеме верхней части губинского, шамейского и чепчуговского горизонтов фаменского яруса [Государственная..., 2000].

Условия накопления. Геодинамическая позиция фаменских вулканогенных толщ не является однозначной, несмотря на отнесение обеих к окраинно-континентальному этапу магматизма [Смирнов, Коровко, 2007; Смирнов, 2012], так как "вулканиты обеих толщ несут черты гибридизации" [Коровко и др., 2007]. Аргументами в пользу отнесения к указанной геодинамической обстановке является наличие в вулканогенного-обломочных и обломочных отложениях продуктов разрушения метаморфических пород, в том числе кристаллических сланцев эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (значительное количество в породах кондихинской свиты [Смирнов, Коровко, 2007]) и серпентинитов [Коровко и др., 2007], а также

29

известково-щелочной тип вулканизма. Развитие вулканической деятельности фаменскораннекаменноугольного этапа предполагается на небольшом удалении к востоку от вулканических построек предыдущего этапа магматизма [Смирнов, Коровко, 2007].

кондихинской свиты, находящиеся в тесном Вулканогенно-осадочные породы парагенезе с вулканогенными (в том числе подушечными лавами, гиалокластитами, водоотложенными туфами) и кремневыми разностями, скорее всего формировались в относительно глубоководных обстановках (1-2 км по представлениям А.В. Коровко с соавторами [2007]). Например, в разрезе верхней подтолщи в Бороухинском блоке Режевской подзоны, А. В. Коровко с соавторами [2007] в качестве одной из характерных черт отмечены хорошо выраженная градационная сортировка материала в совокупности с ритмичностью, наличием оползневых складок, размывом одних ритмов другими. По всей видимости, указанные породы накапливались в медиальных и проксимальных частях глубоководных конусов выноса, тогда как в более дистальных частях (севернее и южнее Сафьяновского медколчеданного месторождения) преобладают кремневые и глинистые породы. Исключение составляют только мелководные известняки (первые сотни метров), обнажающиеся в верхней части разреза по р. Сычевка и западнее Покровского никелевого рудника. Для интенсивно гематитизированных образований, объединяемых в восточносафьяновскую толщу, и с размывом либо постепенно перекрывающих кондихинскую толщу, выделены лавовая и эксплозивная фация прижерловой части вулкана центрального типа, а ожелезнение связывается с субаэральными условиями образования [Коровко и др., 2007; Смирнов, Коровко, 2007]. Обстановка накопления мосинской толщи определена как междуговой бассейн умеренной глубины [Государственная..., 2000].

Собственно терригенные толщи

Рассмотренные в диссертации кодинская и устькодинская свиты названы нами собственно терригенными ввиду того, что в их составе в отличие других обломочных толщ и свит не развиты пирокласто-осадочные и эксплозивно-осадочные образования или компоненты, указывающие на их непосредственную связь с вулканической активностью (также см. главу 5).

Кодинская свита (D₃kd). Породы свиты слагают бо́льшую часть Кодинского блока в Рефтинско-Каменской подзоне Алапаевско-Теченской зоны. Впервые свита выделена Г. А. Смирновым с соавторами [1974] в качестве аналога зилаирской свиты (совместно с фаменской устькодинской свитой), обнажающейся на восточном склоне Южного Урала. Наиболее представительный разрез (мощностью порядка 950 м) обнажается на правом и левом берегах р. Исеть в окрестностях г. Каменск-Уральский, на всем протяжении от окраины д. Кодинка до с. Щербаково и, частично, выше него. Отдельные выходы наблюдаются на берегах водохранилища в пгт. Синячиха, в карьерах неподалеку от с. Черемхово на левом берегу р. Каменки, выступы и гривки – в разрезе по Кодинскому логу (ранее разрез был обнажен значительно лучше и являлся частью стратотипа [Наседкина, Зенкова, 1999]). Свита сложена песчаниками и аргиллитами, подчиненную роль играют псефитолитовые разности, алевролиты и карбонатные породы. По находкам комплекса брахиопод кодинская свита относится [Наседкина, Зенкова, 1999; Чувашов, Анфимов, 2008; Мизенс А., 2012а] к верхнему франу. Свита залегает на бугристой поверхности известняков, для которых контакт с подстилающими породами неизвестен [Наседкина, Зенкова, 1999; Чувашов, Анфимов, 2008; Мизенс А., 2008]. Контакт с перекрывающими отложениями тектонический либо не обнажен [Наседкина, Зенкова, 1999].

В разрезе свиты (см. описание толщи VI в разделе 3.2) автором совместно с палеозойским полевым отрядом лаборатории литологии ИГГ УрО РАН была обнаружена, а в последствии совместно с сотрудниками лаборатории палеовулканизма и региональной геодинамики ИГГ УрО РАН изучена [Мельничук, Волчек, 2018] дайка нижнекаменноугольных лампрофиров. Описаны, но пока не изучены дайки в карьерах вблизи с. Черемхово.

Устькодинская свита (D₃uk) распространена в Рефтинско-Каменской и Алапаевско-Айбыкульской подзонах [Наседкина, Зенкова, 1999; Коровко и др., 2007]. В разрезе свиты преобладают песчаники, аргиллиты и конгломераты. Следует отметить, что по данным [Государственная..., 2000] породы свиты распространены только в пределах северо-восточной части Кодинского блока Рефтинско-Каменской подзоны. На наш взгляд и согласно точке зрения предшественников [Чувашов, Анфимов, 2008] это не совсем верно, так как устькодинские глубоководные образования распространены и в западной части Кодинского блока (разрез на р. Исеть, см. раздел 3.2). По находкам комплекса брахиопод породы относятся к фаменскому ярусу верхнего девона в объёме шамейского, чепчуговского и предположительно хвощевского горизонтов [Наседкина, Зенкова, 1999]. В разрезе на р. Исеть (см. [Волчек, Чувашов, Анфимов 2008]) устькодинскую свиту интрудируют Червяковский 2010, базальтов и долеритов. Контакт устькодинской многочисленные дайки свиты с перекрывающими отложениями тектонический либо не обнажен.

Условия накопления. Во введении нами было отмечено, что при исследованиях различного уровня генезис кодинской свиты считается то мелководным, то глубоководным, однако, согласно нашим данным, она накапливалась в условиях субаквальной части дельты и ассоциирующихся с ней сублиторальных и литоральных обстановках, тогда как устькодинская свита формировалась в глубоководных условиях. В отношении последней сохранившиеся на сегодняшний день наиболее полные разрезы позволяют реконструировать обстановки проксимальной и медиальной части конуса выноса смешанного типа. Подробнее см. главу 4.

В отношении геодинамической позиции бассейна (окраинного моря?), в котором накапливались указанные толщи для позднефранско-фаменского времени можно предполагать, что он находился в пределах формирующейся аккреционной окраины Восточно-Европейского континента. Примечательно, что время образования кодинской свиты отвечает началу процесса аккреции на восточном склоне Среднего Урала (см. раздел 5.4), что, в целом уточняет существующие изотопные датировки [Петров и др., 2008].

Дайки, интрудирующие устькодинскую и в меньшей степени кодинскую свиты, схожи по своим геохимическим параметрам с таковыми бекленищевской свиты, а отличия от них объяснены несколько иными глубинами образования [Мельничук, Волчек, 2018].

Карбонатные толщи

В Режевской и Рефтинско-Каменской подзонах возрастным аналогом устькодинской свиты, восточносафьяновской, кондихинской и мосинской толщ являются известняки чепчуговской толщи (D₃čp) с фауной (в том числе фораминиферами) фамена [Коровко и др., 2007] (Информационный..., 2002). Примерно на одном стратиграфическом уровне находятся кодинская свита, клевакинская и известняки сохарёвской (D₃sh) толщи с фауной франа, известняки масленниковской толщи с фауной живета (D₂ms) и низы маминской, верхняя часть рудянской толщи (Информационный..., 2002).

Известняки масленниковской толщи вскрыты в южной части Першинского блока Режевской подзоны, а также на южном фланге Сафьяновского колчеданного месторождения. Здесь они согласно перекрывают известняки с фауной эйфеля. Контакт с франскими карбонатными отложениями также согласный (Информационный..., 2002). В стратотипе, в районе д. Масленникова (Покровский никелевый рудник) толща залегает в основании разреза блока и представлена неравномерно битуминозными органогенно-детритовыми известняками. Породы вмещают фораминиферы, амфипоры и одиночные кораллы живетского возраста (высотинский и часть бродовского (?) горизонта). Мощность вскрытых скважинами отложений достигает 260 м (Информационный..., 2002).

Сохарёвская толща (200 м) распространена в Режевской подзоне и обнажается в окрестностях с. Першино, д. Сохарёво и в районе с. Покровское. По находкам фораминифер, конодонтов, брахиопод, водорослей и амфипор породы относятся к франскому ярусу в объёме верхней части бродовского и губинского горизонтов [Наседкина, Зенкова, 1999; Наседкина, Бороздина, 1999; Анфимов, Чувашов, 2008, 2011; Мизенс А., 20126; Анфимов, 2015], (Информационный..., 2002). В разрезе "Першино" обнажаются серые и розоватые пелитомофрные массивные и брекчиевидные известняки, западнее д. Сохарёво – темно-серые органогенно-детритовые известняки с редкими пачками калькаренитов и кальцирудитов.

32

Описанные разности присутствуют и в разрезе в окрестностях с. Покровское (Информационный..., 2002). Здесь, в верхних 40 м разреза, встречаются прослои глинистых пород. Контакт с перекрывающими фаменскими отложениями согласный (Информационный..., 2002) либо с перерывом в осадконакоплении [Анфимов, Чувашов, 2008, 2011].

Чепчуговская толща (порядка 420 м) обнажается либо вскрыта скважинами в тех же районах Режевской подзоны, что и сохарёвская свита (Информационный..., 2002). Стратотип толщи выделен в составе разреза "Першино". Здесь она представлена разнообразными известняками – пелитоморфными, обломочными, органогенно-детритовыми, комковатыми, сгустковатыми – с фауной фамена (верхняя часть губинского, шамейский, чепчуговский и хвощевский горизонты) [Наседкина, Зенкова, 1999; Мизенс А., 2012б], (Информационный..., 2002). Среди пород шамейского горизонта присутствуют редкие прослои алевролитов. Контакт с вышезалегающими известняками согласный (Информационный..., 2002).

Условия накопления. Породы перечисленных карбонатных толщ обнажены в типовой для Режевской изолированной карбонатной платформы местности на границе Режевской и Рефтинско-Каменской подзон. Известно, что она (карбонатная платформа) обладала несколькими ключевыми особенностями [Дуб, Мизенс, 2018]. Во-первых, в качестве основания для нее предполагается потухшая вулканическая дуга [Пучков, 2000; Мизенс и др., 2014] либо микроконтинент [Пучков, 2000]. Во-вторых, фациальный анализ отложений, в том числе каменноугольных, позволяет утверждать (см., например, рис. 3 в [Дуб, Мизенс, 2018 и ссылки в ней]), что Режевская карбонатная платформа представляла собой, по крайней мере в кизеловское время, атолловидную структуру наподобие Мальдивской платформы, находящуюся на значительном отдалении от террейнов и активных вулканических построек [Мизенс Г. и др., 2012 и ссылки в ней].

Неизвестно, имела ли рассматриваемая карбонатная платформа атолловидную структуру в среднем девоне, однако, если это так и исходя из немногочисленных известных особенностей литологического состава масленниковской толщи (органогенно-детритовые неравномерно битуминозные известняки) при отсутствии детальных исследований можно предполагать, что она накапливалась либо в пределах внутренней области карбонатной платформы, например, в понижениях рельефа в результате размыва органогенных построек или переотложения детрита штормами, либо на её склонах в более глубоководных обстановках, подобно брекчиям и конгломератам из разреза чепчуговской и сохарёвской свит.

Для франского времени диагностированы как сами органогенные постройки, развитые в пределах Режевской изолированная кабонатной платформы, близ д. Сохарёво представленные кальцимикробно-амфипоровыми биогермами [Анфимов, Чувашов, 2008], так и фации, образовавшиеся за счет их размыва: мелководные – массивные и неяснослоистые обломочные

известняки, а также карбонатные брекчии между отдельными возвышениями, глубоководные – известняковые турбидиты [Мизенс, Клещенок, 2005]. Слоистые известняки, накапливавшиеся в фаменское время, формировались во внутренних областях карбонатной платформы и представлены оолитовыми и пелоидными разностями, слоеватыми узорчатыми известняками. Бассейн осадконакопления Режевской карбонатной платформы был связан с Мировым океаном, о чем свидетельствует наличие экскурсов на кривой δ¹³С, являющееся отражением нижнего и верхнего Кельвассеровских событий [Мизенс и др., 2015, 2016 и пр.].

Седиментационные бассейны⁹

Дополняя общие палеогеодинамические реконструкции (см. раздел 1.2), по особенностям состава локальных толщ можно выделить (как нам представляется) минимум три бассейна седиментации: (1) междуговый, в котором накапливалась мосинская и глинистокремнистая толщи, (2) окраинный бассейн, существовавший с позднефранского времени в пределах формирующейся активной континентальной окраины; (3) бассейн, в котором находилась Режевская изолированная карбонатная платформа.

Ввиду предполагаемого аллохтонного залегания (см. раздел 1.2) перечисленных выше живет-франских вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ и отсутствия детальных тектонических и палинспастических реконструкций, определения амплитуд и направлений перемещения отдельных пластин пока невозможно говорить о том, как соотносились перечисленные бассейны седиментации.

⁹ В качестве седиментационного бассейна или бассейна седиментации мы, вслед за [Тимофеев, 1978] понимаем участок земной поверхности, включающий как территорию конечного накопления осадка, так и окружавшие её площади мобилизации и переноса вещества.

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Комплексное исследование условий седиментации и вещественного состава кодинской и устькодинской свит включало полевое описание наиболее представительных разрезов, отбор образцов на шлифы и различные виды лабораторных исследований (выполнены в Центре коллективного пользования "Геоаналитик", ИГГ УрО РАН), в том числе термический, рентгеноструктурный, рентгенофлуоресцентный анализы и метод ICP-MS (масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой). При этом глинистые породы изучались полным спектром лабораторных исследований, песчаники – в основном при помощи рентгенофлуоресцентного анализа и метода ICP-MS, так как в их случае рентгеноструктурный и термический анализ не в состоянии полностью охватить минеральный состав валовой пробы, и предпочтение было отдано шлифам. Данные рентгеноструктурного анализа для песчаников использовались в качестве вспомогательных и в основном для определения состава цемента.

Интерпретация результатов полевого описания заключалась в использовании методик фациально-генетического анализа (см., например, [Фролов, 1995, гл. 18 и 19 и ссылки в них]). Для данных о вещественном составе – в использовании литохимических модулей и химической классификации Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [2000], классификационных и генетических (в том числе модульных) диаграмм, различных геохимических и минеральных индикаторов. В ходе процедуры интерпретации особенностей лито- и геохимических характеристик нами было обращено внимание на такие её моменты как: 1) установление взаимоотношений лито-, петро- и хемотипов; 2) рассмотрение геохимически значимых корреляций; 3) сравнение с реальными геологическими объектами и эталонами; 4) использование актуальных дискриминантных диаграмм, индикаторов и представлений о седименто- и диагенезе; 5) подтверждение предположений с применением нескольких геохимических индикаторов. В сжатой форме использование этой методики описано для глинистых пород в нашей работе [Мельничук, 2020], более широко, не только для аргиллитов и ассоциирующихся с ними пород – далее в тексте, отчасти в разделах 5.3-5.5. Сформированная методика интерпретации химического состава не является уникальной, однако, представляется, что её использование позволит избежать подобных выводов: "использование разных коэффициентов свидетельствует о различной солености бассейна" или "анализ концентраций элементов-примесей не позволяет корректно диагностировать гидрофации" и прочие.

Конечной целью произведенных работ являлись палеореконструкции более крупных масштабов, чем при фациальном анализе. Исследование указанных толщ полностью подчиняется цели стадиального анализа – расшифровке признаков различных этапов литогенеза (в широком смысле, как его понимал В. Т. Фролов [1992]), которые находят свое отражение в составе и структурно-текстурных особенностях осадочных пород [Япаскурт, Карпова, 2016].

2.1. Описание рассматриваемых отложений и фациально-генетическая интерпретация

Обнажения. Автором изучены обнажения, находящиеся в пределах Кодинского блока (рисунок 6) и являющиеся в настоящее время наиболее полно сохранившимися. Их географическая и возрастная привязка приведены в таблице 1. Кодинская свита описана в разрезах по обоим берегам (по возможности) р. Исеть на всём протяжении от западной окраины д. Кодинка до с. Щербаково и несколько выше него, практически до слияния рр. Исеть и Камышенка (*1* на рисунке 6), и в карьерах юго-западнее от с. Черемхово (*3* на рисунке 6). Устькодинская свита изучена по двум разрезам – выше с. Щербаково и в карьере на окраине д. Кодинка (*2* на рисунке 6). Для задернованных ныне толщ, описанных по правому берегу р. Исеть и в Кодинском логу А. Л. Анфимовым, Б. И. Чувашовым, А. Г. Мизенс, Н. А. Наседкиной и Г. Г. Зенковой [Наседкина, Зенкова, 1999; Анфимов, Чувашов, 2005; Анфимов, 2006; Чувашов, Анфимов, 2008; Мизенс А., 20126], приведены сведения в разделе 3.1.

Полевое описание, фациальный и генетический анализ. При полевых исследованиях и дальнейшем анализе нами использованы такие понятия как *слой*, *пласт*, *пачка*, *литотип*, *слоевая ассоциация* (СА), *циклит*, *генетический тип* и *фация*.

В отечественной литературе существуют разные (Ю. А. Жемчужников [1950], Н. Б. Вассоевич [1958], Л. Н. Ботвинкина [1962, 1965], В. Т. Фролов [1992], В. П. Алексеев [2006] и другие), иногда полностью противоположные, точки зрения относительно того, как соотносятся термины пласт и слой. В основном это касается моно- либо полифациальности, а также синхронности или асинхронности образования этих структурных единиц. Однако в нашем случае, когда невозможно широко проследить латеральную изменчивость, рассмотрение этих аспектов терминов "пласт" и "слой" является избыточным, на передний план выходит взаимоотношение этих понятий в свете вертикальной вариативности. Оба употребляются в отношении геологических тел, ограниченных кровлей и подошвой (соответственно поверхностями наслоения или напластования), и их отличие, на наш взгляд, заключается в том, что слой отличается от смежных, то есть подстилающих и перекрывающих отложений/слоев, если не по вещественному составу, то по текстурным особенностям, а пласт – главным образом вещественным составом. Пласт может быть равен слою, а может состоять из нескольких слоев. Пласты или слои в разрезе образуют относительно небольшие по мощности многослои – пачки [Стратиграфический..., 2006], – характеризующиеся некоторой общностью признаков или одним определенным признаком, который отличает их от смежных.

Под литотипом мы, вслед за В.Т. Фроловым [1965, 1984, 1992, 1995], понимаем "типичный слой или устойчивый комплекс первичных литологических (литогенетических) признаков, свидетельствующий, во-первых, о способе образования, ... а, во-вторых, об условиях


1-8 – стратиграфическая приуроченность пород: 1-3 – силурийская система (отделы: 1 – нижний, 2 – нижний/верхний, 3 – верхний); 4-6 – девонская система (отделы: 4 – нижний, 5 – средний, 6 – верхний); 7-8 – каменноугольная система (отделы: 7 – нижний, 8 – средний); 9 – выходы на поверхность
нижнекаменноугольных пород бекленищевской субвулканической ассоциации; 10 – изученные разрезы: 1 – на р. Исеть, 2 – карьер на левом берегу Кодинского лога, 3 – обнажения и карьеры в районе с. Черемхово. Длина масштабной линейки 2 км.

Рисунок 6. Расположение изученных разрезов в пределах Кодинского блока. Выполнено с использованием [Государственная..., 2000]

Разрезы	Свита	Горизонт Координаты		
1	D ₃ kd	Губинский (толщи I–V по находкам брахиопод [Чувашов, Анфимов, 2008], VI– VIII – предположительно)	56°26'2.35" N, 61°46'37.62" E – 56°25'27.84" N, 61°42'34.14" E	
	D ₃ uk	Предположительно шамейский [Чувашов, Анфимов, 2008]	56°25'29.40" N, 61°42'29.65" E	
2	D ₃ uk	Чепчуговский [Наседкина, Зенкова, 1999]	56°26'24.60" N, 61°46'56.95" E	
3	D ₃ kd	Предположительно губинский (по облику и положению на карте), достоверная привязка отсутствует	56°29'58.59" N, 61°47'7.06" E	

Таблица 1. Географическая и стратиграфическая привязка изученных разрезов

формирования". Выделение литотипов служит основой для последующего фациальногенетического анализа, в частности, они являются прообразами генетических типов отложений (генотипов), ввиду этого они должны обладать максимально полным комплексом признаков, в число которых входят структурно-текстурные особенности, форма тела, характер поверхностей напластования, комплекс органических остатков¹⁰, минеральные включения и так далее.

Типичные пачки, сложенные пластами-литотипами, то есть устойчивые парагенезы литотипов мы называем слоевыми ассоциациями. Во многих осадочных толщах литотипы образуют закономерные повторяющиеся сочетания, известные под названием циклитов (Ю. Н. Карогодин [1980], С. Л. Афанасьев [1984], С. И. Романовский [1985], И. А. Вылцан [1988], Г. А. Мизенс [1997] и другие). В зависимости от уровня взаимоотношений литотипов выделяются циклиты разных порядков – начиная наиболее простыми ассоциациями, которые чаще всего называют циклитами 1-го порядка или элементарными. Как правило, они состоят из двух-трёх литотипов. Например, в кодинской свите это песчаник-аргиллит либо аргиллит-песчаник или грубый песчаник-более тонкий песчаник-аргиллит, тогда как в устькодинской эти сочетания являются более сложными (см., например, СА9 в разделе 4.1). Элементарные циклиты, в свою очередь, слагают серии, в которых одно или несколько их свойств закономерно и непрерывно изменяется. Подобные серии являются циклитами 2-го порядка, которые по аналогичному принципу формируют циклиты 3-го порядка (см. колонки к толщам, выделяемым в разрезе на р. Исеть). Циклиты 2-го, 3-го и былее высоких порядков являются мезоциклитами, и, в свою очередь, являются составными частями макроциклитов [Карагодин, 1980]. Направленность изменения структуры циклитов используется для выделения структурных типов (проциклиты, рециклиты, про-рециклиты и ре-проциклиты) по Ю. Н. Карогодину [1980].

¹⁰ При характеристике растительных остатков нами употребляются такие термины как растительный аттрит и растительный детрит. Аттрит имеет размерность менее 2 мм, детрит – не более 3 см (мелкий до 1 см, крупный более 1 см) [Алексеев, 2006].

Несмотря на то, что существуют принципы и правила выделения циклитов, эта процедура является достаточно субъективной и во многом зависит от целей исследования, как и, например, выделение литоциклов [Ботвинкина, Алексеев, 1991]. Однако для последних необходимо сначала установить фациальную приуроченность отложений, а затем определиться с эвстатическими колебаниями уровня моря. В этом отношении литоциклы более близки к сиквенсам (или секвенсам либо секвенциям), нежели к седиментационным циклитам Ю. Н. Карогодина. Цикличность (или циклитовость) в отношении литоциклов на такой стадии фациально-генетического анализа как полевые исследования нельзя рассматривать в качестве свойства организации пачки или СА.

Под фацией мы, вслед за Б. К. Прошляковым и В. Г. Кузнецовым [1991], с небольшими изменениями, касающимися наших представлений в организации многослоев, понимаем *условия осадконакопления* определенного геологического времени (физико-химические и географические), которые находят свое выражение в особенностях литотипов и организации СА и отличны от таковых в смежных областях. При восстановлении генезиса отложений мы используем термин генетический тип (генотип), под которым подразумеваем отложения (литотипы, в некоторых случаях – их парагенезы), возникшие в результате экзогенного геологического процесса определенного типа, то есть порожденные тем или иным доминирующим *способом* (по [Фролов, 1984, 1995] с некоторыми изменениями). Яркими примерами генотипов являются, например, турбидиты, дебриты, инундиты, темпеститы.

Определения генотипа и фации заключают в себе основные задачи фациальногенетического анализа – расшифровку способа образования и условий седиментации отложений, из которых сформировались породы (литотипы и СА). Решение этих задач в настоящей работе происходило путём анализа изменчивости характеристик выделенных структурных элементов в основном по вертикали, так как горизонтальная изменчивость в рассматриваемых разрезах кодинской и устькодинской свиты доступна наблюдению в очень небольших масштабах. При этом совместно использовались приемы как текстурного [Ботвинкина, 1962, 1965], так и биофациального [Марковский, 1986; Brenchley et al., 1998], а также анализа седиментационной цикличности [Карагодин, 1980; Романовский, 1985]. Полученные модели сравнивались с таковыми для существующих и ископаемых отложений (принцип актуализма) и в результате корректировались. Нередко подобная корректировка влияла не только на перераспределение выделенных генотипов и фаций, но и литотипов и СА (принцип взаимной проверки интерпретаций, подробнее в [Фролов, 1995]).

2.2. Изучение вещественного состава и интерпретация его особенностей

Отбор образцов. По возможности осуществлялся из наименее измененных гипергенными процессами отложений с целью наиболее полно охарактеризовать все выделенные литотипы, СА, толщи и их особенности (таблица 2). Как правило, из образцов на шлиф срезы делались в двух перпендикулярных плоскостях, а из образцов, в которых предполагалось наличие микрофауны – в трёх параллельных. На лабораторные исследования отдавались пробы из одного со шлифом образца (по возможности). Пробоподготовка заключалась в измельчении образца до состояния пудры в несколько этапов, сначала молотком, затем в чугунной ступке с использованием сит с диаметром ячейки 0.5 и 0.25 мм, в конце – в агатовой ступке либо при помощи вибрационного истирателя (модель ИВ-2).

Таблица 2. Охарактеризованность изученных разрезов образцами и пробами (шт.)

Разрезы	Свита	Шлифы	Рентгеноструктурный анализ	Термический анализ	Рентгенофлуоресцентный анализ	ICP-MS
1	D ₃ kd	133	49	32	55	55
	D ₃ uk	16	14	11	11	11
2	D ₃ uk	7	4	4	4	4
3	D ₃ kd	5	3	3	3	3

Рентгеноструктурный анализ. Порошковые пробы (навески 1-2 г) исследовались в ИГГ УрО РАН А. Д. Рянской и Т. Я. Гуляевой на рентгеновском дифрактометре SHIMADZU XRD-7000. Условия проведения съемок- фильтрованное медное излучение в диапазоне брэгговских углов 20 3-70°, скорость съемки 1°/мин, до получения оптимальных интенсивностей базальных пиков глинистых минералов. Кроме того, проводилось дополнительное изучение ориентированной глинистой фракции для корректной диагностики глинистых минералов, в том числе смектитов и смешанослойных образований (ССО). При этом пробы центрифугировались до получения устойчивой глинистой суспензии. Затем её (суспензию) сливали в стеклянные стаканы, на дно которых помещалась стеклянная подложка. После отстаивания и высушивания, подложки с ориентированным глинистым веществом исследовались в трёх состояниях: 1) ориентированном (съемка в области углов 20 3–20°), 2) после насыщения этиленгликолем (2 Θ 3–15°) и 3) после прокаливания в течение 1 часа при 600°С (20 3–14°). Последним этапом в изучении проб являлся подсчет полуколичественного фазово-минерального состава в программе SiroQuant (Sielectronics, Австралия). В деталях методика пробоподготовки и рентгеноструктурного анализа по методу Ритвельда с применением программы SiroQuant описаны А. Д. Рянской с соавторами [2015а, б].

Термический анализ. Количественное определение фазово-минерального состава проб термически неинертных минералов проводилось В. Г. Петрищевой на дериватографе Diamond TG/DTA (Perkin Elmer) в температурном интервале от 20°C до 1100°C при скорости нагрева 20°/мин. Погрешность при определении изменения массы составляла \pm 0.1%, погрешность при определении температуры пиков на дифференциальных кривых – \pm 0.3°C. При количественных расчетах использовались эталонные кривые по литературным данным [Иванова и др., 1974]. Погрешность определения глинистых минералов составляла \pm 5%, других – \pm 1%.

Рентгенофлуоресцентный. Для определения содержания петрогенных оксидов использовались двухслойные таблетки-излучатели диаметром от 20 до 40 мм, массой 2–6 г, изготовленные из порошкообразных образцов с добавлением связующего вещества и борной кислоты. Анализ осуществлялся на спектрометрах SHIMADZU XRF-1800 и CPM-35 (аналитики Н. П. Горбунова, Л. А. Татаринова, Г. С. Неупокоева, ИГГ УрО РАН). Предел обнаружения для SiO₂ составлял 0.15, Al₂O₃ – 0.1, TiO₂ – 0.005, MgO – 0.3, MnO – 0.005, Fe₂O_{3T} (= Fe₂O₃ + FeO₂) – 0.05, CaO – 0.3, K₂O – 0.03, Na₂O – 0.15, P₂O₅ – 0.02 мас. %.

Метод ICP-MS. Исследование включало в себя кислотное разложение проб (навеска массой 50–100 мг) автоклавным и микроволновыми способами с последующим определением содержания редких и рассеянных, в том числе редкоземельных (РЗЭ) элементов на квадриупольном масс-спектрометре ELAN-9000 (аналитики Д. В. Киселева, О. А. Березикова, Л. К. Дерюгина, Н. Н. Адамович и Н. В. Чередниченко, ИГГ УрО РАН). Для измерений использовался аргон чистоты 99.999%. Операционные условия работы прибора при мультиэлементном анализе геологических проб: мощность 1.3 кВт, спектральное разрешение 0.7 а.е.м., материал конусов – никель или платина. Пределы обнаружения – от 0.005 г/т при точности анализа 2–7 отн. %.

Петрографическое описание. Описание шлифов песчаников, известняков, некоторых аргиллитов и алевролитов выполнено в соответствии с рекомендациями, предложенными в методической работе Г. А. Мизенса [2017]. По результатам описания песчаных пород, а также по данным рентгеноструктурного и термического анализа аргиллитов, изученные образцы и подразделены на петротипы. В качестве петротипа мы понимаем пробы были классификационную единицу, выделяемую по соотношению породообразующих минералов и в меньшей степени – по структурным особенностям. Подобное понимание (с небольшими изменениями) близко к таковому А.Ф. Белоусова [1987] и В.Т. Фролова [1992]. Для большинства песчаников типизация сводится к использованию классификации, которая, как правило, основана на соотношении трёх основных компонентов – кварца, полевых шпатов (ПШ) и обломков пород (ОП), и графически выражена треугольной диаграммой с некоторыми вариациями вершин и полей-петротипов. В настоящей работе таковой является несколько измененная В. Н. Швановым [1987] треугольная диаграмма В. Д. Шутова [1967].

Для нанесения на неё фигуративных точек был произведен подсчет минимально необходимого количества зёрен/кристаллов (порядка 300, см. [Van der Plas, Tobi, 1965]) классическим методом [Ingersoll et al., 1984] с учетом рекомендации В. Н. Шванова [1987] исследовать только одну определенную фракцию (0.20–0.35 мм) песчаников. Данная рекомендация позволяет нивелировать эффект изменения минерального состава при изменении размерности изучаемых песчаников, в том числе при сравнении песчаных пород разных объектов. При использовании классического подхода под ОП понимаются зёрна, состоящие из двух или более фаз или кристаллов. При этом ни одна из фаз не занимает более 90% площади такого зёрна (это требование в особенности важно для зёрен мелкопесчаной размерности) и/или размер обозначенных фаз/кристаллов больше 0.0625 мм (актуально для средне- и более грубых песчаных зёрен). В противном случае такие зёрна относились к другой категории, за исключением поликристаллических разностей (микрокварцитов, кварцитов, кремней и некоторых кислых эффузивов (?)).

Для известняков выделение петротипов в большей степени связано со структурными особенностями пород – петротипы названы нами в соответствии с классификацией Р. Данхэма [Dunham, 1962] в интерпретации В. Г. Кузнецова [2007].

Изучение распределения по разрезу аутигенных минералов в составе аргиллитов и песчаников, в частности минералов-индикаторов и парагенезов минералов, позволяет с определенной степенью уверенности реконструировать постседиментационные преобразования пород и, в целом, определить какие стадии литогенеза рассматриваемые отложения прошли перед тем, как быть поднятыми на дневную поверхность. При этом мы, вслед за О. В. Япаскуртом с соавторами [Япаскурт и др., 2003; Япаскурт, Карпова, 2016], используем словосочетание "вторичные изменения" для обозначения низкотемпературных регрессивных и высокотемпературных метагенетических процессов, имеющих наложенный характер, и в некоторой степени противопоставляемых процессам фонового или прогрессивного литогенеза (термины используются в соответствии с классификацией [Япаскурт, 2005; Япаскурт, Карпова, 2016]), которые протекают при погружении отложений.

Фоновые литогенетические преобразования благоприятны для аутигенеза минералов, возникших из местных вещественных источников (автогенетических по [Холодов, 1970] или аутигенных собственных по [Япаскурт, 2014]). Диагностические признаки таких минералов описаны в [Логвиненко, Орлова, 1987; Эпигенез, 1971; Япаскурт, 2008; 2014; Япаскурт, 2016] и многих других работах. Для аутигенных чужеродных (аутигенных аллогенетических по [Холодов, 1970]) или наложенных минералов типичных для вторичных изменений О. В. Япаскуртом обозначены следующие главные отличительные признаки [Япаскурт, 2014, с. 45]: (1) аутигенный минерал не имеет аналогов среди аллотигенных компонентов его породы, (2) площадь минеральных новообразований в сечении шлифа значительно превышает суммарные размеры площади сечения его потенциальных доноров и размеры их коррозионных полостей и (3) аутигенный минерал одного состава образует в породе две и более генерации. Здесь же им упоминается еще один признак наложенных изменений – их афациальность.

Литохимические модули. Химическая классификация (выделение хемотипов) осадочных пород и их аналогов, предложенная в работе Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [2000], базируется на использовании петрохимических (= литохимических) модулей, рассчитанных с использованием мас. % породообразующих оксидов, и является достаточно функциональным инструментом для интерпретации геохимических данных. Так, гидролизатный модуль – ГМ = $= (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_{3T} + MnO)/SiO_2 - используется для количественной оценки воздействия$ процесса гипергенной дифференциации вещества, алюмокремниевый – AM = Al₂O₃/SiO₂ – показывает величину химического выветривания пород, железный – ЖМ = (Fe₂O_{3T} + + MnO)/(TiO₂ + Al₂O₃) - отражает соотношение между продуктами гидролиза, фемический - $\Phi M = (Fe_2O_{3T} + MnO + MgO)/SiO_2$ применяется для распознавания петро- и пирогенных пород и осадков. Величина титанового модуля TM = TiO₂/Al₂O₃ зависит от состава петрофонда, динамики среды седиментации, в то время как нормированная щелочность – HKM = (Na₂O + + K₂O)/Al₂O₃ – является индикатором относительного содержания главных типов щелочных алюмосиликатов – полевых шпатов и слюд, а щелочной модуль – ЩМ, в сочетании с натриевым (HM) и калиевым (KM) позволяет оценить в породе присутствие Na-содержащих минералов: ЩM = Na₂O/K₂O, HM = Na₂O/Al₂O₃, KM = K₂O/Al₂O₃. Отнесение к тому или иному хемотипу (сиаллит, силит, гидролизат, сиферлит и их "псевдоосадочные" аналоги) производилось по пограничным значениям модулей, содержанию MgO и Fe₂O_{3T}.

Классификационные и генетические диаграммы, индикаторные соотношения. Их использование в настоящей работе позволяет дополнить, а в некоторых случаях и получить новую информацию об исследуемых отложениях, что не всегда возможно при использовании других традиционных методов. В первую очередь это касается глинистых пород. Для большей точности на различные классификационные диаграммы, используемые автором, были нанесены фигуративные точки проб, которые не являются карбонатизированными, так как в противном случае положение составов на диаграммах было бы сильно смещено (яркий пример см. в [Маслов и др., 2012]) либо было бы необходимо пользоваться факторным анализом или вычислять коэффициенты обогащения¹¹ [Tribovillard et al., 2006]. Своеобразной верификацией дальнейших геохимических исследований мы считаем совпадение литотипов с хемотипами, а

¹¹ Фактор или коэффициент обогащения (enrichment factor) породы каким либо элементом относительно PAAS, рассчитывается по формуле X_{EF} = [(X/Al)_{образец}/(X/Al)_{PAAS}], где X – концентрация элемента, а PAAS – постархейский австралийский сланец.

также совпадение петротипов песчаников и аргиллитов с таковыми, предполагаемыми по положению составов на классификационных диаграммах.

По нашему мнению, достаточно эффективной (и простой в расчетах) для классификации глинистых пород является модульная диаграмма НКМ-ФМ Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [2000]. По положению фигуративных точек на ней можно судить не только о минеральном составе, но и, иногда, о степени постседиментационных преобразований пород, что может быть полезным при стадиальном анализе. В частности, поле IV, отвечающее смеси хлорита и гидрослюды, характерно для пород, претерпевших катагенез и ранний метагенез [Юдович, 2000] Кетрис, Для классификации выбрана песчаников диаграмма $lg(Fe_2O_{3T} + MgO)/(Na_2O + K_2O) - lg(SiO_2/Al_2O_3)$, протестированная автором [Мельничук, 2018] с использованием песчаных пород верхневендской ашинской серии и базальных свит нижнего, верхнего рифея Башкирского мегантиклинория, средне-верхнедевонской среднего и улутауской свиты Южного Урала. В диаграмме использованы пограничные значения для различных петротипов, выделенные В. Н. Швановым [1987].

При дальнейшей интерпретации химических данных применялись диаграммы и индикаторные отношения, основанные как на использовании концентраций петрогенных оксидов, так и редких и рассеянных элементов. Например, при **определении петрофонда**, использованы дискриминантные диаграммы F_1 - F_2^{12} [Roser, Korsch, 1988], Th/Sc-Cr/Th [Condie, Wronkiewicz, 1990] и V–Ni–Th × 10 [Bracciali et al., 2007] совместно с анализом характера распределения содержаний редких и рассеянных элементов, нормированных на PAAS и хондрит ([Тейлор, МакЛеннан 1988] с поправками [McLennan, 1989] для РЗЭ), а для песчаников и на UCC¹³ [Rudnick, Gao, 2014]). К сожалению, самым простым и очевидным способом – сравнить геохимические характеристики отложений с таковыми предполагаемых материнских пород – воспользоваться в полной мере не удалось по причине малого количества доступных в литературе анализов последних. К отложениям также были применены критерии, предложенные Я. Э. Юдовичем и М. П. Кетрис [2000, 2010] для распознавания вулканогенноосадочных образований, отложений первого и последующих циклов седиментации, в совокупности с индикаторами [McLennan et al., 1993].

Помимо петрофонда особенности химического состава аргиллитов и песчаников зависят от климата, существовавшего в области палеоводосборов. Для его реконструкции использован индекс химического выветривания CIA (Chemical Index of Alteration) = 100 × Al₂O₃/(Al₂O₃ +

¹³ UCC – Верхняя континентальная кора.

+ CaO¹⁴ + Na₂O + K₂O)¹⁵ [Nesbitt, Young, 1982]. Для разграничения обстановок теплого и холодного климата принято считать значение CIA, равное 70 [Nesbitt, Young, 1982].

Диагностировать тектонический режим, существовавший во время осадконакопления, зачастую бывает достаточно сложно, однако некоторые современные дискриминантные диаграммы позволяют это сделать в первом приближении, то есть, например, разделить рифтогенные обстановки и обстановки пассивных и активных окраин. Для этих целей выбраны многомерные диаграммы, предложенные С.П. Верма и Д.С. Армстронг-Алтрин [Verma, Armstrong-Altrin, 2016]. При применении этих диаграмм необходимо рассчитать функцию DF_{(A-P)M}, зависящую от значений петрогенных оксидов, и/или комбинированную функцию DF_{(A-} P_{PMT} (включает в себя значения не только петрогенных оксидов, но и редких элементов – Cr, Nb, Ni, V, Y, Zr). Для функции DF_{(A-P)M} пограничным значением для разделения обстановок является -0.078376, а для комбинированной функции оно равно -0.13345¹⁶. Выбор этой диаграммы, относимой А. В. Масловым с соавторами [2016] к диаграммам второго поколения, определён тем, что диаграммы первого поколения, такие как, например, K₂O/Na₂O-SiO₂/Al₂O₃ [Maynard et al., 1982], SiO₂–K₂O/Na₂O [Roser, Korsch, 1986], (Fe₂O_{3T} + MgO)–K₂O/Na₂O, (Fe₂O_{3T} + MgO)-Al₂O₃/SiO₂ [Bhatia, 1983], Th-La-Sc, Sc-Th-Zr/10, Sc/Cr-La/Y [Bhatia, Crook, 1986] и другие, неинформативны либо малоинформативны [Маслов и др., 2016; Verma, Armstrong-Altrin, 2016]. В сравнении с другими диаграммами (второго поколения) С. П. Верма и Д. С. Армстронг-Алтрин [Verma, Armstrong-Altrin, 2013] рассматриваемые используют более совершенный математический аппарат, не исключающий некоторые данные как ошибочные [Verma, Armstrong-Altrin, 2016].

Дополнить фациальную характеристику отложений позволило использование таких индикаторов как, например, содержание элементов, относимых к группе чувствительных к изменению редокс-условий (redox-sensitive trace metals). В их число входят Mn, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Mo, Ni, U, V [Tribovillard et al., 2006]. В частности, для реконструкции окислительновосстановительных условий в системе "осадок–придонный слой воды" нами была использована дискриминантная диаграмма U_{EF}–Mo_{EF} [Algeo, Tribovillard, 2009; Tribovillard et al., 2012], на которую были помещены фигуративные точки глинистых пород и глинистых мелкозернистых

¹⁴ Учитывается величина CaO в составе силикатных минералов, рассчитанная по [Fedo et al., 1995]. Для минимизации эффекта сортировки частиц согласно [Meuner et al., 2013] CIA рассчитан только для глинистых пород.

¹⁵ Используются молекулярные количества оксидов. Следует отметить, что применение CIW (Chemical Index of Weathering) = $100 \times Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)$ [Harnois, 1988] для количественной оценки степени выветрелости пород не целесообразно ввиду зависимости его величины от типа размываемых пород [Fedo et al., 1995, p. 923, Fig.3, p. 924].

¹⁶ Расчетные формулы достаточно громоздки, в связи с чем рекомендуется обратиться к указанной выше статье, особенно к приложению к ней. Здесь же автор считает важным отметить, что в оригинальной статье была допущена небольшая неточность в формуле для расчета фактора $DF_{(A-P)M}$ [Verma, Armstrong-Altrin, 2016 с. 7], выявленная в процессе подготовки статьи совместно с А. М. Фазлиахметовым [2017]. Следует заменить фрагмент формулы "+ (2.8243 × irl2_{AlM}) + (-1.596 × irl3_{FeM})" на "+ (-2.8243 × irl2_{AlM}) + (-1.0596 × irl3_{FeM})".

алевролитов. Оксидные и дизоксидные обстановки выделены нами на указанной диаграмме в одно поле, так как вторые возможно отличить от первых только при помощи фациального и биофациального анализа [Algeo, Li, 2020]. Предполагается, что концентрации Мо и U наряду с V являются одними из показателей редокс-условий с минимальным влиянием на них источников сноса [Tribovillard et al., 2006]. В отношении Мо и U это предположение в той или иной степени справедливо для кодинских и устькодинских глинистых пород, тогда как для V и других элементов, чувствительных к изменению редокс-статуса воды, например, Ni, Co, Cr, Mn и прочих, характерна позитивная геохимически значимая¹⁷ корреляция с породообразующими оксидами (в частности, MgO и Na₂O, то есть их концентрации связаны с количеством хлорита и плагиоклаза), что делает неэффективным использование коэффициентов обогащения, а также других – V/(V+Ni) [Hatch, Leventhal, 1992], Ni/Co, V/Cr [Jones, Manning, 1994] и пр., для реконструкций гидрофаций, так как в данном случае они отражают вариацию петрофонда. В дополнение, нами были учтены современные представления [Algeo, Li, 2020], согласно которым для каждой осадочной системы должна производиться градуировка значений, по которым производится типизация придонных обстановок (см. раздел 5.5).

В качестве косвенного индикатора палеосолености были использованы концентрации В и коэффициент В/Ga для глинистых пород. Последний актуален, так как поведение В и Ga в морских и пресных обстановках является антагонистичным [Keith, Degens, 1959; Wei et al., 2018; Wei, Algeo, 2019 и др.] Однако и с их применением не все так просто. Во-первых, на содержание бора в глинистых породах влияет значительное количество факторов и использовать его концентрации для реконструкций возможно только при определенных условиях, а именно (1) постоянстве источника/ов сноса, (2) климата, (3) анализе только глинистой фракции, (4) преобладании (желательно полном) в ней среди слюдистых силикатов политипа 1М [Юдович, Кетрис, 2011]. Во-вторых, похоже, что, как и для пограничных значений при восстановлении окислительно-восстановительных условий в придонном слое воды, в работах различных авторов не принимаются одинаковые дискриминантные значения коэффициента B/Ga для различных в отношении солености воды обстановок. Так, например, в работе [Keith, Degens, 1959] его значение при разделении пресноводных и морских обстановок примерно равняется 4, тогда в работах В. Вей с соавторами в зависимости от химического состава анализируемых геологических объектов пресноводными считаются то отложения, с величиной B/Ga < 2.5 [Wei et al., 2018], то таковые с B/Ga < 3 [Wei, Algeo, 2019]. Можно предполагать, что этот коэффициент также нуждается в корректировке для разных бассейнов/осадочных систем, что нами и было сделано в разделе 5.5.

¹⁷ Геохимически значимыми, согласно Я. Э. Юдовичу с соавторами [Юдович, Кетрис, 2014; Юдович и др., 2018], которого придерживаемся и мы, являются только корреляционные связи с пятипроцентным (*r* ≥ *r*_{0.05}) и выше уровнем достоверности.

ГЛАВА 3. ИЗУЧЕННЫЕ РАЗРЕЗЫ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ВОСТОКЕ СРЕДНЕГО УРАЛА

3.1. Общая характеристика

История изучения верхнедевонских терригенных отложений, ныне выделяемых в качестве кодинской и устькодинской свит, насчитывает более полувека. Впервые они в общих чертах описаны Г. А. Смирновым с соавторами [1961] как фаменская зилаирская свита (700–800 м), обнажающаяся в двух, на их взгляд, практически тождественных друг другу разрезах – по обоим берегам р. Исеть (от д. Кодинка до с. Щербаково) и по р. Каменка (близ с. Черемхово). При этом фаменский возраст указанной толщи дается со ссылкой на работы предыдущих исследователей, в частности А. П. Карпинского [1949], который определил в её составе остатки пелеципод Cardiola retrostiata Buch., прямораковинных моллюсков Orthoceras carinatum Munst. и остракод Entomis serratostriata Sandb. (?), и А.А. Пронина [1950], идентифицировавшего здесь брахиоподы Productella murchisoniana (de Kon.), Chonetipustula calva (Ven.), Spirifer ex gr. vernenilli Murch., Sp. archiachi Vern. Г. А. Смирнов с соавторами описывают фаменскую толщу как равномерное и неравномерное переслаивание песчаников и аргиллитов с редкими пластами (до 3 м) и линзами конгломератов и гравелитов (до 3 м). Последние часто характеризуются косой слоистостью. Причем в одном случае указывается СЗ наклон серии косых слойков. На р. Каменка ниже с. Черемхово в рассматриваемой толще отмечается наличие прослоев онколитовых известняков с Girvanella. Наличие онколитов и косая слоистость в пластах грубозернистых пород позволяют предполагать, что Г.А. Смирновым с соавторами [1961] описаны в районе с. Черемхово именно мелководные образования кодинской свиты.

Ни в одной из далее рассматриваемых работ отложения в окрестностях сел Щербаково и Черемхово не описываются, за исключением обобщающей статьи Б. И. Чувашова и А. Л. Анфимова [2008], где фаменские породы на р. Исеть выделены в VIII родниковскую (песчаниковую) толщу мощностью порядка 210 м. Авторами отмечается цикличное строение толщи, наличие даек базальтов в её основании и средней части. Выше по разрезу ими выделяется IX "дайковая" толща (150 м) аргиллитов с подчиненными линзами, слоями и пачками мелко- и среднезернистых песчаников. Отличительная черта толщи – наличие 7 даек (мощностью до 3.5 м) диабазов. Впоследствии Е. Н. Волчек и В. С. Червяковским [2010] эти магматические породы были определены как долериты и лампрофиры.

Наиболее полными являются сведения о строении кодинской и устькодинской свит в разрезах по р. Исеть и Кодинскому логу в окрестностях г. Каменск-Уральский. Эволюция взглядов на их возрастную приуроченность и строение прослеживается по работам Г. А. Смирнова с соавторами [1974] (рисунок 7а), В. А. Наседкиной и Г. Г. Зенковой [1999] (рисунок 7б), Б. И. Чувашова с А. Л. Анфимовым [2005, 2008] (рисунок 7в). Несмотря на то, что разные

авторы по-разному оценивают мощность выделенных ими отдельных стратонов, приведенные описания позволяют сопоставить эти литологические подразделения друг с другом (см. рисунок 7), а также с данными, полученными автором (рисунок 7г).

Г. А. Смирнов с соавторами [1974] считали рассматриваемые отложения аналогом зилаирской серии, описывая структуру на р. Исеть как Щербаковскую синклиналь, состоящую из двух тектонических блоков (западного и восточного). Разрез западного блока, обнажающийся выше д. Кодинка, и имеющий нормальное залегание, был разделен на 8 горизонтов, которые слагают два типа разреза – западный и восточный.

В восточном типе разреза западного блока франский возраст предполагался для известняков горизонта 1 с одиночными кораллами *Neostringophyllum insetense* Soshk. и брахиоподами *Camarotoechia* sp., а также для перекрывающих их карбонатно-глинистых пород горизонта 2 с кораллами *N. intense* Soshk., *N. Modicum* Smith., *Thamnophyllum* ex gr. *Monozonatum* (Soshk.), брахиоподами *Gypidula* ex gr. *globa* (Schnur), *G.* sp., *Camarotoechia* sp., *Atrypa alticola* Frech, *A.* cf. *devoniana* Webst., *A. tubaecostata* (Paeck.), *A.* sp., *Cyrtospirifer* ex gr. *calcaratus* (Sow.), *C.* sp. (ex gr. *archiaci* Murch.) [Смирнов и др., 1974]. Вышезалегающие терригенные породы горизонтов 3 и 4 обозначены как фаменские, однако точные определения фауны для них отсутствуют, это же касается и пород горизонта 8 западного типа разреза. Похоже, что Г. А. Смирнов с соавторами были последними, кто описал горизонт 4 (ныне он, а возможно и часть горизонта 5, задернован), представляющий собой алевролиты (аргиллиты? – О. Ю.) с маломощными, до 20 см, пластами известковых алевролитов и песчаников с брахиоподами и гастроподами, линзовидными и яйцеобразными карбонатно-глинистыми конкрециями. Мощность горизонта 4 составляет 300 м [Смирнов и др., 1974]. Горизонты 1–4 прослеживаются Г. А. Смирновым с соавторами и в разрезе по Кодинскому логу.

Затем, как указывают упомянутые исследователи, "без перерыва в обнаженности начинаются выходы франского яруса западного типа ...", который "в данном типе разреза представлен терригенными отложениями типа зилаирской серии, которые мы предлагаем выделить под названием кодинской свиты" [Смирнов и др., 1974, с. 54]. Таким образом, для горизонтов 5–7 (суммарная мощность 600 м) в этой работе впервые было использовано название *кодинская свита*. Обильная фауна, в том числе брахиоподы *Plicatifera* sp., *Pugnax* ex gr. *acuminata* (Mart.)., *P.* sp., *Atrypa* cf. *devoniana* Webst., *A.* sp., *Theodossia anossofi* (Vern.), приводится только для шестого горизонта. По находкам брахиопод франские интервалы разрезов обоих типов были сопоставлены с аскынским горизонтом западного склона Урала [Смирнов и др., 1974]. Примечательным является тот факт, что в преимущественно песчаном горизонте 8 Т. А. Смирновой были обнаружены остатки позднедевонской (предположительно) панцирной рыбы подкласса Arthrodira.



К. толща – карбонатная толща. Условные обозначения см. в Приложении Б. Также см. пояснения в тексте.

Рисунок 7. Корреляция стратиграфических единиц в разрезе на р. Исеть, выделяемых в предыдущих исследованиях и в настоящей работе

Восточный блок Щербаковской синклинали, разрез которого вскрыт в устье Кодинского лога, описан Г. А. Смирновым с соавторами сверху вниз – залегание толщ здесь опрокинутое. Всего ими выделено 9 горизонтов (с 9 по 17) общей мощностью около 300 м. В некоторых из горизонтов обнаружены и определены брахиоподы. В частности, в основании разреза (в породах горизонта 17), найдены *Pugnax acuminata* Mart., *Hypothyridina* sp., *Atrypa tubaecostata* (Paeck.), *A. uralica* Nal., *A. alticola* Frech, *A.* sp., *Cyrtospirifer* ex gr. *calcaratus* (Sow.), выше в горизонтах 15 и 16 – только *Cyrtospirifer* ex gr. *calcaratus* (Sow.), слагающие ракушняки. Возраст нижней части разреза (со ссылкой на определение комплекса спор Е. В. Чибриковой¹⁸) определяется как нижнефаменский [Смирнов и др., 1974].

В. А. Наседкина и Г. Г. Зенкова [1999] так же, как и указанные до этого авторы, выделяют на р. Исеть два тектонических блока. К кодинской свите ими отнесены все отложения, обнажающиеся на левом и правом берегах р. Исеть от д. Кодинка примерно до с. Щербаково, ранее выделяемые в кодинскую и зилаирскую свиты. В этой же работе они к *устькодинской свите* относят фаменские отложения, вскрытые в Кодинском логу.

Породы кодинской свиты разделены ими на 4 пачки. Первая (50 м) сложена массивными известняками с остатками строматопорат, колониальных и одиночных кораллов, в том числе Neostringophyllum isetense Soshk., Thamnophyllum monozonatum Soshk., и брахиопод. Пачка II (до 34.2 м) примерно соответствует горизонту 2, выделяемому Г.А. Смирновым с соавторами, и представляет собой переход от глинистых известняков с водорослями, амфипорами, табулятами, ругозами и брахиоподами к известковистым глинистым породам с прослоями известковистых алевролитов и песчаников, и песчанистых известняков. В последних обнаружены остатки разнообразной фауны, в том числе амфипоры, обломки колониальных кораллов Gracilopora vermicularis (M'Coy), Aulopora aff. interjuncta Sok., Aulocystis aff. tikhyi Sok. и брахиоподы Schizophoria cf. striatula Schloth. Atrypa cf. alticola Frech, Theodossia anossofi (Vern.). В третью, преимущественно глинистую, пачку мощностью 95-180 м включены неравномерно переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники с брахиоподами Plicatifera (?) sp. indet., Hypothyridina sp. indet., Anatrypa sp., Theodossia anossofi (Vern.). Для II и III пачек отмечено наличие конодонтов зоны gigas – Polvgnathus cf. politus Ovn., Pol. cf. aequalis Klap. et. Lane, Pol. ettermae Pick. Пачка IV (300 м) представлена в разрезе мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями глинистых пород (до 0.8 м), известкового песчаника с линзами мелкогалечного конгломерата. Для пачки характерно наличие

¹⁸ Определения опубликованы позже [Чибрикова, Олли, 2009].

углефицированных РО, для маломощных (до 1 м) прослоев известняков – брахиопод *Chonetipustula* (?) *calva* Wenjuk., *Pugnax nana* Mark., *Adolfia zickzack* Roem., *Theodossia anossofi* (Vern.). Породы кодинской свиты отнесены к губинскому горизонту, а обнаруженные комплексы брахипод позволяют коррелировать их с мендымским и аскынским горизонтами западного склона Урала [Наседкина, Зенкова, 1999].

Работа В. А Наседкиной и Г. Г. Зенковой ценна, прежде всего, тем, что в ней описан и имеет возрастную привязку ныне практически необнаженный стратотип устькодинской свиты по Кодинскому логу. В нём к шамейскому горизонту отнесены пачки V и VI, суммарной мощностью 84 м, представленные переслаивающимися мелкозернистыми песчаниками и алевролитами (мощности слоев 0.2-1.3 м) с редкими линзовидными прослоями и линзами гравелитов (до 1 см), известняковых песчаников (до 0.5 м) с остатками брахиопод. В VII пачке (52 м), к которой относится и разрез в стенке карьера, описанный в настоящей диссертации, по данным [Наседкина, Зенкова, 1999], увеличивается мощность пластов песчаников и алевролитов (до 5 м), становятся значительно мощнее (3–5 м) линзовидные пласты гравелитов и среднегалечных конгломератов. VIII пачка (230 м) сложена алевролитами, чередующимся с песчаниками (до 20 см) и линзами мелко- и среднегалечных конгломератов. VII-VIII пачки относятся к чепчуговскому горизонту. Брахиоподы в пачках V-VII представлены Plicatifera cf. mugodjarica Nach., Yunnanellina cf. mugodjarica Rozm., Pseudoleiorhychnus cf. uralicus (Nal.), Cyrtospirifer calcaratus (Sow.), C. postarchiaci Nal., Cyrtiopsis murchisonianus (de Koninck in Gosselet). Завершает стратотип устькодинской свиты IX пачка (до 300 м), в которой преобладают конгломераты различной размерности – от крупно- до мелкогалечных. Среди них залегают алевролиты, песчаники (от мелко- до грубозернистых), слагающие прослои и линзы мощностью от 0.3 до 3 м. Для данной пачки предполагается хвощёвский возраст.

Следует отметить, что в работе В. А Наседкиной и Г. Г. Зенковой к западному тектоническому блоку (антиклинальной складке) на р. Исеть были отнесены породы пачек с I по IV. При этом западное крыло антиклинали представлено породами пачек II–IV, а восточное – пачек I–IV. Залегание пород нормальное. Восточный тектонический блок сложен пачками V–IX, имеющими опрокинутое залегание. Упоминается, что разрез по р. Каменка имеет сходство с этим разрезом, однако в нём вскрыта только часть пачек – II, III, VIII и IX, как кодинской, так и устькодинской свиты.

Б. И. Чувашов с А. Л. Анфимовым [2008] в исследовании, посвященном изучению "опорного разреза верхнего девона бассейна р. Исеть", разделили кодинскую свиту (по их представлениям – *кодинскую серию*) на 7 толщ, с учётом результатов указанных выше работ, в том числе для задернованных участков, не описывая (не обращая внимания на?) тектонические нарушения. Отличием от предыдущих работ является не только предложение перевести

кодинскую свиту в ранг серии, но и причленение к ней глинистой VII толщи, обнажающейся в окрестностях д. Щербаково, и в которой отсутствуют определимые органические остатки.

Наилучшим образом среди пород свиты О. Э. Погромской [2002], А. Л. Анфимовым [2004, 2006, 2011], А. Л. Анфимовым и Б. И. Чувашовым [2005], А. Г. Мизенс [20126] изучена так называемая Кодинская органогенная постройка, соответствующая толще I по стратификации Б. И. Чувашова и А. Л. Анфимова [2008] и впервые выделенная как отдельный тип органогенных построек ещё в 1997 году [Чувашов и др., 1997].

Левобережный разрез постройки указанными авторами разделяется на 8 слоев. Слой 1 представляет собой чередование водорослевых (а под водорослями в работе указаны и цианобактерии) и строматолитовых байндстоунов с грейн-, руд- и флаутстоунами [Погромская, 2002]. В слоях 2–8 О. Э. Погромской [2002] выделено 13 "литобиомикрофаций", в том числе биокластовые флаут-, вак- и пакстоуны, биокластово-пелоидные пак- и грейнстоуны, водорослево-пелоидные пак- и грейнстоуны, водорослево-пелоидные грейнстоуны, амфипорово-коралловые, водорослево-амфипоровые, биокластово-коралловые и биокластово-амфипоровые флаустоуны, биокластово-онколитовые флаут- и рудстоуны, однако не указано их распределение по разрезу. В итоге автор пришла к выводу, что (стр. 218) "накопление карбонатных пород происходило в условиях мелководной среды с активным гидродинамическим режимом и присутствием защищенных участков дна".

Для кодинской органогенной постройки А. Л. Анфимовым [2006] определены различные таксоны "водорослей" (в качестве водорослей также описаны не только зелёные, харовые и красные водоросли, но и кальцимикробы, цианобактерии, микропроблематики) и фораминиферы (подробнее на рисунке 8), а совместно с Б. И. Чувашовым [Анфимов, Чувашов, 2005] – литотипы и обстановки седиментации. Подобные работы были выполнены и в отношении известняков II карбонатно-терригенной толщи (по [Чувашов, Анфимов, 2008]) кодинской свиты. Также для толщ I и II А.Г. Мизенс [2011, 20126] были выделены три брахиоподовых комплекса, последовательно сменяющие друг друга по разрезу.

Слои 1–3 органогенной постройки А.Л. Анфимовым [2004] относится к первой пачке, 4–8 – ко второй. В основании первой пачки залегают известняки, накопление которых, вероятно, происходило в условиях передового склона рифа с активной гидродинамикой – они представляют собой массивные и неяснослоистые водорослево(микробиально?)-брахиоподовые разности, описанные при детальном изучении как переслаивание пак- и вакстоунов с редкими грейнстоунами. Встречены обломки кораллов и членики криноидей. Выше в пачке преобладают вакстоуны и криноидно-микробиальные бафлстоуны с редко встречающимися обломками таллитов дазикладовых водорослей. Формирование этих известняков, по мнению А.Л. Анфимова [2004], происходило на участке морского дна с пониженной гидродинамикой среды. Далее по разрезу залегают водорослево(микробиально?)-амфипорово-коралловые глинистые слоистые известняки с тонкими слойками аргиллита, немногочисленными кораллитами одиночных и колониальных кораллов, ценостеумами амфипор, прослоями брахиоподовых ракушняков и онколитовых известняков. Микротекстуры известняков второй пачки достаточно разнообразны — встречаются вак-, мад-, пак-, грейн- и бафлстоуны. В целом отмечается большое количество онколитов. Для этой пачки предполагается отложение в условиях мелководной среды с частично нарушенным водообменом. Породы Кодинской органогенной постройки были изучены обозначенными авторами и на правом берегу р. Исеть, где её мощность составляет до 100–130 м. Для известняков этой части разреза предполагается формирование в зоне передового склона рифа [Анфимов, 2006].



Рисунок 8. Распределение основных типов микроструктур и фоссилий в разрезе Кодинской органогенной постройки [Мельничук и др., 2018] на левом берегу р. Исеть по данным А. Л. Анфимова [2004, 2006], А. Л. Анфимова и Б.И. Чувашова [2005], А. Г. Мизенс [2011] в соответствии с современными представлениями о систематике таксонов

В первом приближении видны несоответствия между описаниями одного и того же разреза различными авторами, а также несоответствие рассматриваемых отложений критериям,

по которым выделяются органогенные постройки (см. [Flügel, 2010, с. 30]), что сподвигло нас к дополнительному изучению карбонатной толщи [Мельничук и др., 2018] (см. результаты в разделах 3.2 и 4.3).

3.2. Разрезы по берегам р. Исеть в окрестностях д. Кодинка и с. Щербаково

Отдельные фрагменты кодинской свиты обнажаются на правом и левом берегах р. Исеть, при этом разрез имеет достаточно сложное тектоническое строение (рисунок 9). Тем не менее, не следует утверждать, что здесь обнажается складка, будь то антиклиналь либо синклиналь – большая часть слагающих его фрагментов имеют СЗ, ССЗ либо СЗЗ падение. По структурно-текстурным и иным особенностям среди пород разреза нами выделено 8 толщ (см. рисунки 7 и 9).



 границы толщ, 2 – тектонические нарушения, 3 – контуры карьера в д. Кодинка. Римскими цифрами на основной карте обозначены толщи кодинской свиты, *uk* –устькодинская свита. Римскими цифрами на врезке обозначены толщи кодинской и устькодинской свит по [Наседкина, Зенкова, 1999]. См. пояснение в разделе 3.1. Рисунок 9. Расположение разрезов кодинской и устькодинской свиты на р. Исеть

В разрезе карбонатной толщи¹⁹ (58 м, рисунки 10 и 11), нами выделяется три пачки.

¹⁹ В настоящей работе мы не включаем эту толщу в состав кодинской свиты, проводя подошву последней в кровле одной из её пачек (см. ниже). Вероятно, следовало бы разделить кодинскую свиту на две подсвиты и отнести карбонатную толщу (или Кодинскую органогенную постройку по представлениям других авторов) в нижнюю подсвиту, однако это решение является дискуссионным, так как литотипы, встречающиеся в разрезе карбонатной толщи, есть и в составе толщ I и III (см. в разделе 4.1).



См. условные обозначения в приложении Б. Рисунок 10. Литологическая колонка карбонатной толщи (разрез 3163, 17.4)

Пачка 1. Известняки (15 м) с массивным обликом и не совсем ясными элементами залегания (рисунок 11а). Видны редкие раковины брахиопод, членики криноидей. Вероятнее всего, известняки приобрели такой облик в результате выветривания и катагенетических изменений. В пользу последних могут свидетельствовать многочисленные кальцитовые прожилки. Исследования позволили выделить в строении пачки 4 пласта.

Пласт 1. Интракластово-пелоидные и пелоидно- интракластовые пакстоуны и грейнстоуны (3.5 м). Преобладающая размерность пелоидов порядка 0.1–0.2 мм, они имеют округлую или слабо вытянутую либо неправильную форму. Интракласты – вакстоуны, содержащие более мелкие биокласты и терригенную примесь, но встречаются и микробиальные баундстоуны (в том числе с пузыревидными структурами), а также пелоидные грейнстоуны.



а – известняки с массивным обликом из нижней части толщи; б – более отчетливо слоистые известняки второй пачки; в – полибиокластовые и интракластовые известняки с многочисленной нормально-морской фауной, пачка 3 (литотип К2); г – онколитовые известняки (К4), залегающие среди полибиокластовых; д–з – особенности микроструктуры и некоторые форменные элементы известняков: д – основная масса узорчатых баундстоунов с пузырчатыми структурами и кальцимикробными (микробиальными) образованиями; е – полости в каркасе микробиального известняка, выполненные пелоидным вак- и грейнстоуном; ж – поперечный срез ценостеума амфипоры; з – остатки мшанки.

Длина линейки 16 см (а), 5 см (в, г), 0.1 мм (г), 1 мм (д, ж, з). Длина рукоятки молотка 40 см, рабочей части – 18 см. Также см. пояснения в тексте.

Рисунок 11. Известняки карбонатной толщи

Биокласты – кальцитархи, членики криноидей, зелёные водоросли, раковинный детрит. Присутствуют регенерированные кварцевые зёрна, не более 2% на шлиф.

Пласт 2. Микробиальные баундстоуны (4 м). Микритовый известняк образует каркас (рисунок 11д), к нему приурочены пузыревидные структуры и кальцимикробные (микробиальные) образования (иногда многочисленные), среди которых шире всего распространены *Girvanella*, реже встречаются *Renalcis* и *Izhella*. Полости в каркасе имеют извилистую и несколько причудливую форму, выполнены тонкокристаллическим спаритом (рисунок 11е), в котором рассеянные мелкие пелоиды, редкий детрит раковинных организмов (остракод, брахиопод), кальцитархи, фрагменты таллитов водорослей. Встречаются регенерированные зёрна кварца – от 1% до 3% на шлиф.

Далее залегает пласт 3 (6.5 м), в котором биокластово-интракластовые вак- и пакстоуны сменяются интракластово- и биокластово-онколитовыми вакстоунами. Повсеместно встречаются обрывки нитевидных (*Girvanella*, *Wetheredella*, *Subtifloria*) и пузыревидных (*Renalcis*, *Izhella*) микробиальных сообществ. Биокласты представлены редким раковинным детритом, обломками мшанок, криноидей, кораллов. Встречаются интракласты микробиальных известняков. Онколиты сложены разнообразными инкрустирующими формами, среди которых преобладают Girvanella и известковые водоросли. Регенерированные зёрна кварца редки.

Завершают разрез пачки биокластовые вакстоуны пласта 4 (1 м), участками до грейнстоунов. Среди биокластов часто встречаются таллиты известковых водорослей, реже обломки мшанок, брахиопод. Встречаются обособленные образования с *Girvanella*, единичные сообщества *Renalcis*, кальцитархи. Зёрна терригенной примеси редки. Затем 10 м задерновано.

Пачка 2. Отдельные гривки комковатых, слабоволнистых и линзовидно-слоистых (рисунок 11б) полибиокластовых и пелоидных известняков (пак- и грейнстоуны). В них неравномерно распределены комки (2–3 см в диаметре), линзы и обрывки глинистых слойков, обломки мелких раковин брахиопод, трубочки кораллов, остатки мшанок (рисунок 11ж), амфипор (рисунок 11з), онколиты. Мощность пачки – 28 м, из которых 10 м в нижней части пачки и 5 м в верхней – засыпано/задерновано (см. рисунок 10). Далее 5 м задерновано.

Пачка 3. Полибиокластовые и интракластовые неравномерно глинистые известняки (со структурами вак- и флаутстоуна), неотчетливо слоистые (рисунок 11в), мощность пластов 1–5 см. Распределение основной массы, глинистой примеси и остатков организмов неравномерное. Обнажены многочисленные амфипоры и колониальные кораллы, в меньшем количестве –

одиночные формы, отдельные раковины брахиопод. Фоссилии представляют собой колонии, обломки колоний кораллов, кораллитов, организмы в опрокинутом положении. Примерно в 3–4 м от кровли пачки встречаются линзы (около 20 см) онколитов овальной и круглой формы (рисунок 11г). Размер образований от 3–4 до 20–25 мм, в основном порядка 1 см. В одном из таких скоплений отмечается градационная сортировка. Мощность известняков 10 м.

Нижняя граница собственно кодинской свиты проводится нами по появлению существенной песчаной примеси в известняках, что, в свою очередь, является индикатором смены обстановок седиментации. Контакт между карбонатной толщей и толщей I кодинской свиты неровный, бугристый, существенно изменяются элементы залегания пород (рисунок 12а).

Толща I кодинской свиты – карбонатно-песчано-глинистая, мощностью порядка 87 м, представляет собой чередование пачек (15 шт.) с преобладанием песчаников либо аргиллитов, причем пачки последних всегда несколько мощнее. Для неё характерно наличие разнообразных конкреций, раковин брахиопод, пластов известняков со специфическим строением, похожих на породы, встреченные в подстилающей толще. Мощность карбонатных пластов вверх по разрезу уменьшается. Растительные остатки рассеяны неравномерно, они тонкие и длинные, и их, в целом, немного.

Пачка 1. Оолитовые известняки (грейнстоуны) серые и рыжеватые. В самой нижней части пачки известняки "чистые" в отношении терригенной примеси (рисунок 13а), вверх по разрезу содержание примеси растёт (рисунок 13б) до преобладания – пачку завершает чередование мелкозернистого известковистого песчаника и песчаника (до 1–2 см), обогащенного обрывками и линзочками глинистого материала. Породы пачки слоистые, мощность пластов от 1 до 8 см. Текстура пологоволнистая (амплитуда волны около 2 см, длина 30–40 см), косая (рисунок 12б), реже горизонтальная. Отмечаются растительные остатки, тонкие и достаточно длинные (8–9 см), единичные обломки брахиопод, криноидей. В прослое глинистого песчаника – желвакообразные конкреции карбонатного песчаника. Мощность пачки около 5 м.

Пачка 2. Плохо обнаженный интервал мощностью 4 м. В закопушках выветрелые аргиллиты с прослоями (до 10 см) мелкозернистых песчаников, комковатых и узловатых, с карбонатными стяжениями. Песчаники обнажаются в нижней части пачки и примерно в метре от кровли пачки. Аргиллиты темно-серые с синеватым оттенком, неравномерно алевритистые, с рассеянными тонкими растительными остатками длиной до 5–7 см.

Пачка 3. Тонкослоистые (1–2 см) песчаные породы, серые, мелко- и среднезернистые. В верхней части пачки песчаники сменяются аргиллитами песчанистыми с растительными остатками, редкими раковинами брахиопод. В песчаных породах удлиненные конкреции. Мощность пачки 2.8 м.



а – бугристый контакт между толщей I (оолитовые известняки с волнистой слоистостью, литотип K1, CA1) и карбонатной толщей (полибиокластовые известняки, литотип K2); б – оолитовые известняки с волнистой и косой разнонаправленной слоистостью, пачка 1 (литотип K1, CA1); в – песчаники пачки 7 с пологоволнистой

слоистостью (литотип П1, CA2.1); г – онколитовый известняк (из верхней части пачки 12) с неравномерно рассеянными брахиоподами (литотип К4, CA1); д – пласт песчаника с тонкой горизонтальной слоистостью (литотип П3а) среди глинистых пород (Г1б), средняя часть пачки 13 (переходная от CA2.1 к CA7.1). Распределение брахиопод приведено в соответствии с [Мизенс А., 20126]. См. условные обозначения в приложении Б. Длина рукоятки молотка 40 см, рабочей части – 18 см. Длина линейки 2 см (в–д). Рисунок 12. Сводная колонка толщи I (разрез 3163)



а – хорошо сортированные известняки из основания пачки; б – плохо сортированные песчанистые известняки из средней части пачки. Положение образцов 17.4-4-5 и 4-6 см. на рисунке 10. Длина линейки 1 мм.
 Рисунок 13. Особенности оолитовых известняков пачки 1 (литотип К1, СА1)

Пачка 4. Аргиллиты темные, алевритистые, тонкослоистые, с прослоями (1–3 см) песчанистых глинистых пород, редкими пластами комковатого известняка, до 20 см. В породах длинный растительный детрит, в верхней части пачки брахиоподы, в том числе и в известняках, карбонатные конкреции (до 1.5 × 1 см). Завершает пачку прослой (5 см), представляющий собой тонкое чередование слойков сидерита и перекристаллизованного пелоидного известняка. Наблюдения осложнены разломом в верхней части (сдвиг на 0.8 м). Мощность пачки 8.3 м.

Пачка 5 (3.1 м) представляет собой неравномерное чередование пластов и линз (мощность 1–3 см) с различным содержанием органических остатков и основной массы и в целом похожа на пачку 2 из подстилающей толщи. Среди органических остатков – кораллы, колониальные и одиночные (диаметр кораллитов до 1.5 см), многочисленные амфипоры, редкие раковины брахиопод.

Пачка 6. Глинистые породы (2.6 м) с прослоями тонкослоистых алевролитов (до 20 см). Аргиллиты известковистые тонкослоистые, слагают интервалы с мощностью пластов 5–10 см. В породах пачки тонкий растительный детрит, удлиненные карбонатные конкреции, единичные брахиоподы. Иногда в конкрециях встречаются раковины остракод.

Пачка 7 (1.2 м) – неравномерное чередование серо-зеленых и фисташковых выветрелых песчаников и тонкослоистых неравномерно алевритистых аргиллитов. Вверх по разрезу и мощность, и зернистость песчаных прослоев утоняется, от средне- до тонкозернистых

алевритистых, от 10 до 3 см. Песчаные породы тонко горизонтально- и волнисто-слоистые (рисунок 12в) за счет слойков и мелких включений глинистого материала с небольшой примесью углистого. В глинистых породах конкреции, редко септарии, самой разнообразной формы, вплоть до правильной овальной. Количество и размер включений вверх по разрезу уменьшается от 5×15 до 1×1.5 см. Некоторые из конкреций со следами тектонических нарушений, иные срастаются. Суммарная мощность пачки 5.2 м.

Пачка 8. Неравномерное переслаивание пласто- и линзообразных тел мощностью до 10–30 см, с различным содержанием глинистой и известковой массы. В нижней части пачки прослои (2–3 см) аргиллита фисташкового цвета, отмученного, тонкослоистого, с немногочисленным растительным детритом. Среди органических остатков отмечены колониальные и одиночные кораллы, в том числе в опрокинутом положении, значительное количество перевернутых раковин брахиопод, единичные гастроподы. Раковины *Theodossia evlanensis* Nal. брахиопод некрупные, до 1.5 см в длину, тонкостворчатые (1–1.5 мм), иногда слагают ракушняковые прослои. Видимая мощность пачки 1.2 м.

Пачка 9. Обнажена плохо, прослеживается после закрытых 0.7 м. Видны гривки песчаных пород, редко – аргиллитов. Песчаники мелкозернистые, тонкослоистые, слагают пласты мощностью 20–30 см. На отдельных уровнях слоистость однонаправленная косая. Разнонаправленный мелкий растительный детрит по плоскостям наслоения, как правило, в основании песчаных пластов. Видимая мощность пачки 2.8 м. Выше по разрезу 8.6 м – задерновано.

Пачка 10 (5 м). Чередование интервалов (3–5 слоев) и отдельных пластов брахиподовых ракушняков (1–4 см) с *Theodossia evlanensis* Nal. и аргиллитов отмученных, тонкослоистых (0.5–20 см, в верхней части 30 см). В нижней части пачки 1 м аргиллитов с маломощными пластами (3–5 см) тонкозернистых песчаников и конкрециями известняка (до 3 × 4.5 см).

Пачка 11 (3 м). Аналогична подстилающей, но с меньшим количеством прослоев ракушняков. Обнажается ниже по склону на уровне пачки 10 через небольшой овраг (разлом?).

Пачка 12. Аргиллиты тонкослоистые с пластами (до 7 см) песчаников серых со слабым голубоватым оттенком, тонкозернистых, известковистых; прослоями (2–3 см) до равномерного переслаивания, тонкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов. В глинистых породах небольшие карбонатные конкреции, линзы брахиподовых ракушняков с *Theodossia evlanensis* Nal. Завершает пачку пласт (0.5 м, рисунок 12г) онколитового известняка, рассеченный разломом с амплитудой сдвига 2.5 м. Размер онколитов от нескольких миллиметров до 5 см в диаметре, размер изменяется неравномерно. В ядрах окатышей членики одиночных кораллов, мелкие терригенные зёрна, обломки раковин брахиопод. Раковины рассеяны по породе, иногда слагают прослои. Суммарная мощность пачки 3 м.

Пачка 13. Песчано-глинистая. В ней можно выделить три циклита различной мощности (9.5, 3 и 2.5 м), состоящих из песчаного и глинистого элемента. Песчаный элемент первого циклита имеет мощность около 3 м, глинистый – около 6.5 м.

Песчаный элемент представляет собой чередование песчаников горизонтально-слоистых (рисунок 12д) и алевролитов со слойками и включениями глинистого материала. Песчаники серо-зеленые и серые с голубоватым оттенком (известковистые) тонко-, мелко-, и среднезернистые, слагают пласты мощностью от 3–5 до 30–40 см. Алевролиты крупнозернистые, тонкослоистые, с мелкими растительными остатками, слагают пласты толщиной до 15 см. Их роль вверх по разрезу уменьшается, и они практически исчезают. В породах брахиоподы *Theodossia evlanensis* Nal., преимущественно небольшие скопления. Песчаный элемент второго циклита – тонкозернистый песчаник с округлыми неровными конкрециями и брахиоподами.

Глинистый элемент сложен аргиллитами с подчиненными прослоями (мощностью до 10 см) песчаников и алевролитов. В аргиллитах длинные и тонкие растительные остатки. К нижней части глинистых элементов (но не к основанию) нередко приурочены известняки (15–20 см) органогенно-детритовые, комковатые, с раковинами брахиопод *Theodossia evlanensis* Nal., единичными *Schizophoria* ? sp..

В породах многочисленные трещины, сдвиги небольшой амплитуды (до 0.5 м), в целом, не мешающие прослеживать общую картину. Мощность пачки 15 м.

Пачка 14. Обнажена плохо. Аргиллиты серо-зеленые, неравномерно алевритистые, тонкослоистые, с редкими прослоями известняка с малочисленными *Productella cf. calva* (Wen.), *Theodossia aff. livnensis* Nal., алевролитов и песчаников, немногочисленными конкрециями и мелким растительным детритом. Мощность 10 м.

Пачка 15. Чередование аргиллитов с редкими *Theodossia evlanensis* Nal., *Productella cf. calva* (Wen.), *Theodossia aff. livnensis* Nal. и тонкозернистых неравномерно известковистых песчаников с растительным детритом, мощность пластов 20–30 см. Песчаников становится несколько больше вверх по разрезу, в них много детрита. Мощность пачки около 6.5 м.

Толща II – глинисто-песчаная, мощностью порядка 63 м (рисунок 14), обнажается выше по разрезу. Она, как и предыдущая, имеет цикличное строение, чередуются песчаные и глинистые пачки (всего 8). Мощность первых превышает мощность последних в несколько раз. Для пород характерно наличие растительных остатков, в том числе скоплений крупного детрита в отдельных прослоях. Аргиллиты и песчаники включают немногочисленные фоссилии – пелециподы (в основном) и единичные брахиоподы, в том числе слагающие ракушняки. Конкреции встречаются редко.



а – мелкозернистые песчаники (литотип ПЗа), отделенные друг от друга прослоями тонкослоистых аргиллитов
 (Г1а, Г1в) и алевролитов, нижняя часть пачки 1; б – глинистые породы (Г1в) с пластами песчаников (ПЗа), пачка 4;
 в – фрагмент оползневого колобка среди аргиллитов пачки 7. См. условные обозначения в приложении Б, а также пояснения в тексте.

Рисунок 14. Строение толщи II (разрез 3163, СА7.1) и некоторые её особенности

Пачка 1. Плохо обнаженная пачка. Песчаные породы (рисунок 14а) серо-зеленые, мелкозернистые, неравномерно известковистые (отдельные пласты – известняк песчаный), горизонтально-слоистые, слагают пласты мощностью 40–60 см. В песчаниках прослои тонкослоистых аргиллитов и алевролитов. Мощность пачки 10.5 м.

Пачка 2. Чередование тонкослоистого алевритистого аргиллита (до 20 см) и тонкослоистого мелкозернистого песчаника (до 40 см). Мощность 1.5 м.

Пачка 3. Песчаники серые с зеленоватым, реже голубоватым оттенком, в нижней части пачки массивные, выше по разрезу – горизонтально-слоистые. Зернистость песчаных пород

изменяется от мелко-среднезернистой до тонкозернистой. Пласты (10–20, реже 60–70 см) отделены друг от друга прослоями аргиллита и алевролита, слойками глинистого материала. В породах присутствуют многочисленный растительный детрит, единичные неопределимые брахиоподы. Мощность пачки 4 м.

Пачка 4. Чередование (рисунок 14б) тонкослоистых алевритистых глинистых пород (слагают интервалы до 40 см) и песчаников тонкозернистых, известковистых, с многочисленными растительными остатками (10–20 см в длину). В верхней части пачки прослой 8 см песчаника средне-мелкозернистого. В аргиллитах небольшая линза брахиоподового ракушняка. В алевролитах встречаются редкие тонкостенные брахиоподы. Мощность пачки около 2 м.

Пачка 5 представляет собой циклит третьего порядка, нижний песчаный элемент имеет мощность 4.5 м, верхний глинистый – 1.5 м. Песчаный элемент представляет собой песчаники от средне- до тонкозернистых, в отдельных пластах зернистость уменьшается от подошвы к кровле. Примесь карбонатного материала в песчаниках неравномерная. Пласты (20–50 см, в основании пачки – до 1 м) разделены слойками и прослоями глинистого материала. Глинистый элемент – чередование аргиллитов и тонкозернистых песчаников, породы тонкослоистые.

В песчаниках крупные растительные остатки длиной более 10 см и толщиной 4–5 см. В нижней части пачки в песчаных породах яйцевидные конкреции, редкие двустворки.

Пачка 6. После 8 м задернованного интервала обнажаются песчаники (пласты не более 15 см) чередующиеся с тонким переслаиванием (толщины слойков до 3–4 мм) аргиллитов и алевролитов. Пласты переслаивания имеют мощности не более 20 см. Песчаники мелко- и тонкозернистые, с горизонтальной (равномерной и неравномерной) слоистостью, подчеркнутой глинистым материалом и растительным детритом. Наблюдается единичная конкреция с брахиоподами. Мощность пачки порядка 5 м.

Пачка 7. Цикличное чередование (20 м) песчаников и аргиллитов. Песчаники тонко-, мелкозернистые, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой глинистым материалом и растительными остатками. Последние встречаются достаточно крупные, длиной более 10 см, в диаметре около 5 мм. Песчаные породы слагают пласты толщиной от 5–10 до 40–50 см. В пачке три интервала с преобладанием аргиллитов, мощностью от 1 до 3 м, несколько прослоев (5–7 см) ракушняка с брахиоподами и двустворками. В верхней части пачки – оползневой колобок (рисунок 14в).

Пачка 8. Несколько относительно мощных пластов (до 1 м) средне- и мелкозернистых, разделенных слойками глинистого материала и прослоями алевролитов. Затем 3 м аргиллитов отмученных, аналогичных таковым предыдущей пачки. Мощность 5.5 м.

Толща III. Выше по течению на левом берегу реки свита практически не обнажена. Задернованность этой части компенсирует вскрытый на правом берегу в связи со строительством автодороги Каменск-Уральский – Челябинск новый разрез (**толща III**). Описание выполнено по западному борту дорожной выемки, где разрез разбит разломами на три части (блоки) – А, Б и В (рисунки 15–17).

Блок А – карбонатно-глинистые отложения, встречаются прослои песчаников. Подстилающие породы неизвестны. Верхняя граница тектоническая. Видимая мощность 40 м. Характерно наличие большого количества органических остатков, преимущественно брахиопод, распространенных в известняках, в меньшей степени в глинистых породах. Встречаются также гастроподы. В одном из пластов известняка, наряду с брахиоподами, много кораллов – колониальных и одиночных, присутствуют членики криноидей, гониатиты. Растительных остатков (тонкого детрита) относительно немного. Выделяется 8 пачек.

Пачка 1 (видимая мощность до 7 м). Тонкослоистые глинистые породы с многочисленными маломощными (1–2 см, реже 3 см) линзами карбонатов длиной от нескольких см до 1 м и более (рисунок 17а), к которым в большинстве случаев приурочены гастроподовые, реже брахиоподовые (со створками и ядрами *Theodossia katavensis* Nal.), ракушняки. Гастроподы в рассеянном виде присутствуют и в глинистой породе. В средней части пачки залегает глыба? (мощность около 50 см) слоистого средне-крупнозернистого песчаника с примесью растительного детрита. Контакт с перекрывающими породами, вероятно, тектонический, но элементы залегания сохраняются.

Пачка 2. Песчаники мелкозернистые, тонко горизонтально-слоистые, мощностью 10–50 см, с прослоями аргиллитов до 3–4 см, особенно в нижней части пачки. В песчаниках присутствуют растительные остатки, иногда многочисленные, толщиной до 1 см. Мощность пачки 2.5 м.

Пачка 3. Аргиллиты, тонкослоистые нередко со слойками алевритового материала. Встречаются тонкие (1–2 см) и короткие (несколько десятков см) линзы карбонатного вещества, иногда с рассеянными очень мелкими (2–3 мм) раковинками гастропод. В нижней части пачки на одном и том же уровне имеются два линзовидных тела, размером около 20 × 50 см, сложенные гидроокислами железа и отстоящие друг от друга на 1 м. Они имеют концентрическое строение и многочисленные пустоты в концентрических слоях. Эти образования, скорее всего, формировались в постседиментационную стадию в результате просачивания богатых железом растворов. Мощность пачки 9 м.

Пачка 4. Серые аргиллиты (6.5 м) с отдельными прослоями известняков и несколькими маломощными (20–30 см) интервалами чередующихся известняков (от 2–3 до 7–8 слоев, мощностью 1–5 см) и аргиллитов (до 5 см). Самостоятельные прослои карбонатных пород такие



См. условные обозначения в приложении Б, а также пояснения в тексте.

Рисунок 15. Обнажение толщи III (разрез 3155) в западном и частично (пачки 5–7) восточном борту дорожной выемки на правом берегу р.



Слева – литологическая колонка для толщи, справа – более детальные колонки для пачек 4–7 блока A (крайняя справа, CA2.2) и пачки 1 блока B (CA7.3). См. условные обозначения в приложении Б, а также пояснения в тексте. Рисунок 16. Сводная литологическая колонка толщи III (разрез 3155) и некоторые её фрагменты



а – карбонатная конкреция с брахиоподами среди аргиллитов пачки 1 блока А (литотип Г16, CA2.2); б – линзы и прослои комковатого известняка (K3a) среди аргиллитов (литотип Г16) пачки 4 блока А (CA2.2); в–г – пачка 1 блока В (CA7.3): в – песчаники с неровными верхней и нижней пластовыми поверхностями (литотип П3а);
г – ходы илоедов среди аргиллитов (литотип Г1г); д – протяженные линзы известняка с брахиоподами и прочей фауной (литотип K3a) среди глинистых пород (Г16) пачки 2 блока В (CA2.2); е – известняк со строматолитовой слоистостью, пачка 5 блока В (литотип К5, CA1); ж – бугорчатая подошва того же известняка; з – онколитовые известняки пачки 6 блока В (литотип К4, CA1). Длина линейки 2 см (а, б, г, д).

Рисунок 17. Некоторые литотипы толщи III

же маломощные (1-5 см), лишь в единичных случаях до 10 см (в подошве пачки) и 40 см (в Преобладают органогенно-детритовые разности с раковинами, кровле). иногла многочисленными, брахиопод (см. рисунок 176), редкими члениками криноидей. Среди брахиопод в известняках преобладают Theodossia evlanensis Nal., реже встречаются раковины Pugnax nana Mark., находки Theodossia katavensis Nal. единичны. В основании пачки залегает пласт с мелкими (менее 1 см) гастроподами. Известняки комковатые, бугристые, с неровными поверхностями (особенно нижней), причем комки и бугры нередко расслоены тонкими глинистыми слойками. Пласты линзовидные, часто выклинивающиеся по простиранию. Встречаются песчанистые известняки, мощностью в 5-7 см с тонкой горизонтальной слоистостью, с раздувами, возможно, конкреционной природы. Аргиллиты, слагающие основную часть пачки, относительно чистые, с небольшим количеством тонкого растительного детрита и с неравномерно рассеянными брахиоподами. По небольшим скоплениям раковин в аргиллитах сформированы плоские конкреции.

Пачка 5. Серые аргиллиты с тонкими расплывчатыми и несколькими более заметными (2–8 см) слойками алевролита. Породы с тонким растительным детритом. В верхней части пачки глинистые породы постепенно сменяются тонкозернистыми песчаниками со слойками аргиллита. В аргиллитах местами встречаются мелкие раковины брахиопод (или двустворок?). Мощность 2.6 м.

Пачка 6 (3 м). Обнажена плохо, сложена преимущественно глинистыми породами. В нижней части ее залегают две линзы органогенно-детритовых известняков мощностью по 20 см. Нижняя линза сложена комковатой породой с многочисленными одиночными и колониальными кораллами, с брахиоподами *Pugnax nana* Mark., *Atryparia* (*Costatrypa*) cf. *posturalica* (Mark.), *Theodossia evlanensis* Nal., образующими местами небольшие скопления раковин, встречаются мелкие членики криноидей, тентакулиты, раковины бочонкообразных гастропод. Во второй линзе известняк слоистый с многочисленными раковиными и створками брахиопод *Theodossia evlanensis* Nal., *Productella calva* (Wen.), *Pugnax nana* Mark. и *Atryparia* (*Costatrypa*) cf. *posturalica* (редки), среди которых рассеяны иглы, редкие гониатиты, тентакулиты, членики криноидей, двустворки. Многочисленные брахиоподы находятся и в аргиллите выше верхней известняковой линзы. Здесь же присутствует линза ожелезненных пород (15×40 см), похожая на таковые в пачке 3 – многочисленные концентрические корки гидроокислов железа с кавернами, заполненными глинистым веществом. Встречаются и ожелезненные раковины брахиопод. Приблизительно в средней части пачки залегает еще один маломощный (5–10 см) пласт (или линза) известняка с брахиоподами и иглами брахиопод.

Пачка 7. Песчаник средне-мелкозернистый, трещиноватый, рыхлый, измененный вторичными процессами, в том числе ожелезненный. В наиболее свежей средней части пласт

выглядит массивным, выше и ниже видна слоистая текстура. Песчаник перекрыт интенсивно выветрелыми глинистыми породами. Мощность 0.6 м.

Пачка 8. Необнаженный интервал (12 м при условии сохранения тех же элементов залегания). В закопушках вскрыты аргиллиты, среди которых залегают ожелезненные и почерневшие песчаники средне-мелкозернистые. Встречаются пятна, представленные концентрически слоистыми корками гидроокислов железа с многочисленными пустотами.

Блок Б – глинисто-песчаный. Нижняя и верхняя границы тектонические. Прослеживается на расстоянии 240 м вдоль дороги по азимуту 300°. Мощность оценить сложно, так как тектонические зоны есть и внутри толщи. Положение блока Б примерно соответствует предполагаемой зоне прохождения Исетского широтного разлома.

Пачка 1. В юго-восточной части этого блока обнажаются аргиллиты с крупными глыбами песчаников – своего рода крупноглыбовая тектоническая брекчия. В аргиллитах иногда видны рассеянные фрагменты стебельков очень мелких (диаметром около 1 мм) криноидей длиной до 1–1.5 см, а также мелких брахиопод и пелеципод. Глыбы песчаников (преимущественно мелкозернистых) представляют собой фрагменты пластов мощностью от 20–30 см до 2–3 м, в которых иногда можно видеть линзы в разной степени нагруженных ракушняков – скоплений раковин пелеципод, нередко крупных (до 2–3 см), среди которых встречаются и гастроподы, тоже крупные (до 3–4 см). Присутствуют рассеянные растительные остатки размером до нескольких см. В некоторых случаях у песчаников видна слоистая текстура – чередование слойков (от 2–3 до 10 мм) мелко- и тонкозернистых песчаников, алевролитов, иногда до алевритистых аргиллитов. Встречаются песчаники с многочисленными окатышами аргиллитов и, редко, известняков.

Пачка 2. Влияние тектонических деформаций на среднюю часть блока разреза минимально, хотя элементы залегания изменчивые. Здесь обнажаются мелкозернистые песчаники, мощностью от 30–40 см до 2–3 м, разделенные прослоями (5–30 см) аргиллитов. Песчаники горизонтально-слоистые, с неровными волнистыми нижними поверхностями. На свежем сколе слоистость практически не видна, но породы раскалываются по параллельным поверхностям, на которых видны чешуйки слюды, нередко и относительно обильный растительный детрит, чаще всего тонкий. В некоторых случаях встречается волнистая слоистость. Иногда в песчаниках присутствуют рассеянные раковины пелеципод, остракоды и, вероятно, редкие брахиоподы, встречаются пелециподовые ракушняки, мощностью до 5–6 см, ходы илоедов – вертикальные и горизонтальные. Местами можно видеть крупные (до 50 см) карбонатные конкреции, шаровидные и овальные.

Пачка 3. В западной части блока прослеживаются 2–3 вертикальные зоны перетертых раздробленных пород, шириной до 1 м, среди которых обнажается несколько пластов,

сложенных в нижней части мелкозернистыми песчаниками, в верхней – песчанистыми аргиллитами или глинистыми песчаниками, иногда пятнистыми, с распределением песчаного материала в виде пологоволнистых слойков и линзочек. Встречаются ходы илоедов, местами видны рассеянные раковины или ракушняки пелеципод. Присутствует растительный детрит, иногда небольшие скопления относительно крупных фрагментов.

Блок В. Песчаники с прослоями глинистых пород вверх по разрезу сменяют аргиллиты с прослоями и конкрециями известняков, которые, в свою очередь, перекрыты аргиллитами с маломощными прослоями песчаников и относительно мощным (2 м) строматолитовым биогермом. Общая видимая мощность около 35 м. По всему интервалу, как в глинистых, так и присутствует небольшое песчаных породах количество растительного детрита, преимущественно мелкого. Лишь в песчаниках и аргиллитах, подстилающих биогерм, его несколько больше. В аргиллитах в песчано-глинистых пачках встречаются ходы илоедов, в верхней части нижней песчаной пачки появляются раковины пелеципод. Аргиллиты и известняки средней части блока характеризуются присутствием большого количества раковин брахиопод, постоянно встречаются также членики криноидей, гастроподы, пелециподы, иногда аммоноидеи, одиночные кораллы и др. Строматолитовый биогерм и непосредственно перекрывающие его известняки и глинистые породы содержат многочисленные онколиты, брахиоподы, нередко присутствуют колониальные и одиночные кораллы, членики криноидей.

Пачка 1 (около 7 м, см. рисунок 16) темно-серых мелкозернистых песчаников (0.2–1.4 м), со слойками, линзами и слоями аргиллитов различной мощности (от 1-2 до 60 см), встречаются участки расклинивания песчаников и глинистых пород. Иногда среди аргиллитов присутствуют линзы (толщиной от 2 до 20-30 см) мелкозернистых песчаников. При этом некоторые из них ориентированы под углом к напластованию. Нижние и верхние поверхности песчаных пластов и линз, как правило, со следами размыва – неровные, бугристые (с амплитудой от 1–2 до 6 см, причем верхняя, местами, характеризуется более глубокими врезами, см. рисунок 17в). Нередко вблизи кровли и подошвы в песчаниках видны включения окатышей и фрагментов пленок глинистой породы. Волнистые поверхности, выстланные глинистым материалом, встречаются и внутри песчаных пластов. Текстура песчаников массивная и неяснослоистая, реже горизонтально-слоистая, подчеркивается ориентированными пластинками слюды и тонкими обрывками глинистых слойков. В редких случаях у основания песчаного пласта видны наклонные (косые) слойки. В верхней части пачки встречаются тонкозернистые песчаники с неправильными линзовидными включениями более грубых разностей. Локально в глинистой породе, реже в песчаной, видны ходы илоедов – вертикальные и наклонные, извилистые, неровные, толщиной 3-5 мм (см. рисунок 17г). В аргиллитах и песчаниках встречаются растительные остатки. Пачку завершают тонкозернистые песчаники и крупнозернистые

алевролиты (0.8 м) с тонким прослоем аргиллитов, горизонтально-тонкослоистые и неотчетливо слоистые, редко со сложной слоистостью, с ровными пластовыми поверхностями и с включением отдельных раковин (пелеципод?), и небольших линз ракушняков.

Пачка 2. Тонкослоистые глинистые породы с рассеянными конкрециями известняка (см. рисунок 17д) протяженностью от 2 до 10 см, редко до 2 м. Обращает на себя внимание маломощная (3-5 см) линза или пласт известняка с волнистой текстурой, предположительно водорослевое образование, прослеживающаяся в нижней половине интервала. В аргиллитах рассеяны обломки пелеципод, верхней в части достаточно много брахиопод (идентифицированы Schizophoria striatula (Schloth.), Athyris? sp., Theodossia cf. evlanensis Nal.) мелкие гастроподы, встречается рыбья чешуя (?) и, возможно, остракоды. Присутствует небольшое количество растительного детрита. В основании пачки залегает пласт (0.3 м) органогенно-детритового известняка с многочисленными пелециподами(?) и брахиоподами, в том числе тонкостенными, размером до 15 мм, встречаются одиночные кораллы. Среди обломков раковин, в составе детрита видны членики мелких криноидей, мелкие гастроподы. Нижняя поверхность пласта слабобугристая. В верхней части пласта известняк замещается глинистой породой (2-6 см) с многочисленными комками известняка различного размера и формы и рассеянными раковинами брахиопод. Видимая мощность пачки 5 м, но в ее пределах проходит тектоническое нарушение, хотя амплитуда смещения, скорее всего, небольшая.

Пачка 3. Аргиллиты с многочисленными (особенно в средней части пачки) пластообразными и небольшими линзовидными конкрециями известняков мощностью 2–9 см. Почти во всех карбонатных образованиях присутствуют брахиоподы, как отдельные раковины, так и ракушняки, встречаются башенковидные и бочонкообразные гастроподы, пелециподы, криноидеи, редкие гониатиты, растительный детрит, остатки трилобитов. В собственно аргиллитах тоже присутствуют брахиоподы и раковины других организмов, но в гораздо меньших количествах. В основании пачки залегает маломощный (до 8 см) пласт (линза) конгломератовидной породы, сложенной небольшими (от нескольких мм до 5–7 см) карбонатными стяжениями с многочисленными раковинами брахиопод, среди которых также встречаются членики криноидей, гастроподы, аммоноидеи, прямые головоногие моллюски. Особенно много организмов в мергеле сразу выше «конгломерата». В ракушняках преобладают *Pugnax nana* Mark. либо *Kerpina*? sp. и *Iowatrypa* ex gr. nebulosa Yud., в значительно меньших количествах присутствуют *Theodossia* cf. *evlanensis* Nal., единичны *Tenticospirifer* ex gr. *tenticulum* (Vern.), *Desquamatia alticoliformis* Rzhon., *Athyris*? sp. и *Adolfia*? sp. Мощность 9 м.

Пачка 4 (4.5 м). Аргиллиты с подчиненными прослоями тонкозернистых песчаников и разнозернистых алевролитов горизонтально-тонкослоистых, мощностью до 10 см. Из органических остатков присутствует только растительный детрит (особенно в песчаниках),
относительно крупный (до 2–4 см), причем в больших количествах, чем раньше. В верхней части, в аргиллитах встречаются мелкие (3–4 см) серые с голубоватым оттенком цвета карбонатные конкреции. Пачку подстилает пласт мелкокристаллического темно-серого известняка (40 см), без видимых органических остатков, раздробленный разломами.

Пачка 5. Строматолитовые известняки с неравномерной бугорчатой слоистостью (см. рисунок 17е). Слойки толщиной 1–3 см нередко подчеркиваются глинистым материалом во впадинах и небольшими линзочками аргиллита. Подошва пласта бугорчатая с валообразными выступами и впадинами амплитудой до 20–40 см (см. рисунок 17ж). В породе рассеяны многочисленные онколиты (до 6–7 см), часто встречаются брахиоподы (от 0.3–0.4 до 1–1.5 см), колониальные кораллы (колонии до 10 см), реже можно встретить ругозы, членики криноидей, мшанки, башенковидные и бочонкообразные гастроподы. Среди брахиопод преобладают *Productella calva* (Wen.), реже встречаются *Theodossia* cf. *evlanensis* Nal., *Tenticospirifer* ex gr. *tenticulum* (Vern.), *Iowatrypa* ex gr. nebulosa Yud., единичны створки *Pugna*х nana *Mark.*, *Desquamatia alticoliformis* Rzhon. Видимая толщина пласта порядка 2 м.

Обнажение продолжается на восточном борту выемки.

Пачка 6. Тонкослоистые аргиллиты отмученные, в выветрелом состоянии зеленоватые (1.5 м). Вверх по разрезу сменяются чередующимися органогенными известняками и аргиллитами (по 1–4 см). В известняках, в меньшей степени в аргиллитах присутствуют остатки брахиопод, одиночных кораллов, многочисленные онколиты, размером от нескольких мм до 2–4 см (см. рисунок 173), встречаются членики криноидей. Общая мощность 2–2.5 м.

Пачка 7. После закрытого интервала (2–3 м) прослеживаются гривки аргиллитов с редкими тонкими прослоями тонкозернистой песчаной породы.

В 450 м северо-западнее моста вверх по реке, в небольшом карьере на левом берегу, продолжается стратотип кодинской свиты. В протяженном (до ручья Большой Ключ), неравномерно обнаженном массиве горных пород можно выделить четыре толщи (IV–VII).

Толща IV, глинисто-песчаная, мощностью 145–150 м, с преобладанием глинистых пород в нижней трети толщи. Сложена 14 пачками (рисунок 18). Для пород характерно наличие неравномерно рассеянного растительного детрита, в отдельных пачках достаточно крупного и длинного. Распространены маломощные прослои неравномерно песчанистых органогеннодетритовых известняков с остатками пелеципод, реже к ним добавляются остатки брахиопод и/или гастропод. В нижней части толщи встречаются промоины, выполненные песчаным материалом, пласт известняка со сложным строением, а также линзы пород с многочисленными литокластами и поломанными раковинами. В толще встречаются перемытые [Дуб и др., 2018] шарообразные конкреции карбонатизированного песчаника и с текстурами cone-in-cone.



См. условные обозначения в приложении Б. Фотографии а-з см. на рисунке 19.

Рисунок 18. Литологическая колонка толщи IV (разрез 3156) и её фрагмента (справа, 6 пачка)



а – удлиненные окатанные литокласты известняка и аргиллита в песчанике (литотип П4, СА7.2?) пачки 1;
б – пологая волнистая параллельная слоистость (пачка 3, литотип П1, переход от СА6 к СА7.3);
в, г – пелециподовые ракушняки пачки 6 (литотип К36, СА8); д, е – неравномерное переслаивание (элементарный ре-проциклит) грубых песчаников и аргиллитов (литотип П5а, СА7.3); ж – косослоистые среднезернистые песчаники пачки 9 (ПЗа) и з – крупные растительные остатки на слоевой поверхности в них. Длина линейки 5 см. Рисунок 19. Литотипы толщи IV и их особенности

Пачка 1. Плохо обнаженный, частично засыпанный, интервал в восточной части карьера. Сложен мелко- и тонко-, реже среднезернистыми песчаниками, массивными, но иногда в них проглядывается горизонтальная слоистость. В одном прослое косоволнистой породы видна волновая рябь с высотой волны до 2 см, длиной до 10 см. Песчаные породы слагают пласты мощностью от 20 см до 1.5–2 м, чередующиеся с аргиллитами (от нескольких до 20–40 см) с прослоями алевролитов и песчаников.

В нижней части пачки мощный, до 2 м, пласт песчаного известняка (кальцитизированного песчаника) с горизонтальной и наклонной слоистостью, с линзами неправильной формы с окатышами (чаще всего удлиненными) известняка и аргиллита, размерами от 1–2 до 10 см (рисунок 19а). Размер линз достигает 20–40 см. По всему пласту рассеяны раковины пелеципод, брахиопод, гастропод (в том числе бочонкообразных), часто 4–5 и менее см в длину. Среди брахиопод определены *Productella* sp., редкие *Sentosioides* ex gr. *curvirostris* (Winch.), *Theodossia* sp., в основном спинные створки.

В песчанике под известняками крупные растительные остатки, до 13 см в диаметре. В целом, в песчаниках отмечены редкие тонкие растительные остатки, помимо них – мелкие линзочки и включения аргиллита. В нижней части пачки линза аргиллита с уплощенными шариками (карбонатными конкрециями), размером 0.5–3.5 см. Мощность пачки составляет порядка 20 м.

Пачка 2 (20 м). Песчано-глинистая, вверх по разрезу количество песчаников уменьшается. Аргиллиты темно-серые, неравномерно алевритистые, тонкослоистые, слагают пласты мощностью до 0.5 м. В глинистых породах линзы мощностью до 10 см, длиной до 80 см и более, известняка с текстурой cone-in-cone, и линзы небольшой протяженности без таковой.

Песчаные породы серые, в выветрелом состоянии серые с зеленоватым оттенком, мелкозернистые, слоистые. Слоистость в основном горизонтальная и волнистая, редко косая и косоволнистая. Песчаники слагают пласты мощностью от 1–3 см до 20–30 см, в основании пачки – до 40 см. В верхней части пачки относительно мощный (до 1 м) пласт песчаника с многочисленными чешуйками слюд и растительным детритом, в том числе достаточно крупного, до 4 см, по плоскостям наслоения. В песчаниках и известняках – аутигенный пирит.

Пачка 3. Представляет собой 5 проциклитов третьего порядка – чередование песчаных (мощность 0.6–2.1 м) и глинистых (0.7–2 м) элементов. В строении песчаных элементов преобладают песчаники, глинистых – аргиллиты и глинистые мелкозернистые алевролиты. Песчаные породы мелко-, реже тонкозернистые, в отдельных циклитах – мелко-среднезернистые. Породы горизонтально слоистые и внешне массивные, слагают пласты от 20–30 см до 2 м, и иногда выполняют промоины (15–20 см). В одной из них песчаный материал крупнозернистый, с линзами грубозернистого. В верхней части наиболее грубого песчаника

слоистость пологоволнистая (рисунок 196) и косая. Нередко в песчаниках, особенно в нижней части пачки, линзы известняка с раковинами пелеципод, брахиопод и гастропод (до 6 см шириной). Крупные раковины имеют очень толстые створки, мелкие – тонкие. Среди органических остатков присутствуют также достаточно крупные растительные остатки, до 6 см в длину (отпечаток коры). Видимая мощность пачки 13.5 м.

Пачка 4. Закрытый интервал (14 м). Обнаружены мелкие гривки мощных песчаников (более 1 м). Породы мелко- и средне-мелкозернистые, горизонтально слоистые, слагают пласты мощностью от 10 до 30 см, разделенные аргиллитами примерно такой же мощности.

Пачка 5. Песчаники мелко- и средне-мелкозернистые, с горизонтальной слоистостью и следами гигантской очень пологой ряби (длина до 1 м, амплитуда 2–4 см). Породы слагают пласты мощность от 0.4 до 1.2 м, разделенные тончайшими слойками глинистого материала. В основании каждого пласта едва заметное укрупнение материала, мелкие обрывки аргиллитов. В целом, границы пластов не очень отчетливые. Растительные остатки представлены в виде крупных обрывков, стеблей. В породах – мелкие карбонатные конкреции желтого цвета (карбонатизированный песчаный материал). Мощность пачки 5.5 м, выше по разрезу примерно 1 м засыпан.

Пачка 6. Чередующиеся интервалы песчаников и алевролитов с аргиллитами. Песчаные породы мелко- и тонкозернистые, слагают пласты мощностью от 5 см до почти 1.8 м. Слоистость горизонтальная, отчетливая и не очень, подчеркнута тонким растительным детритом, чешуйками слюды. Редко встречается мелкая тонкая косая однонаправленная, волнистая слоистость. Последняя чаще встречается в песчаниках с пелециподовыми ракушняками (см. ниже). Аргиллиты неравномерно алевритистые, тонкослоистые. В алевритистых разностях встречаются стяжения карбонатного материала. Пласты песчаников и аргиллитов хорошо выдержаны, но иногда в основании видны небольшие промоины глубиной в несколько сантиметров. Растительные остатки в породах диаметром до 1–2 см, длиной до 15 см.

Среди песчаников залегают линзы и пластообразные тела видимой протяженностью более 10–20 см, мощностью до 10 см, редко более, пелециподовых ракушняков (рисунок 19в, г). Гастроподы и створки брахиопод *Theodossia evlanensis* Nal., единичные *Productella* ? sp. обнаружены только в средней части пачки, где отмечается большое количество прослоев ракушняков. Последние нередко слагают пласты с бугристыми нижними поверхностями напластования, постепенно переходящие в вышезалегающие породы. Мощность пачки составляет порядка 20 м.

Пачка 7. Глинисто-песчаная. Песчаники средне-, реже мелко- и крупно-среднезернистые, с горизонтальной слоистостью, слагают пласты мощностью от первых десятков сантиметров до

2 м. Аргиллиты (от 15 до 120 см) в основании пачки отмученные, выше по разрезу – алевритистые, тонкослоистые, нередко с тонкими прослоями песчаного материала (до 1.5 см).

Характерной особенностью пачки является наличие среди песчаных пород протяженных линз мощностью 10–15 см своеобразной ракушечно-обломочной породы с базально-поровым матриксом из крупнозернистого песчаника. Порода включает в себя плоские окатыши афанитового известняка, рассеянные мелкие и крупные раковины пелеципод и гастропод (гастроподы 4–5 см в диаметре), редкие мелкие гравийные зерна кварца (до 5 мм) и гальки вулканогенных пород предположительно основного/среднего состава.

В верхней части пачки имеет место неравномерное переслаивание (рисунок 19д, е) песчаника крупно-среднезернистого (0.1–7 см) с аргиллитом отмученным (0.2–5 см), общей мощностью 80 см. Нижняя и верхняя поверхности слойков песчаников неровные, самые тонкие слойки пород, похоже, местами выклиниваются. Выше – своеобразная яма (врез?), выполненная песчаниками. В пределах интервала несколько тектонических нарушений, со смещением пород, в связи с чем замеры осложнены. Суммарная мощность пачки 6.3 м.

Пачка 8. Пачка представляет собой чередование аргиллитов и песчаников со значительным преобладанием последних. Вверх по разрезу мощность глинистых пластов увеличивается на порядок – от первых сантиметров до 1 м.

Песчаные породы от крупно-средне- до тонкозернистых в верхней части пачки. Слоистость горизонтальная, подчеркнута тонким растительным детритом, иногда достаточно крупным. Пласты разделены как тонкими слойками глинистого материала, так и аргиллитом тонкослоистым и тонко переслаивающимися аргиллитом и песчаником. В местах переслаивания песчаник слагает пласты мощностью до 2–3 см. В нем редкие мелкие конкреции (1 × 3 см) с мелкими раковинами двустворок (размерами до 1 см), под углом к слоистости.

Аргиллиты отмученные и алевритистые, тонкослоистые, в верхней части пачки слагают мощный пласт с прослоями песчаника. В нём редкие конкреции афанитового известняка с единичными раковинами пелеципод. Мощность пачки 8.7 м.

Пачка 9. Относительно мощные, от 0.8 до 4.3 м пласты песчаников, разделенные слойками либо примазками глинистого материала. Породы среднезернистые (в нижней части пачки средне-мелкозернистые), с горизонтальной, пологой косой (рисунок 19ж) слоистостью. По пачке рассеяно много растительных остатков, в том числе стебли длиной до 20 см, толщиной до 2 см, по слоевым поверхностям (рисунок 19з), под углом к наслоению. В верхней части пачки мелко- и тонкозернистые переслаиваются с аргиллитами. Нижняя поверхность пачки несколько неровная. Мощность 11.7 м. В кровле пачки разлом, видно зеркало скольжения.

Пачка 10 (2.3 м). Горизонтально-слоистые, средне- и мелкозернистые песчаные породы с прослоями и линзами глинистых пород, местами с многочисленными пятнами, прожилками по разным направлениям, крупно- и среднезернистого песчаника (трещины синерезиса?). Особенность пачки – наличие в линзах аргиллита и в песчаниках шарообразных карбонатных конкреций размерами от нескольких мм до 10 см. В нижней части пачки в песчаном пласте неправильные линзы грубозернистого материала и рассеянные гальки (5–6 мм) кремней, многочисленные конкреции (до 3 см размером). Встречаются редкие гастроподы.

После засыпанного интервала (4.5 м) обнажаются породы пачки 11.

Пачка 11. Аргиллиты с прослоями песчаников, редкими пластами (до 10 см) органогенно-детритового песчанистого известняка с раковинами пелеципод. Глинистые породы неравномерно алевритистые, тонкослоистые, слагают пласты мощностью 5–7 до 50–60 см. Присутствует растительный детрит, редкие карбонатные конкреции. Мощность пачки 5 м, выше по разрезу примерно 3 м засыпано.

Пачка 12. Равномерное чередование аргиллитов и песчаников, слагающих пласты мощностью до 20 см, чаще до 10 см. Песчаные породы серо-зеленые средне-мелкозернистые тонкослоистые. Глинистые – серые с зеленоватым оттенком, неравномерно алевритистые, с тонкими слойками (порядка 2 мм) среднезернистого песчаника на отдельных участках.

В аргиллите в верхней части пачки тонкие мелкие каплевидные неравномерно рассеянные раковины пелеципод. По наслоению мелкий растительный аттрит, слюда. Мощность пачки составляет порядка 2 м. Выше по разрезу залегает мощный песчаный блок, отрезанный по всем направлениям от толщи разломами. Вероятно, это некая другая толща, в связи с чем здесь она описана не будет.

Пачка 13. Эта пачка и смещенная вниз по разлому следующая, являются переходными между толщами IV и V. В основании залегает мощный пласт (1.1 м) горизонтально-слоистого тонкозернистого песчаника, смещенный по разлому. Выше по разрезу обнажается следующая последовательность пород, занимающая всего 7 см: известняк со строматолитовой слоистостью, переходящий по резкой границе в афанитовый известняк, перекрывающийся пластом органогенно-детритового с многочисленными раковинами брахиопод.

Выше залегает неравномерное чередование аргиллита (0.3–1.5 м) и песчаника (10–15 до 50 см). Песчаная порода мелко-, реже среднезернистая, тонкослоистая, с редкими глинистыми прослоями, раковинами пелеципод, крупными растительными остатками (до 5 см) по наслоению. В продолжение пачки разлом, примерно 3 м засыпано, видны отдельные гривки песчаников и аргиллитов, а также блоки известняка, который будет описан в нижней части следующей пачки. Суммарная мощность составляет порядка 9.7 м.

Пачка 14. Песчаник тонко-мелкозернистый (40–50 см), неравномерно глинистый, с мелкими септариями карбонатного материала. Песчаная порода постепенно, через линзы одного в другом, переходит в маломощный пласт (0.3 м) известняка афанитового, с различными органическими остатками. Далее – тонкое переслаивание аргиллита, алевролита и песчаника. В песчанике и аргиллите крупный растительный детрит, в известняке онколиты (0.5–1 см), брахиоподы *Theodossia evlanensis* Nal. и единичные *Productella* ? sp. и их иголки, пелециподы, редкие гастроподы и членики криноидей. Подобная фауна отмечена в песчаном прослое рядом с ним. Зона разбита разломами, видимая мощность более 4 м.

Толща V (45 м) обнажается выше по течению реки. Представляет собой тонкое чередование песчаников тонкозернистых, в основном глинистых, и аргиллитов неравномерно алевритистых и песчанистых (рисунок 20). Породы выветрелые, поэтому внешне их достаточно тяжело отличить друг от друга. Они имеют серо-зеленый и оливковый цвет (рисунок 20а), характеризуются слоистостью и распадаются на плитки. В толще обнажаются маломощные (не более 20 см) пласты (рисунок 20а, б) и конкреции афанитовых известняков. Известняки, слагающие упомянутые пласты, неравномерно песчанистые и имеют, как правило, неровные нижние границы. Органические остатки представлены некрупным растительным детритом, брахиоподами, гастроподами, редко обломками кораллов и отдельными члениками криноидей, тентакулитами. Остатки брахиопод (рисунок 20в) заслуживают отдельного внимания, так как неравномерно рассеяны по толще и встречаются во всех типах пород, на отдельных уровнях слагают линзы и линзовидные прослои. Что примечательно, раковины многочисленные, но преимущественно одного вида. На левом берегу реки в разрезе толщи выделяется 5 пачек, контакты между которыми носят условный характер.

Пачка 1. Тонкозернистая песчаная фракция преобладает в отдельных прослоях мощностью от 20 до 50 см. Уровни с ракушняком обнажаются в 4.7 и 8 м от подошвы пачки. Среди браиопод в первом прослое абсолютно преобладают *Theodossia* cf. *evlanensis* Nal.; *Productella* ? sp. и *Iowatrypa* ? sp. единичны. Помимо брахиопод обнаружены башенковидные гастроподы. Во втором прослое среди брахиопод многочисленны *Iowatrypa* sp., створки *Productella* ex gr. *calva* (Wen.), *Atrypa* sp., *Spinatrypina* sp. единичны. Также обнаружены членики криноидей, раковины бочонковидных гастропод. В нижней части пачки встречен единичный прослой (5 см) комковатого известняка. Мощность 12.7 м.

Пачка 2. Неравномерное чередование тонкого переслаивания песчаников и аргиллитов, и пластов (6–20 см) комковатого известняка с раковинами и створками раковин брахиопод *Pugnax nana* Mark. (преобладают), *Iowatrypa* sp., *Adolfia?* sp., *Theodossia* sp., *Tenticospirifer* sp., обломками колониалных кораллов. Встречаются членики криноидей, редкие створки пелеципод. В нижней части пачки в карбонатных прослоях присутствуют бочонковидные

гастроподы. Органические остатки мелкие, не более 1 см в длину. Песчаная примесь преобладает в слоях мощностью 30–40 см. Пачка 4.7 м.



 а, б – левый берег р. Исеть, разрез 3156: а – прослои песчанистых известняков (литотип КЗа) среди тонко чередующихся пород (литотип ГЗа), слагающих основную массу толщи; б – ориентировка брахиопод в известняках; в – фрагмент поверхности ракушняка (правый берег р. Исеть, разрез 3178). Длина линейки 5 см. См. условные обозначения в приложении Б.

Рисунок 20. Сводная колонка (левый берег р. Исеть) и некоторые особенности толщи V (САЗ)

Пачка 3 (5.2 м). В основании пачки – тонкое чередование известняков, глинистых и песчаных пород. К песчаным и карбонатным слойкам приурочены створки брахиопод. Нередко их скопления образуют линзы с целыми раковинами и отдельными створками, в том числе помятыми и поломанными, сжатыми. Среди брахиопод в скоплениях также видны тентакулиты. В одном из скоплений с глинисто-алевритовым субстратом абсолютно преобладают остатки

Pugnax nana Mark., Adolfia? sp. редки, a Cryptonella ? sp., Desquamatia alticoliformis Rzhon., Theodossia evlanensis Nal. и Tenticospirifer sp. единичны. В верхней части пачки залегают несколько тонких (1–2 см) прослоев известняка с небольшим количеством Desquamatia alticoliformis Rzhon., Adolfia? sp.

Пачка 4. Аналогична предыдущей, но более глинистая. Иногда видны линзы (2–3 ×10–20 см), к которым приурочены скопления брахиопод. Мощность порядка 8 м.

Пачка 5 (14.5 м). В ней 3 прослоя песчанистого известняка (5–7 см) с раковинами брахиопод. Последние часто встречаются в верхних 1.5 м пачки. Здесь определены многочисленные *Productella calva* (Wen.) и *Theodossia evlanensis* Nal., остальные – *Adolfia?* sp., *Tenticospirifer* sp., *Pugnax nana* Mark. – редки. Видны мелкие членики криноидей.

Толща обнажается и на правом берегу реки, несколько выше по течению (скала "Заячья гора", разрез 3178) от рассматриваемого интервала. Здесь она представлена пачкой (20 м) неравномерно песчанистых и алевритистых глинистых пород с рассеянными в них раковинами брахиопод, редко – пелеципод, гастропод, тентакулитов. На отдельных маломощных уровнях (до 3 см) раковины брахиопод и/или тентакулиты многочисленны. Среди аргиллитов залегают пласты и протяженные линзовидные конкреции (мощность от 1–2 до 10–15 см) комковатых песчанистых известняков с многочисленным раковинным детритом и бугристыми нижними поверхностями. Иногда аргиллиты и известняки тонко переслаиваются. Выше по разрезу на правом берегу обнажается разлом, далее породы смяты в складки.

Комплексы брахиопод, идентифицированные в карбонатной толще и толщах I, III–V [Мизенс, 2012a, 20126; Мизенс, Мизенс, 2018, 2019], указывают на их позднефранский возраст и позволяют относить разрез к верхней части губинского горизонта (= конодонтовые зоны Early *rhenana* для карбонатной толщи и нижних 6 пачек толщи I и Late *rhenana – linguiformis* для других пачек и толщ).

Толща VI. На левом берегу (продолжение разреза 3156) северо-западнее толщи V на протяжении 30 м обнажена зона тектонически нарушенного залегания пород: чередование песчаников тонко- и мелкозернистых, тонкослоистых и аргиллитов, с редкими мелкими известняковыми конкрециями и растительным детритом. В восточной части структуры песчаников много, далее – меньше. Эти породы заметно отличаются от залегающих ниже, в их составе отсутствуют видимые органические остатки, за исключением некрупного неравномерно рассеянного растительного детрита. Здесь берет свое начало VI толща, песчано-глинистая, представляющая собой тонкослоистые глинистые породы с неравномерной примесью алевритового материала и прослоями песчаников мощностью от 1-2 до 50 см. В самой верхней части толщи мощность песчаных пластов увеличивается. Слоистость в аргиллитах подчеркнута тонкими слойками (1-3 мм) и сериями тонких слойков песчаного материала. Песчаники тонко-

и мелкозернистые с горизонтальной слоистостью, редко – с волнистой и мелкой косоволнистой слоистостью. Иногда пласты узловатые и неровные. В составе толщи встречаются конкреции скрыто и тонкозернистых известняков, в том числе с текстурами cone-in-cone, как сверху, так и снизу. Размеры конкреций от первых сантиметров, до одного метра в длину и порядка 20 см в толщину. В верхней части толщи среди волнисто-слоистых песчаников обнажается дайка [Мельничук, Волчек, 2018], сложенная измененными лампрофирами (рисунок 21).



а – внешний вид дайки (схема): 1 – песчаники, 2 – лампрофиры, 3 – зона закалки, 4 – аргиллит, 5 – слоеватость;
б – дайка лампрофиров, шлиф 3156-31-13, микрофотография в проходящем свете; в, г – развитие хлорита по
флогопиту (шлиф 3156-31-14): в – микрофотография в плоскополяризованном свете, г – в скрещенных николях.
Длина линейки 0.1 мм (б–г). Микрофотографии сделаны Е. Н. Волчек.

Рисунок 21. Некоторые особенности строения дайки лампрофиров в толще VI (разрез

3156)

В 45 м от подошвы толщи вскрыта зона (длиной 8 м) с тектонически нарушенным залеганием пластов. Здесь обнажены песчаники (40–80 см) тонко- и мелкозернистые, горизонтально-слоистые. Нарушение залегания пород встречается также и выше по разрезу в виде мелких складок высотой 1–2 м, малоамплитудных разломов. По этим разломам в толщу иногда вклиниваются пласты мелко- и среднезернистых песчаников, но они, возможно, являются врезами и не имеют тектоническую природу. Мощность упомянутых пластов порядка

80 см, в их нижней части распространены уплощенные и окатанные обломки известняков, аргиллитов, кварцевые гальки, обломки раковин брахиопод, двустворок, единичные гастроподы, размерами до 1.2 см. Суммарная мощность VI толщи не более 200 м.

Между толщами VI и VII есть переходная зона, представленная неравномерным чередованием песчаников (до 20 см) и аргиллитов (3–4 см). Мощность зоны вверх по склону изменяется от 2–3 до 10 м, что, вероятно, связано с тектоническими нарушениями. Песчаные породы мелкозернистые, неравномерно известковистые, с горизонтальной слоистостью. Повсеместно в них присутствуют растительные остатки с сохранившейся структурой, длиной до 20 см, в сечении до 1 см. В нижней части песчаных пластов встречаются размывы глубиной до 20 см, а также включения галек глинистого материала, скопления раковин пелеципод и достаточно крупных (до 7 см в толщину) гастропод. Глинистые породы отмученные, в основном переслаиваются с маломощными пластами песчаника.

Толща VII (мощностью около 100 м) сложена преимущественно песчаниками. Пласты их отделены друг от друга слойками, прослоями (1–2 см) и пластами (до 3 м) глинистых пород, переслаивающимися тонкозернистыми песчаниками и аргиллитами, пластами ракушечнообломочной породы (рисунок 22). В целом толща имеет цикличное строение, один элемент – почти сплошные песчаники, другой – песчаники и аргиллиты. Иногда в песчаниках видны линзы переслаивающихся песчаников и аргиллитов либо песчаников с многочисленными литои/или биокластами (рисунок 22а, б).

Для данной толщи характерно обилие растительных остатков, мелких и крупных, в том числе стеблей растений и остатков стволов деревьев (рисунок 22в, г). Сплошное обнажение (3156) продолжается практически до ручья Большой Ключ, вблизи которого видна зона тектонически нарушенного залегания пород. Песчаные и глинистые отложения здесь иссечены системой трещин и смещены так, что их невозможно сопоставить с другими пачками из разреза 3156. Далее песчаники толщи VII встречаются в серии ямок (разрезы 3164–3167), в 250 м выше по реке. В целом, угол наклона пластов постепенно выполаживается, от 40° в нижней части толщи до 10°. Примерно в кровле толщи проходит Исетский широтный разлом. В составе толщи выделяется несколько элементов, слагающих циклиты 3-го порядка.

1. Песчаники серые средне-, мелко-, редко тонко- либо крупнозернистые (в основании), с отчетливой горизонтальной (равномерной и неравномерной), редко – косой однонаправленной слоистостью как с пологими, так и более крутыми углами наклона слойков (рисунок 22е), подчеркнутой растительным детритом и чешуйками слюд либо с массивным обликом. Мощность пластов от 0.2 до 5 м. В песчаниках иногда встречаются линзовидные прослои 2–5 см породы с рассеянными гальками кварца, вулканических пород, окатышами известняка и раковинами, иногда среди них встречаются мелкие конкреции песчаника размером 1–2 см. На

разных уровнях толщи в песчаниках бывают конкреции карбонатизированного песчаного материала (до 0.6 × 1 м). Форма их изометричная и неправильная – некоторые напоминают грубо нарисованные облака.



а, б – строение ракушечно-обломочной породы (литотип П4); в, г – крупные древесные остатки; д – следы оползания на нижней пластовой поверхности песчаников (литотип П3а); е – косая однонаправленная и горизонтальная неравномерная слоистость в песчаниках (П3а). Для колонки слева см. условные обозначения в приложении Б. а-в – разрез (3156) на левом берегу реки, г-е – на правом (3184). Длина линейки 5 см (а, е).
Рисунок 22. Идеализированный циклит (СА7.2) из разреза толщи VII и некоторые особенности слагающих его элементов

2. Глинистые породы. В верхней половине толщи в них появляется значительная примесь алевритового материала. В наиболее мощном (3 м) пласте аргиллита обнажаются тонкие, не более 1–2 см, слойки мелко-среднезернистого песчаника. Пласт аргиллита,

залегающий практически сразу же над таковым ракушечно-обломочной породы, с достаточно крупными линзами песчаного материала, постепенно выклинивается, его мощность уменьшается от 80 до 40 и менее сантиметров. В целом, в аргиллитах нередко встречаются конкреции известняка, похожие на гальки, видимые органические остатки отсутствуют.

3. Матрикс ракушечно-обломочной породы – средне- и крупнозернистый песчаник. В нем рассеяны обломки глинистых пород (до 0.4–1м в длину), кварца, вулканитов, раковины пелеципод, гастропод (до 7 см в диаметре), крупные растительные остатки, в том числе обломки стволов деревьев. Текстуру можно охарактеризовать как беспорядочную, реже (в наиболее мощных пластах) она сменяется горизонтальной либо косой пологонаклонной слоеватостью, подчеркнутой ориентировкой литокластов. Мощность таких пластов достигает 10–40–90 см. Границы их неровные, нижняя, как правило, размыта. В некоторых из них зернистость ближе к кровле уменьшается. Среди песчаников, обнажающихся в серии ямок, залегает линза подобной породы мощностью около 30–50 см, длиной примерно 5 м по простиранию. Сложена она более грубым (по сравнению с вмещающими породами) песчаником с гальками как округлой, так и удлиненной формы (до конгломерата в небольших скоплениях). Однако в этой линзе среди обломков отсутствуют остатки раковин.

На правом берегу реки (разрез 3177, скала "Рябово") примерно на том же уровне, что и на левом берегу породы толщи слагают отдельные блоки, иногда чередующиеся с блоками толщи VIII. Здесь на нижних поверхностях песчаников иногда видны следы оползания (см. рисунок 22д), а внутренние текстуры более разнообразны – в дополнение к перечисленным выше встречаются рябь волнения, линзовидная слоистость.

Толща VIII обнажается выше по реке. Её отдельные блоки (различные по протяженности и мощности) прослеживаются на левом и правом берегах до моста в с. Щербаково (разрезы 3168–3171). Следует отметить, что залегание верхней части толщи – опрокинутое, нижние ее пачки обнажаются на правом берегу реки вблизи висячего моста в с. Щербаково. Здесь элементы залегания совершенно не ясны, однако никаких обломков известняков, описанных в предыдущих работах по кодинской свите [Чувашов, Анфимов, 2008], не обнаружено. Толща вскрыта экскаваторными расчистками несколько ниже по реке на левом берегу. Суммарная видимая мощность составляет порядка 230 м. В разрезе можно выделить два элемента, чередование которых имеет цикличный характер (циклиты 3-го порядка), но проследить его, а тем более выделить элементарные единицы, удается не всегда (рисунок 23а).

Первый элемент – отложения, преимущественно глинистые, слагающие пачки мощностью в основном в интервале 0.5–10 м. На первый взгляд эти темные, серо-зеленые глинистые породы достаточно однородны, но при более детальном исследовании обнаружено, что они представляют собой аргиллиты с неравномерной примесью алевритового и песчаного

материала, а также глинистые и сильно глинистые алевролиты и песчаники (рисунок 236). На отдельных участках отмечается наличие светлого относительно чистого песчаника тонко- и мелкозернистого, слагающего маломощные прослои и серии линзочек (до 1 см). Преобладает горизонтальный, пологоволнистый и линзовидный типы слоистости (рисунок 24а, б), встречается также флазерная слоистость. Текстуры нарушены взмучиванием. Горизонтальная слоистость тонкая равномерная, значительно реже неравномерная. В песчаных прослоях отмечается мелкая косая однонаправленная слоистость (рисунок 24а), подчеркнутая глинистым материалом и растительным детритом, с достаточно пологими углами наклона слойков. На поверхности таких прослоев нередко видна мелкая плохо выраженная ассиметричная рябь (рисунок 24в), с длиной волны от 4 до 7, в среднем 5 см, высотой от 3–5 мм до 1 см, индекс ряби от 7 до 15. Породы слабо биотурбированы. Ещё одна отличительная особенность пород первого элемента – в них встречаются конкреции афанитового известняка и известняка с текстурами cone-in-cone как в нижней части, так и в верхней части. Форма конкреций изометричная и удлиненная, размеры от 2×2 см до $10-20 \times 20-40$ см, 5-10 см на 0.7-1.5 м. Редко конкреции срастаются.

Второй элемент – пласты (10–60 см) и пачки (более 0.5 м) песчаников, перемежающиеся с глинистыми породами. Некоторые песчаные тела имеют форму врезов (см. рисунок 24г, д). В особенности это касается нижней части толщи). Слоистость горизонтальная и пологоволнистая (рисунок 24е), подчеркнута слойками глинистого материала с многочисленным растительным детритом. Реже слоистость линзовидная и косая, косоволнистая. Встречаются следы оплывания песчаного материала. Нередко, особенно в верхней части разреза, встречаются пласты песчаников с явной градационной сортировкой песчаного материала. Их мощность в среднем составляет порядка 20–30 см. Зернистость в таких пластах меняется от среднезернистой и мелко-среднезернистой в основании до тонкозернистой в верхней части, где градационная слоистость сменяется горизонтальной. В нижней части пластов с градационной сортировкой материала встречаются обрывки тонких глинистых слойков и глинистые окатыши, редко обломки раковин брахиопод и, еще реже, гастропод. На подошвах видны мелкие гиероглифы (рисунок 24ж), в том числе язычковые, и слепки продольных валиков.

Выходы толщи можно наблюдать на левом берегу и выше села, здесь блоки пород толщи VIII чередуются с блоками пород устькодинской свиты. В этой части разреза (3180) в породах кодинской свиты обнаружены редкие пелециподы и единичные линзы (промоины) размерами до 0.2×0.7 м с многочисленными фаунистическими остатками плохой сохранности (раковины пелеципод, аммоноидей, гастропод, редких брахиопод), редкими окатанными гальками. Иногда слои деформированы в результате оползания (рисунок 243).



Рисунок 23. Фрагменты разреза толщи VIII

Таким образом, общая мощность кодинской свиты в разрезах по берегам р. Исеть составляет порядка 950 м. Однако эта оценка является достаточно оптимистичной. Так, непрерывный разрез, без серьезных тектонических нарушений, можно наблюдать на левом берегу только для толщ I-II (150 м), IV-V (195 м), VI-VII (300 м), однако для толщ VI-VII не определен возраст и неизвестно, прав ли Г. А. Смирнов с соавторами [1974] в их отношении, считая фаменскими. Как упоминалось выше, достоверные находки фауны для них в указанной работе не приведены. Также неясно, не являются ли описанные блоки пород фациальными аналогами друг другу, совмещенными в рассматриваемом разрезе.



а – косая слоистость в песчаниках (внизу, литотип ПЗа) и горизонтальная в глинистых породах (сверху);
б – линзовидная и горизонтальная слоистость в аргиллитах; в – рябь течений на верхней поверхности песчаного пласта (литотип ПЗа); г – песчаные врезы (выделены красным, ПЗа) среди глинистых пород; д – литокласты в одном из таких врезов, красным выделена неровная нижняя поверхность вреза; е – пологоволнистая слоистость в песчаниках (литотип П1); ж – пологие язычковые гиероглифы и слепки продольных бороздок, царапин на нижней поверхности песчаного пласта (литотип П6); з – результат оползания слаболитифицированных отложений. Глинистые породы относятся к литотипу ГЗб. Длина линейки 1 см (а, е), 2 см (б, д, ж, з).

Рисунок 24. Особенности строения элементов толщи VIII

Устькодинская свита. Непосредственные стратиграфические контакты между породами кодинской и устькодинской свит отсутствуют, их выходы отделены друг от друга задернованными участками и оврагами. В целом в разрезе устькодинской свиты выше по течению реки от с. Щербаково (см. рисунок 9) можно выделить четыре пачки.



А – песчаная глыба, залегающая среди аргиллитов литотипа Г5б; б – крупные глинистые литокласты в массивном грубозернистом песчанике П7б (интервал Т_А); в – язычковые гиероглифы и отпечатки царапин на подошве того же песчаника; г – тонкозернистые песчаники П8б с горизонтальной (интервалы Т_{В-1} и Т_D) и косой слоистостью (П9, интервал Т_C) в составе СА9.1. См. условные обозначения в приложении Б. Длина линейки 20 см (а и в), 5 см (г).









Рисунок 25. Строение пачек 2 и 3 устькодинской свиты в обнажении в окрестностях с. Щербаково (разрез 3180)

Пачка 1. Глинисто-песчаная. Песчаники, участвующие в её строении, являются мелкозернистыми, реже тонко- и среднезернистыми, глинистые породы – отмученными и алевритистыми, алевролиты практически отсутствуют. Залегание пород нарушено, в обнажении видны складки, многочисленные трещины, сдвиги. Однако иногда наблюдаются отдельные интервалы разреза с нормальным залеганием. В их строении можно выделить два элемента, слагающих циклиты второго порядка, – песчаный (до 1.5 м) и глинистый (до 2 м).

Песчаный элемент состоит из: 1) массивных, средне- и мелкозернистых песчаников (пласты мощностью до 15–30 см); 2) горизонтально-слоистых мелко- и тонкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов (5–10 см) переходящих в тонкое переслаивание песчаников и аргиллитов; 3) глинистых пород (от первых мм до первых см). В песчаниках иногда наблюдается градационная сортировка материала, выражающаяся в уменьшении зернистости вверх по пласту. Присутствуют тонкие и достаточно длинные, до 10 см в длину, РО. Подошвенные поверхности песчаных пластов слабобугристые, иногда видны гиероглифы – слепки промоин, борозд и т.п. В глинистом элементе наблюдается та же последовательность, с той лишь разницей, что мощность песчаных пластов меньше, песчаники более тонкозернистые, глинистого материала больше, растительного детрита меньше и он мельче.

Пачка 2 (45 м, см. рисунок 25), состоит из глинистых и песчаных элементов (частей циклитов второго порядка), как и предыдущая, но есть некоторые отличия. Толщина песчаных элементов увеличивается до 2–2.5 м, породы средне- и мелкозернистые, на подошвенных поверхностях пластов (30–70 см) – достаточно крупные гиероглифы. Иногда горизонтальнослоистые песчаники сразу перекрываются аргиллитами. В глинистых породах песчаного элемента присутствуют инхнофоссилии. Ходы илоедов горизонтальные, в том числе разветвляющиеся, выполнены мелкопесчаным материалом. Стенки ходов отчетливо видны. Мощность глинистого элемента изменяется от 0.6 до 3–3.5 м (!). Соотношение песчаников и аргиллитов в нем может достигать 1/2. Встречаются карбонатные конкреции.

В целом, вверх по разрезу мощность песчаного элемента увеличивается. В средней части пачки видна песчаная глыба (1.5 × 2.5 × 1 м, рисунок 25а). В верхней части пачки присутствуют крупно- и грубозернистые песчаники с гальками глинистых пород (рисунок 25б, в), помимо массивных и горизонтально-слоистых песчаников встречаются маломощные пласты с рябью течения (рисунок 25г) и восходящей рябью.

Пачка 3 по своему строению похожа на предыдущие пачки, но отличается более грубым гранулометрическим составом. Обнажаются песчаники (до 0.8 м) крупно- и грубозернистые, с гальками и глыбами аргиллитов, в том числе и в нижней части пластов. Толщина их от 5 до 40 см, длина до 50 и более см. Мощность глинистых элементов сокращается до одного метра, они сложены аргиллитами и алевролитами с тонкими (до 5 см) пластами мелко- и среднезернистых

песчаников. Завершает пачку своеобразный интервал, в котором осадочные породы рассечены дайками (или дайкой?) долеритов. Есть зоны закалки. Видимая мощность пачки порядка 25 м. Между пачками 3 и 4 на поверхность выходит ядро антиклинали, сложенное песчаниками.

Пачка 4. Аргиллиты, тонко- и мелкозернистые песчаники. На подошвах песчаных тел видны слепки борозд. Иногда наблюдается градационная сортировка материала. Породы данной пачки пронизаны дайками, вероятно, тех же магматических пород, что и в пачке 3.

Выше по течению реки обнажаются породы каменноугольной бекленищевской свиты [Чувашов, Анфимов, 2008], принадлежащие к другому тектоническому блоку. Вблизи контакта с ними отложения устькодинской свиты интенсивно пронизаны дайками долеритов и лампрофиров [Волчек, Червяковский, 2010].

3.3. Карьер у Кодинского лога

Карьер (разрез 3179) находится в пределах д. Кодинка, в 800 м северо-восточнее основания разреза кодинской свиты на р. Исеть. В восточном борту карьера обнажается устькодинская свита, породы которой имеют опрокинутое залегание. В составе ее выделяется четыре пачки (рисунок 26).

Пачка 1. В основании залегают сильно выветрелые аргиллиты (0.3–0.5 м) и пласт (0.5 м) плохо сортированного гравийно-галечного конгломерата с песчано-глинистым матриксом. Размерность галек от 0.5 до 3–4 см, редко встречаются более крупные разности.

Выше по разрезу после разлома залегают крупно- и грубозернистые песчаники (около 1 м). Сортировка материала у этих пород градационная, в нижней части песчаных пластов присутствуют гальки разного размера. Песчаники перекрыты тонкослоистым аргиллитом, видимая мощность которого 10–15 см. В песчаниках и аргиллитах рассеян многочисленный растительный детрит, достаточно крупный. В верхней части пачки обнажается циклит мощностью до 5 м. В его строении можно выделить два интервала. Нижний, мощностью 2 м, в котором преобладают песчаники (описанные выше) с прослоями (15–20 см) галечного конгломерата. Гальки в этих конгломератах хорошо сгружены, размерностью до 4–5 см, удлиненные и хорошо окатанные. Прослои глинистых пород редки. Второй интервал представлен залегающими среди аргиллитов мелко- и тонкозернистыми песчаными породами (до 5 см) и песчанистыми известняками (3–5 см) с многочисленными створками раковин брахиопод. Створки плохо сортированы, плохой степени сохранности, иногда обнажаются иглы. Залегают они совместно с раковинами аммоноидей. Створки рассеяны и в аргиллитах.

Складывается впечатление, что здесь обнажается не полная последовательность пород. Контакт с вышезалегающей пачкой по разлому. Мощность пачки 7 м.





а – неравномерное чередование аргиллитов Г4б и песчаников Гр1, СА12;
б – язычковые гиероглифы и другие слепки на подошве одного из пластов крупнозернистого песчаника Гр1, СА13; в – чередование аргиллитов и песчаников с градационной сортировкой материала, литотип Г5б, СА6;
г – гравийно-галечный конгломерат Кг2 с песчано-глинистым матриксом, верхняя часть разреза. См. условные обозначения в приложении Б. Длина линейки 5 см. Также см. пояснения в тексте.

Рисунок 26. Строение разреза устькодинской свиты (3179) вблизи д. Кодинка Пачка 2 (порядка 5 м). Крупно- и грубозернистые песчаники с неравномерной примесью галек размером до 3 см и гравелиты, переслаивающиеся с аргиллитами (рисунок 26а). Породы слагают пласты (в том числе выклинивающиеся) мощностью от 5–10 до 50 см, со слабовыраженной тонкой горизонтальной слоистостью, достаточно ровными пластовыми поверхностями, на которых иногда видны гиероглифы (рисунок 26б). В верхней части пачки залегают тонко переслаивающиеся аргиллиты, мелко- и тонкозернистые песчаники, мощностью около 1 м. Толщина песчаных пластов до 5 см. Выше обнажается полуметровый пласт крупнозернистых песчаников. В целом по пачке глинистые породы слагают пласты от 5 до 10, редко 30 см. В их составе присутствуют тонкие (первые миллиметры) слойки среднезернистых песчаных пород. Встречается тонкий и длинный по-разному ориентированный растительный детрит, рассеянный неравномерно. Породы рассечены разломами.

Пачка 3 (25 м). Похожа на предыдущую, однако отмечается тенденция к утонению (от 10 до 2–3 см) прослоев песчаных пород вверх по разрезу до их полного исчезновения. У этих прослоев слабо выраженная градационная сортировка материала. Они разделены аргиллитами, мергелями (рисунок 26в). Растительные остатки присутствуют повсеместно, в том числе тонкие и длинные.

Пачка 4. Гравийно-галечный конгломерат с песчано-глинистым и глинисто-песчаным матриксом (рисунок 26г). Некоторые гальки имеют размерность до 7–8–10 см в длину, степень сортировки материала плохая. Здесь в конгломератах обнажаются гальки кремневых, глинистых, вулканических пород и известняков. Видимая мощность пачки 8 м.

3.4. Обнажения в районе с. Черемхово (р. Каменка)

Село Черемхово находится в 5.5 км севернее г. Каменск-Уральский на левом и правом берегах р. Каменка. Обнажения прослеживаются на левом берегу реки в карьерах непосредственно в деревне (разрез 3183, рисунок 27), а также в серии карьеров и естественных выходов юго-западнее деревни. Карьерные выработки примечательны тем, что вскрытые здесь породы кодинской свиты не похожи на таковые в разрезе на р. Исеть.

В юго-восточном борту первого (южного) карьера обнажаются (4 м) переслаивающиеся светло-серые тонко- и мелко-тонкозернистые песчаники и серо-зеленые аргиллиты с тонкими слойками светлого песчаного материала. Слоистость песчаников горизонтальная, волнистая и косоволнистая. В аргиллитах видны трещины усыхания. Породы смяты, в том числе во флексуры, видны сбросы, частые трещины. В срединной части карьера обнажаются песчаники (толщиной до 40 см), крупно- и грубозернистые, с гальками гравийного материала, реже мелко- и среднезернистые. Иногда видно укрупнение размерности зёрен в нижних частях пластов.







а – цикличное чередование песчаников и
аргиллитов, литотип П56; б – прослой рыхлой
породы среди них; в – рябь волнения на
пластовой поверхности литотипа П5б (?).
Длина линейки (б) 5 см.
Рисунок 27. Общий план обнажений в
карьерах (разрез 3183) близ с.
Черемхово и некоторые их элементы

В юго-восточном борту северного карьера обнажаются (достаточно плохо) песчаники и аргиллиты. Здесь же в осыпи видна поверхность с рябью волнения (рисунок 27в). В северо-

западном борту карьера обнажается пачка (видимая мощность до 7 м) чередующихся (рисунок 27а) тонко- и мелко-тонкозернистых песчаников (2-5 см) и аргиллитов (2-7 см), тонкого переслаивания песчаников и аргиллитов (до 7 см). В песчаных пластах видна горизонтальная (нередко похожая на ленточную), косая и косоволнистая слоистость, подчеркнутая мелким многочисленным растительным детритом. В глинистых прослоях слоистость горизонтальная, пологоволнистая, и, повсеместно, мелкая косая. Иногда обнажаются прослои карбонатной породы (мергеля?). В верхней части – прослой (3-4 см) выветрелой глинистой породы с мелкими выветрелыми пелециподами (рисунок 27б). У южной окраины с. Черемхово в серии карьеров и береговых обнажений (разрез 3184) также видны выходы кодинской свиты. Однако здесь качество обнажения плохое – аргиллиты с редкими пластами песчаника (суммарная 250 мощность более м) контактируют с вулканическими, субвулканическими И метаморфическими породами.

Выводы по главе 3

1. Мощность кодинской свиты в разрезе на р. Исеть составляет порядка 950 м. Однако эта оценка является достаточно оптимистичной. Так, непрерывный разрез, без серьезных тектонических нарушений, можно наблюдать на левом берегу только для толщ I–II (150 м), IV–V (195 м), VI–VII (300 м), однако для толщ VI–VII не определен возраст и неизвестно, прав ли Г. А. Смирнов с соавторами [1974] в их отношении, считая фаменскими. Как упоминалось выше, достоверные находки фаменской фауны для этих толщ в указанной работе не приведены. Также неясно, не являются ли описанные блоки пород фациальными аналогами друг другу, совмещенными в рассматриваемом разрезе.

2. Все комплексы брахиопод, идентифицированные в карбонатной толще и толщах I, III–V [Мизенс, 2012a, 2012б; Мизенс, Мизенс, 2018, 2019], указывают на их позднефранский возраст и позволяют относить породы к верхней части губинского горизонта (= конодонтовые зоны Early *rhenana* для карбонатной толщи и нижних 6 пачек толщи I и Late *rhenana* – *linguiformis* для других пачек и толщ).

ГЛАВА 4 ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА РАЗРЕЗОВ И ФАЦИИ

4.1. Литотипы, слоевые ассоциации, цикличность

Как уже было показано в главе 2, под литотипом вслед за В. Т. Фроловым [1965, 1984, 1992, 1995] мы понимаем типичный слой или устойчивый комплекс первичных литологических признаков (форма тела, состав, структура, текстура, характер поверхностей напластования, комплекс органических остатков и так далее), а устойчивые системы или парагенезы литотипов мы называем слоевыми ассоциациями. При описании закономерно изменяющихся слоевых ассоциаций или их составных частей нами используется термин циклит: элементарный циклит (1-го порядка), мезоциклит (2-го и 3-го порядка), макроциклит (более высоких порядков). При этом элементарные циклиты представляют собой наиболее простые ассоциации литотипов (2–3, реже более) или один литотип (например, литотип ГЗ), формируя более сложные серии разных порядков (циклиты 2-го и 3-го порядка). Выделение циклитов 2-го порядка однозначно возможно в тех частях разреза, где ведущим является один тип элементарных циклитов, а циклиты 3-го порядка состоят из нескольких типов элементарных циклитов, и, кроме того, ациклических сочетаний литотипов.

Для описания направленного изменения структуры циклитов нами используются термины проциклит (при переходе от более грубых обломочных разностей к более тонким, а также к глинистым породам), рециклит (от тонких к более грубым), а также их сочетания.

4.1.1. Литотипы кодинской свиты

Среди пород кодинской свиты в общей сложности выделяется 14 литотипов – карбонатные, глинистые и песчаные. Некоторые из них (например, КЗ) являются комплексными и по преобладанию в их составе тех или иных органических остатков разделяются на подтипы. Особенности литотипов для каждой толщи разреза на р. Исеть приведены в таблице 3.

Литотипы карбонатных пород (К1–К5), распространены в составе толщ I, III, IV и V.

K1. Оолитовые хорошо сортированные известняки, мощностью от 1 до 10 см, с волнистой, косой перекрестной, реже горизонтальной слоистостью (см. рисунок 12a, б). Слагают пачку мощностью порядка 5 м в основании толщи I. От подошвы к кровле пачки в них растёт (до преобладания) содержание терригенной примеси и ухудшается степень сортировки.

К2. Полибиокластовые и интракластовые известняки (см. рисунки 11в, 12а), представляющие собой неравномерное чередование пластов и линз (от 1–3 до 30–40 см) с различным содержанием основной массы и органических остатков, практически без примеси терригенного материала. Фоссилии – кораллы, колониальные и одиночные (диаметр кораллитов до 1.5 см), обломки колоний, в том числе и в опрокинутом положении, амфипоры,

57		Порода						pa	В Слоистос					ь Фауна				PO			IKN	**	6	1	
			~					-N9	в	ая		Я		ая	-	I		*В			ви	MOL	Tbl	Мошность	
ТИI	ща	В Песчаник						TB	HHS	HAI		(Ha	гая	ИСТ	E S	0JIb	DIT PI	ЗНА	E	JIE	Jau	00.	Лас	элементарных	A 2
ИТО	ПСО	e TI	цпл					cTa	(HO	ITa.	cas	BMJ	ПС	HIC	IOI	ШИ)	10	opa	гри	HH	yp	ble	FOK.	слоевых единиц	- 3
П	F	3B(Npr		/3	_m	<u>ر</u>	ИОИ	Даг	130F	Ko	H30	HICO	-B0	axt	лег	crp	100	Дел	Cpy	ГОИ	ИСТ	LINIC	AM SM CM M M	
		Ν	A	Ì	N	C	K	leci	[]pa	ado		Ли	B	000	Bp	Пе	Га	a 3H		F	р	НИ	Ip.	-1 c -1 c -1 c -1 n -10	• 4
TC1	т	0	_					H		Ĩ				K				Р			_	Ē	I		5
	1	0	_												-								2		6
		-							_						-	-									
Γ12 Γ12																									7
ПЗв																			<u> </u>						8
K2		9	•								_												_		
КЗа		9													!										79
Г1б		Τ																							10
К4		0 0																							-11
ПЗа	II																								
Г1в																!			_						12
Г1а	III																		<u>~</u>						113
ПЗа			-		~				_										2						
K2		5				_			_																==14
K3a																,			_						15
<u>Γ1</u> Γ		5															-		/						
П3б																									
Γ16			_			-									9		1								
К5														-	•		•								
Г2		Ĩ	• •																						
П1	IV																		~						
П3а																			4						
П4																			5						
КЗб		1														!									
П5а							_																		
Γla						_										_			~						
K3a	V	()			-																				
<u>г за</u> Г1а	<u> </u>	<u> </u>				-							_	_			-		<u> </u>				_		
	VI					_		-					_						/						
П1 За	V I	-				-			1					_	-	-			/						
Γ1a				-		-								-											
П4	II/														-				5						
ПЗа	-					-													5						
П1,3а																			5						
П6	VIII																								
ГЗб																									

Таблица 3. Распределение литотипов в разрезе кодинской свиты на р. Исеть

* Разнообразная фауна – остатки криноидей, кораллов (как одиночных, так и колониальных), остракод, амфипор,

тентакулитов, мшанок и пр. См. пояснения в тексте.

** Как правило, полуоокатанные, окатанные и угловатые обломки известняков, магматических пород основного/среднего состава, гальки кварца

Обозначения: для пород: 1–5 – известняки: 1 – оолитовые, 2 – полибиокластовые (с обломками разнообразной фауны), 3 – ракушняковые (практически полностью сложены раковинами брахиопод либо пелеципод различной степени сохранности), 4 – онколитовые, 5 – со строматолитовой слоистостью; 6 – аргиллиты, 7 – глинистые песчаники и песчаные аргиллиты, 8 – песчаники, 9 – залегание с размывом (в случае размытой верхней пластовой поверхности она обозначена соответственно); 10–11 – признаки: 10 – характерный для литотипа,

11 – второстепенный; 12–13 – некоторые особенности распределения фауны: 12 – многочисленные остатки,
13 – остатки слагают ракушняки; 14–15 – растительные остатки: 14 –растительный детрит (снизу), в том числе длинный тонкий (сверху), 15 – крупные удлиненные остатки (сверху) и остатки стволов (снизу). Количество растительных остатков (PO): 2 знака – умеренное, 1 знак – малое. Под элементарными слоевыми единицами понимаются пласты, а для глинистых пород – дополнительно пачки. Также см. пояснения в тексте

редкие гастроподы, брахиоподы. Раковины брахиопод, как правило, некрупные и тонкостворчатые, иногда формируют ракушняковые прослои. В толще III среди глинистых пород данный литотип слагает линзы с многочисленными одиночными и колониальными кораллами, брахиоподами, члениками криноидей, тентакулитами, гониатитами, редкими двустворками, гастроподами, трилобитами, остракодами и чешуйками рыб.

КЗ. Известняки, сложенные раковинами и обломками раковин (КЗа) брахиопод (преимущественно, см. рисунки 17д и 20) либо (КЗб) пелеципод (см. рисунки 17б, 19в, г). Породы комковатые, бугристые, слагают пласты и линзы толщиной от первых до 20–30 см, редко более, с неровными поверхностями (особенно нижней). В случае парагенеза литотипа с аргиллитами, комки и бугры нередко расслоены тонкими глинистыми слойками. Подтип КЗб, как правило, песчанистый.

К4. Онколитовые известняки (пласты до 0.5 м) с обломками кораллитов, раковин брахиопод и мелкими терригенными зёрнами в ядрах онколитов (см. рисунки 11г, 12г, 17з). Диаметр форменных элементов от нескольких мм до 6–7 см, сгруженность достаточно плотная.

К5. Известняки со строматолитовой слоистостью (см. рисунок 17е, ж). Подошва пласта (2 м) этих известняков бугорчатая с валообразными выступами и впадинами амплитудой до 20–40 см. В породе рассеяны многочисленные онколиты (до 6 см в диаметре), часто встречаются остатки брахиопод (до 1.5 см), колониальных кораллов (колонии до 10 см), реже можно встретить ругозы, членики криноидей, мшанки, башенковидные гастроподы.

Литотипы глинистых пород (Г1–Г3) распространены в составе всех 8 толщ.

Г1. Горизонтально-слоистые разности. Текстурные особенности подчеркнуты отдельностью и/или тонкими (до первых мм) слойками алевритового либо песчаного материала, чешуйками слюд, растительными остатками. Разделяются на четыре подтипа: (а) только с растительными остатками, в том числе длинными и тонкими (см. рисунок 14а), (б)

известковистые, с рассеянными раковинами брахиопод (редко слагают скопления) и гастропод, члениками криноидей (см. рисунок 17а, б, д), (в) с линзами и отдельными уровнями ракушняков двустворок (см. рисунок 14а, б), (г) в разной, чаще в средней степени, биотурбированные (см. рисунок 17г). Литотип Г1 – один из самых распространенных (среди глинистых) в свите, слагает слойки, прослои толщиной от первых миллиметров до 40–60 см и пачки мощностью 1–5–9 м.

Г2. Известковистые аргиллиты с многочисленными онколитами размерами от 1–3 мм до 2–4 см, остатками брахиопод, одиночных кораллов, криноидей. Слагают пачки (до 2 м), где чередуются с известняками К4. Там мощности пластов Г2 и К4 по 1–4 см.

ГЗ. Аргиллиты с неравномерной примесью алевритового и песчаного материала, а также глинистые и сильно глинистые алевролиты и песчаники. Разделяются на два подтипа. ГЗа – неравномерное (в том числе тонкое) переслаивание, слагает интервалы от первых см до 1–2 м (см. рисунок 20). Породы с рассеянными мелкими раковинами брахиопод (до 2 см в длину) и члениками криноидей, мелким растительным детритом. ГЗб – неравномерное переслаивание, породы слабо биотурбированы, на отдельных участках с маломощными слойками и мелкими линзами (до 1 см) светлого тонко- и мелкозернистого песчаника (литотипы П1 и ПЗа). Преобладает горизонтальный, пологоволнистый и линзовидный типы слоистости, встречается также флазерная слоистость (см. рисунок 24). Горизонтальная слоистость тонкая равномерная, значительно реже неравномерная. Текстуры нарушены взмучиванием. В песчаниках из светлых прослоев отмечается мелкая пологая косая однонаправленная слоистость, подчеркнутая глинистым материалом и растительным детритом. На поверхности таких прослоев нередко видна мелкая плохо выраженная асиметричная рябь (длина 4–7 см, высота 0.3–1 см).

Литотипы песчаных пород (П1–П6) распространены в составе толщ I–IV, VI–VIII и в разрезе около с. Черемхово.

П1. Мелкозернистые песчаники с полого-, косо-, реже линзовидно-волнистой слоистостью (см. рисунки 12в, 19б, 24е). Совместно с литотипом П3 слагают пачки до 1 м мощностью. Амплитуда волн ряби до 2–4 см, длина волн – от 0.1 до 1 м.

П2. Глинистые тонко- и мелкозернистые песчаники (до 10 см), в том числе разности, обогащенные удлиненными тонкими обрывками и линзочками глинистого материала, подчеркивающими горизонтальную слоистость и слоеватость.

ПЗ. Мелко- и среднезернистые, редко тонко- и крупнозернистые песчаные породы с горизонтальной (равномерной, неравномерной и тонкой), редко пологонаклонной и косой слоистостью, а также с массивным внешним обликом (см. рисунки 12д, 14, 17в, 19, 22, 24). Косые слойки чаще всего неотчетливые. Песчаники этого литотипа слагают пласты мощностью от 1–5 см до 2.7 м, редко 5 м, иногда выполняют промоины (глубиной до 80 см). Нередко

вблизи подошвы промоин в песчаниках присутствуют обломки либо обрывки слойков глинистого материала, перемытые карбонатные конкреции (особенно в толще IV). Выделяется два подтипа: (а) с разноразмерными растительными остатками, в том числе достаточно крупными, остатки фауны (обломки и целые раковины преимущественно пелеципод) редки либо отсутствуют; (б) слабо биотурбированные, с рассеянными раковинами пелеципод, остракод и редкими брахиоподами; (в) с широко развитым карбонатным цементом, остатками нормально-морской фауны, редкими пелоидами, интракластами и оолитами.

П4. "Мусорные" песчаники (см. рисунки 19а, 22). Характерная черта – неровные пластовые поверхности (чаще всего нижние). В средне- и крупнозернистой песчаной массе присутствуют разноразмерные полуугловатые, полуокатанные и окатанные литокласты аргиллитов (длиной до 0.4-1 м, но в основном значительно меньше, не более 3-10 см), известняков, гальки вулканогенных пород, окатанные зёрна кварца (в диаметре до 0.5 см). Скелетные остатки – достаточно крупные (до 7 см в диаметре) раковины гастропод, пелеципод и брахиопод средней степени сохранности, а также их обломки, линзы ракушняка. Раковины залегают по-разному. Растительные остатки крупные, в том числе обломки стволов деревьев с сохранившейся структурой (в ширину до 10 см, в длину до 1 м). Текстуру можно охарактеризовать как беспорядочную, реже (в наиболее мощных пластах) она сменяется горизонтальной либо косой пологонаклонной слоеватостью, подчеркнутой ориентировкой литокластов. Мощность пластов от 10-40 до 90 см. Литотип П4 распространен среди горизонтально и косослоистых песчаников (ПЗа) и тонкослоистых аргиллитов (Г1а). Однако во втором случае размерность песчаного материала, раковин и литокластов меньше, кроме того, раковины и литокласты приурочены к основанию пластов, а не рассеяны по породе. Среди песчаников литотипа ПЗ "мусорные" породы иногда слагают линзы мощностью около 30-50 см, длиной до 5 м.

П5. Равномерно и неравномерно переслаивающиеся песчаники, и глинистые породы. Выделяется два подтипа. П5а – неравномерное переслаивание горизонтальных слойков песчаника (0.1–7 см) крупно-среднезернистого и аргиллита (0.2–5 см) отмученного (см. рисунок 19д, е). Общая мощность пачки, слагаемого литотипом, около 80 см. Толщина слойков равномерно увеличивается вверх по разрезу пачки, затем уменьшается. Границы слойков песчаников неровные, наиболее тонкие из них местами выклиниваются. Иногда слои похожи на многочисленные плоские сочлененные симметричные линзы. П5б – цикличное чередование тонко- и мелко-тонкозернистых песчаников (2–5 см) и аргиллитов, реже тонкого переслаивания песчаников и аргиллитов (2–7 см). В песчаных пластах видна горизонтальная (нередко похожая на ленточную), косая и косоволнистая слоистость, подчеркнутая мелким многочисленным растительным детритом. В глинистых прослоях слоистость горизонтальная, пологоволнистая, и

мелкая косая. Иногда видны трещины усыхания. Видимая мощность пачек, слагаемых П5б, от 4 до 7 м. Литотип развит только в разрезе около с. Черемхово (см. рисунок 27).

Пб. Песчаники (толщиной в среднем 20–30 см) с явной градационной сортировкой материала – от среднезернистого в основании до тонкозернистого в верхней части, где она сменяется горизонтальной слоистостью. В нижней части этих песчаников встречаются обрывки тонких глинистых слойков и глинистые окатыши, редко обломки раковин брахиопод и, еще реже – гастропод. На подошвах видны мелкие гиероглифы, в том числе язычковые, и слепки продольных борозд, царапин (см. рисунок 24ж).

4.1.2. Слоевые ассоциации и циклиты 1-3 порядка в составе кодинской свиты

Среди СА в составе кодинской свиты выделяется несколько типов по вещественному составу. Наибольшее распространение при этом характерно для карбонатного, карбонатноглинистого, преимущественно глинистого и преимущественно песчаного типов (рисунок 28).

Строение их наглядно прослеживается по циклитам 3-го порядка и слагающим их элементарным циклитам. Наиболее простые среди них сочетания литотипов характерны для СА преимущественно глинистого типа, в частности для СА4.1 и СА6, а также карбонатноглинистой CA2 – это пара слоев аргиллит-песчаник либо крупнозернистый алевролит (рециклит 1-го порядка) или песчаник→аргиллит (проциклит), реже аргиллит-песчаник-аргиллит (ре-проциклит), при этом мощность глинистого элемента или элементов превосходит мощность песчаного (пласты не более 0.5-1 м, чаще первые десятки или даже первые сантиметры) в разы либо на порядок. Условно назовем этот *тип* элементарных циклитов песчано-глинистым. Циклиты 1-го порядка (проциклиты и ре-проциклиты), песчаноглинистого типа также участвуют в строении СА преимущественно песчаного типа, однако здесь глинистый элемент преобладает над песчаным не более, чем в 4-5 раз либо элементы и вовсе сопоставимы друг с другом по толщинам. Аргиллиты и песчаники при этом могут быть отделены друг от друга слойком алевролита, как это происходит, например, в глинистом элементе циклита 3-го порядка СА8.

Для СА 4.2 и СА5 можно наблюдать ре-проциклиты и проциклиты 1-го порядка *смешанного типа*, сложенные аргиллитами с неравномерной примесью алевритового и песчаного материала и глинистыми и сильно глинистыми алевролитами и песчаниками. Последние вмещают тонкие слойки и линзы светлого песчаного материала, подчеркивающие в них слоистость. Переход от одного элемента циклита к другому резкий либо постепенный – в породе, перекрывающей аргиллит, присутствуют линзы этого аргиллита. Иногда проциклиты могут быть завершены тонким песчаным слойком. Примерно также выглядят циклиты 1-го

порядка, участвующие в строении карбонатно-глинистой САЗ, однако здесь границы между песчаными и глинистыми элементами циклита весьма размыты ввиду выветрелости пород.

Нередко к этим двум элементам добавляется третий – опесчаненые ракушняковые известняки, делая выделение циклитов 1-го порядка весьма сложной процедурой.

Песчаные элементы циклитов 3-го порядка в основном сложены проциклитами 1-го порядка типа песчаник→аргиллит, достаточно грубый песчаник (например, литотип П4)→более тонкий песчаник→аргиллит. Вместо аргиллита может быть тонкое переславаиние песчаников/крупнозернистых алевролитов и аргиллитов. Мощность песчаного элемента составляет от 0.1 до 4.3 м, глинистого – от первых миллиметров и сантиметров до 1 м, но при этом соотношение песчаник/глинистый интервал составляет от 4:1 до 20:1 и более, в связи с чем мы назовем этот тип циклитов 1-го порядка *глинисто-песчаным*. Они также встречаются и в преимущественно глинистых СА и в карбонатно-глинистой СА2, но при этом они слагают песчаные элементы (циклиты 2-го порядка) циклитов 3-го порядка меньшей мощности.

Наряду с перечисленными, несколько более сложные циклиты 1-го порядка участвуют в строении карбонатно-глинистой CA2.1. Например, при переходе от CA1 к CA2.1 наблюдается такая схема: ре-проциклит типа "песчанистый и песчаный известняк К1—известковый песчаник ПЗв—песчаник с многочисленными обрывками глинистых слойков П2—аргиллит Г16". Встречаются также циклиты, переходные между смешанным и песчано-глинистым типом, представляющие собой песчаник—глинистый песчаник/песчаный аргиллит—аргиллит, глинистый песчаник/песчаный аргиллит—аргиллит. Глинистый элемент при этом вмещает в себя пласты известняков и чаще всего превышает песчаный по мощности. Достаточно сложные циклиты 1-го порядка встречаются при переходе CA одного типа в другой.

Карбонатный тип. Слоевая ассоциация СА1. Сложена оолитовыми, онколитовыми и строматолитовыми известняками (литотипы К1, К4 и К5), известковистыми аргиллитами с многочисленными онколитами (Г2). В самой верхней части блока В толщи III, литотип К5 с линзами К4 сменяется переслаиванием литотипов К4 и Г2. Тем не менее, условия седиментации не всегда были благоприятными для формирования полной СА. Например, в толще I литотипы К1 и К4 слагают только отдельные пласты, находящиеся в тесном парагенезе с карбонатно-глинистым типом (СА2.1). Литотип К4 (30 см) с онколитами, брахиоподами, пелециподами, редкими гастроподами и члениками криноидей, а также маломощные прослои (первые сантиметры) известняка К5 встречаются среди аргиллитов и достаточно тонких песчаных пород в самой верхней части толщи IV, в интервале, где преимущественно песчаная ассоциация (СА7) сменяется карбонатно-глинистой ассоциацией СА3 толщи V.

Карбонатно-глинистый тип. Слоевая ассоциация СА2. Разделяется на два подтипа (СА2.1 и СА2.2). Основными компонентами ассоциации являются аргиллиты, принадлежащие

литотипу Г1б (редко Г1а), с отдельными прослоями органогенно-детритовых известняков К3а либо с интервалами чередующихся известняков (от 2–3 до 7–8 слоев мощностью по 1–5 см) и аргиллитов (до 5–20 см). Нередко среди аргиллитов залегают также отдельные пачки (1.2–3 м) или линзы (до 30 см) полибиокластовых известняков К2 с остатками переотложенной нормально-морской (согласно [Друщиц, 1974]) фауны. Первые характерны для CA2.1, линзы – для CA2.2.

Описанные аргиллиты и известняки залегают в ассоциации с тонко-, мелко- и среднемелкозернистыми песчаниками (пласты и пачки, 10–60 см). Для CA2.1 это литотипы ПЗв либо (реже) ПЗа с редким растительным детритом, а также волнисто-слоистые песчаные породы (П1) и глинистые песчаники (П2), тогда как для CA2.2 более характерны песчаники ПЗа. Перечисленные породы слагают рециклиты и, реже, ре-проциклиты и проциклиты 3-го порядка. Элементы этих циклитов переходят друг в друга резко либо через переслаивание.

В верхней части толщи I в интервале 30 м можно наблюдать переход от CA2.1 к CA7.1: постепенно в разрезе увеличивается мощность песчаных пачек (до 1–3 м), залегающих среди аргиллитов, уменьшается видовое разнообразие брахиопод, практически до исчезновения – в толще II (CA 7.1) ракушняки в аргиллитах уже содержат в основном пелециподы.

Слоевая ассоциация САЗ. Литотип ГЗа с прослоями и линзами неравномерно песчанистых известняков (КЗа). Слагают пачки мощностью от 4.5 до 15 м. Органические остатки в известняках представлены мелким растительным детритом, брахиоподами, тентакулитами, гастроподами, редко обломками кораллов и отдельными члениками криноидей, остатками головоногих моллюсков и пелеципод. Остатки брахиопод рассеяны неравномерно. Иногда они слагают линзы и линзовидные прослои, к которым приурочено их наибольшее видовое разнообразие и обломки других нормально-морских организмов. В линзах раковины приобрели различную ориентировку, они механически деформированы – сжаты, помяты и поломаны. Встречаются вжатые друг в друга створки. Примерно в равных количествах присутствуют как битые раковины, так и целые створки выпуклой стороной вверх.

Преимущественно глинистый тип. *Слоевая ассоциация СА4*. Отличительная черта этой ассоциации – наличие среди глинистых пород (Г1а, Г3б) промоин, выполненных песчаниками П4 (СА4.1) или П3а (СА4.2).

СА4.1. Тонкослоистые глинистые породы (литотип Г1а) с неравномерной примесью алевритового материала, прослоями песчаников мощностью от 1–2 до 50 см. Слагают пачки мощностью до 20 м. Слоистость в аргиллитах подчеркнута слойками (1–3 мм) и сериями слойков песчаного материала. Песчаники тонко- и мелкозернистые, с горизонтальной слоистостью (ПЗа), реже – с волнистой и мелкой косоволнистой слоистостью (П1). Иногда пласты узловатые и неровные. В толще обнажаются промоины, выполненные мелко- и

среднезернистыми песчаниками (П4, мощность порядка 80 см). СА слагает толщу VI, которая в пределах последних 10 м плавно переходит в СА7.2 – в аргиллитах постепенно увеличивается количество, мощность и зернистость песчаных пачек.

СА4.2. Преобладают глинистые отложения, слагающие пачки мощностью порядка 0.5–10 м (литотип ГЗб). Среди них залегают пласты (10–60 см) и отдельные интервалы (более 0.5 м) песчаников (П1 + ПЗа), иногда выполняющие промоины. Слоистость в песчаных породах горизонтальная и пологоволнистая, подчеркнута слойками глинистого материала с многочисленным растительным детритом. Значительно реже слоистость линзовидная и косая, косоволнистая. Встречаются следы оплывания песчаного материала.

Слоевая ассоциация CA5 в значительной степени похожа на ассоциацию CA4.2, но количество песчаных пачек и прослоев среди аргиллитов меньше. Главными признаками для выделения отложений в отдельную CA является залегание среди них прослоев (до 30 см) литотипа П6, практически полное отсутствие среди них волнистой слоистости. CA5 совместно с CA4.2 слагают толщу VIII.

Слоевая ассоциация СА6. Аргиллиты Г1а с линзами и пластами мелкозернистых слоистых песчаников П3а и П1 (1–3 до 20–40 см, максимум 1 м), слагающие рециклит 3-го порядка. Слоистость в песчаных породах в основном горизонтальная и волнистая, редко косая и косоволнистая. В нижней части толщи IV можно наблюдать парагенез слоевых ассоциаций СА6 и СА7.3, а также плавный переход (в интервале порядка 20 м) от одной СА к другой, характеризующийся как наличием промоин, так и ограниченным распространением литотипа П1. Песчаники и аргиллиты в этом интервале расклиниваются друг с другом.

Преимущественно песчаный тип. Слоевая ассоциация СА7. Рециклиты, редкие прорециклиты (в СА7.2) и ре-проциклиты (в СА 7.3) 3-го порядка, в основном сложенные литотипами ПЗа, Г1а и/или Г1в (редко Г1г), П4. Повсеместно присутствует растительный детрит, остатки раковин и их обломков в песчаниках редки.

СА7.1. Песчаные пласты мощностью от 5–20 до 60–80 см, редко более, отделенные друг от друга слойками глинистого материала либо прослоями (до 5 см) тонкослоистых аргиллитов и/или алевролитов. Слагают нижнюю часть проциклитов (в среднем 3–5.5 м, до 10.5 м). Песчаники характеризуются равномерной и неравномерной горизонтальной слоистостью, а также массивным обликом, сменяющимся горизонтальной слоистостью. При этом в отдельных пластах наблюдается уменьшение размерности зёрен от подошвы к кровле.

В породе присутствуют растительные остатки, в том числе достаточно длинные (более 10 см), как тонкие, так и диаметром до 4–5 см. В отдельных пластах они многочислены. Остатки фауны (обломки и целые раковины преимущественно пелеципод) в песчаниках редки.

Глинистый элемент циклитов (1–3, редко 5 м) сложен аргиллитами с неравномерной примесью алевритового материала (Г1в) и алевролитами (интервалы 20–40 см) с пластами (порядка 10–15 см) тонко- и мелкозернистых песчаных пород с растительным детритом, в том числе достаточно многочисленным. Иногда среди аргиллитов обнажаются оползневые песчаные колобки.

СА7.2. Песчаники (0.2–5 м) средне- и мелкозернистые, реже тонко- и крупнозернистые (в основании пластов) с отчетливой горизонтальной (чаще равномерной, а также чередующейся равномерной и неравномерной), косой однонаправленной слоистостью, подчеркнутой растительным детритом и чешуйками слюд, либо с массивным обликом. Последние могут достигать мощности 5 м и вмещать редкие рассеянные окатанные и полуокатанные глинистые литокласты. Иногда в литотипе ПЗа встречаются линзовидные прослои (2–5 см) с рассеянными гальками кварца, вулканических пород, окатышами известняка и раковинами, встречаются редкие протяженные линзы литотипа П4. Фоссилии в литотипе ПЗа редки, за исключением единичных прослоев известняков КЗб.

Песчаники отделены друг от друга глинистыми слойками, прослоями (1–2 см), пластами и интервалами (до 3 м) аргиллитов с тонкозернистыми (в основном) песчаниками; редкими пластами (10–40 см) литотипа П4. Пласт аргиллита (с достаточно крупными линзами песчаника), залегающий практически сразу же над песчаником с литокластами (П4), постепенно выклинивается, его мощность уменьшается от 80 до 40 и менее сантиметров.

СА7.3. Выделяется по наличию промоин, выполненных литотипами П3 (в основном подтип а) и П4, а также переходными между ними разностями. Нижняя поверхность промоин неровная. Зернистость в таких образованиях нередко утоняется снизу вверх.

Основной компонент ассоциации – песчаные породы (0.1–4.3 м) различного гранулометрического состава, от мелко- до крупно-среднезернистых. Характерна горизонтальная, реже пологая косая однонаправленная слоистость и неяснослоистые текстуры (ПЗа). Иногда встречаются следы гигантской очень пологой ряби (амплитуда волн до 2–4 см, длина волн ряби до 1 м). Как и в СА7.2 песчаники отделены друг от друга аргиллитами, слагающими слойки, пласты и интервалы (совместно с тонкими прослоями песчаника), однако мощность последних не превышает 1 м. В разрезе блока В толщи III песчаники ПЗб нередко расклиниваются с аргиллитами (в том числе Г1г). Здесь же не только нижние, но и нередко верхние пластовые поверхности песчаных пластов со следами размыва.

На отдельном участке в толще IV относительно грубые песчаники совместно с глинистыми породами слагают ре-проциклит 1-го порядка (литотип П5а). Для ассоциации характерно наличие крупных Растительные остатки – обрывков и стеблей, длиной до 30 см, иногда достаточно многочисленных. В толще IV СА7.3 тесно связана со СА8.

Слоевая ассоциация СА8. Пласты (от 0.2–0.4 до 2–3 м) горизонтально- (ПЗ) и волнистослоистых (П1) тонко- и мелкозернистых песчаников, среди которых залегают известняки КЗб. Песчаники разделены прослоями аргиллитов Г16 с фрагментами очень мелких члеников криноидей, а также мелких раковин брахиопод и пелециопод, и/или аргиллитов Г1а с редким растительным детритом. Иногда присутствуют пласты литотипа Г1г. В ассоциации встречаются две разновидности сочетания песчаников и литотипа КЗб. 1. Слабо биотурбированные песчаники ПЗ6 с редкими пелециподовыми ракушняками (мощность 5–6 см). 2. Песчаники, разделенные аргиллитами Г1а и алевролитами (ПЗа), среди которых залегают линзы и пластообразные тела (до 10 см толщиной) известняков КЗб с многочисленными раковинами пелеципод (преобладают), брахиопод и гастропод. В обеих разновидностях створки раковин пелеципод и брахиопод в большинстве случаев ориентированы выпуклой стороной вверх либо раздроблены.

4.1.3. Макроциклиты кодинской свиты

В разрезе кодинской свиты на р. Исеть можно выделить три макроциклита, которые охватывают её практически целиком. Нижний из них (толщи I и II) имеет ре-процикличное строение и мощность порядка 150 м. В его основании залегают оолитовые известняки (5 м) слоевой ассоциации CA1, в которых вверх по пачке увеличивается примесь песчаного материала, затем CA1 сменяется CA2.1, включающей в себя одну пачку, относящуюся к CA7.1. Глинистый элемент макроциклита переходит в песчаный постепенно – в интервале порядка 30 м увеличивается мощность песчаных пачек совместно с увеличением размерности растительных остатков и угнетением брахиопод – в толще II они практически не обнаружены, здесь видны в основном остатки пелеципод. Максимальная мощность и наиболее крупная зернистость песчаных пластов характерна для нижней части упомянутой толщи. Вверх по разрезу пачки становятся менее мощными – от 10 до 4–4.5 и, в верхней части толщи II, до 2.5 м. Если предполагать, что над толщей II на левом берегу реки залегает преимущественно глинистая толща, описанная Г.А. Смирновым с соавторами [1974], то мощность процикличной части и собственно нижнего макроциклита составляет намного больше, до 450 м.

Срудений ре-проциклит видимой мощностью 170 м охватывает бо́льшую часть толщи IV и толщу V, в его нижней части обнажается CA6 мощностью 20 м, её перекрывает CA7.3. При этом переход между глинистым элементом и песчаным, также как и в нижнем макроциклите является постепенным. Песчаная часть циклита – CA7.3 совместно с CA8 – слагает интервал около 70 м. Затем CA7.3 сменяется CA3 – вблизи толщи V уменьшается толщина песчаных пластов, появляются прослои известняков, а также остатки нормально-морской фауны (в основном брахиопод и криноидей).

В верхней части кодинской свиты обнажается рециклит мощностью 350 м, состоящий из двух элементов: нижнего, глинистого – толщи VI (CA 6.1), и заметно более грубого – толщи VII (CA7.3), переход между которыми, как это описано выше, является постепенным. Не исключено, что указанный макроциклит имеет значительно большую мощность и в действительности является ре-проциклитом как и два других, однако отсутствие в обнажении контакта между толщами VII и VIII не позволяет подтвердить это предположение.

4.1.4. Литотипы устькодинской свиты

Литотипы в разрезе свиты немногочисленны и слагают слоевые последовательности (см. рисунки 24 и 25), которые хорошо сопоставимы с широко известными (см. подробнее в разделе 4.2). Нумерация литотипов и СА в работе сквозная (для кодинской свиты последний литотип глинистых пород – ГЗ, песчаных – П4, слоевая ассоциация – СА8).

Литотипы глинистых пород (Г4–Г6).

Г4. Аргиллиты с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой (а) тонкими слойками алевритового материала (интервалы по 10–20 см) либо (б) слойками (до 5 мм) мелко- и среднезернистого песчаного материала. Литотип Г4б слагает интервалы мощностью от 5 до 30–70 см, чаще 10–20 см, и ассоциируется с песчаниками и гравелитами литотипа Гр1.

*Г*5. Переслаивание глинистых пород с обломочными разностями. В зависимости от структурных и текстурных особенностей указанных составляющих, а также ассоциации с другими литотипами выделяется несколько подтипов. Г5а – алевритовые аргиллиты и алевролиты с маломощными (до 5 см) пластами тонко-, мелко-, редко среднезернистых песчаников. Слагают пачки мощность до 1.5–3 м, в основании которых иногда залегает литотип Г4, а в верхней части – литотип Г6 (редко). Г5б – аргиллиты с маломощными прослоями мелкои тонкозернистых песчаных пород (до 5–10 см) и песчанистых известняков (3–5 см) с многочисленными раковинами аммоноидей и створками раковин брахиопод. Раковины неравномерно рассеяны и в аргиллитах. Степень сохранности органических остатков в основном плохая. Г5в – тонкослоистые глинистые породы, в основном аргиллиты, иногда мергели, с маломощными прослоями (от 2–3 до 10 см) песчаников со слабо выраженной градационной сортировкой материала. В нижней части песчаных пластов размерность материала средне-, редко крупнозернистая, в кровле – мелко- и тонкозернистая. Для пород характерно наличие растительных остатков, в том числе тонких и длинных.

Г6. Хорошо отмученные аргиллиты (от первых миллиметров до 2–3 см). Нередко в них можно обнаружить ихнофоссилии – горизонтальные, в том числе разветвляющиеся, ходы илоедов, выполненные мелкопесчаным материалом. Стенки ходов отчетливо видны, они более темные, чем вмещающая порода.
Литотипы песчаных пород (П7–П9).

*П*7. Породы с массивным обликом (в основном), по структурным особенностям подразделяются на два типа. А – крупно- и грубозернистые песчаники (пласты по 25–35 см), находящиеся в тесной ассоциации с литотипом Кг2. Б – грубо-, крупно- и среднезернистые, редко более тонкие песчаники (от 15–30 до 70–100 см), массивные либо с прямой градационной сортировкой материала. На нижней пластовой поверхности у них, как правило, видны гиероглифы – слепки промоин и борозд. Иногда в нижней части пластов наблюдается примесь галек гравийной размерности, могут присутствовать и литокласты аргиллитов толщиной от 5 до 40 см, в длину до 50 и более сантиметров.

*П*8. Горизонтально-слоистые: (П8а) крупно-, средне- и мелко-среднезернистые, реже мелко- либо тонкозернистые разности, слагающие интервалы мощностью от 5–10 до 60 см; (П8б) тонкозернистые песчаники/крупнозернистые алевролиты, мощность до 10, чаще 2–5 см.

*П*9. По гранулометрическому составу и мощностям слоев литотип аналогичен П8б, отличается наличием ряби течения, редко восходящей ряби.

Литотипы псефитолитов (Гр1, Кг1 и Кг2).

Гр1. Плохо сортированные песчаные породы с неравномерной примесью гравийных зёрен и галек (размером до 3 см) либо плохо сгруженные гравелиты. Породы слагают самостоятельные пласты (в том числе выклинивающиеся), мощностью от 5–10 до 50 см, с достаточно ровными пластовыми поверхностями. При этом на нижних поверхностях иногда видны гиероглифы. Пласты песчаных пород характеризуются слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью.

Kг1. Плохо сортированные конгломераты с песчано-глинистым либо глинисто-песчаным матриксом, в котором рассеяны гравий и отдельные гальки (окатанные и полуокатанные) размерами от 0.5 до 3–4, максимум 7–10 см. Слагают пласты видимой мощностью 0.5 и 8 м с неровной нижней поверхностью, на которой видны валики и ложбинки. Отвечают литотипу D_{M-2} по классификации П. Дж. Таллинга с соавторами [Talling et al., 20126].

Кг2. Конгломераты (пласты 15–20 см) с песчаным матриксом, с удлиненными (до 4–5 см длиной) и хорошо окатанными, хорошо сгруженными гальками. Сопоставим с наиболее грубым литотипом R₁ слоевой последовательности Д. Р. Лоу [Lowe, 1982].

4.1.5. Слоевые ассоциации и мезоциклиты устькодинской свиты

Слоевая ассоциация СА9. По взаимоотношению песчаных и глинистых элементов, а также по преобладающей размерности первых, в разрезе можно выделить 4 подтипа СА9. Наиболее полным из них является первый тип (СА9.1), представляющий собой в разрезе элементарные проциклиты, которые начинаются с литотипа П76 (от 15–30 до 70–80 см). Далее

массивные песчаники сменяются горизонтально-слоистыми разностями (П8а, мощностью от 5–10 до 60 см). Соотношение мощностей интервалов П7б/П8а может изменяться от 2/1 до 2/3–1/2. Затем, как правило, можно наблюдать резкое изменение зернистости – литотип П8а перекрывают тонкозернистые песчаные породы и алевролиты П8б, между которыми залегают породы литотипа П9 с косой слоистостью. Выше залегают переслаивающиеся песчаники и алевритовые аргиллиты (литотип Г5а, до 1.5 м). В их основании выделяется маломощный прослой, слагаемый литотипом Г4а. Завершают слоевую ассоциацию отмученные аргиллиты Г6. Последовательность литотипов П7б \rightarrow П8а \rightarrow П8б \rightarrow П9 \rightarrow П8б \rightarrow Г4а отождествляется нами со слоевой последовательностью П. Дж. Таллинга с соавторами [Talling et al., 20126] и, соответственно, с её элементами Т_A, T_{B-1}, T_{B-2}, T_C, T_D, T_{E-1} (см. раздел 4.2). Элементы Т_{E-3} (аргиллиты и мелкозернистые алевролиты с градационной сортировкой материала) и T_{E-3} (несортированные глинистые отложения) в СА9 невыразительны либо отсутствуют.

Второй, третий и четвертый подтипы СА9 отличаются отсутствием некоторых интервалов последовательности П. Дж. Таллинга с соавторами. Так в СА9.2 и СА9.4 отсутствуют интервалы T_C , T_D и, как правило, T_{B-1} . Вероятно, это как-то связано с тем, что песчаники в них более тонкие, чем в СА9.1 – от крупно- и средне- (чаще) до тонкозернистых. В СА9.3 присутствует только интервал T_A – однородные песчаники сразу перекрываются аргиллитами. Мощность элемента T_A и аргиллитов СА9.3 в Щербаковском разрезе составляет 5–10 см и 1–2 см, в Кодинском – до 1 м и 5–10 см соответственно.

СА9.4 является наиболее глинистым подтипом СА9. Он слагает элементарные циклиты с соотношением аргиллит/песчаник до 2/1 и более. В их основании выделяется интервал T_A и/или T_{B-2} , над ним могут залегать песчаники интервала T_{B-1} . Зернистость песчаных пород интервалов T_A и T_{B-2} в них тоньше, а мощность меньше, чем в СА9.1 и СА9.2 и составляет от 5 до 15 см. Иногда эти интервалы в СА редуцированы. Выше залегают аргиллиты и алевролиты Г5а. В средней части одного из элементарных циклитов СА1.4 обнажается песчаная глыба ($1.5 \times 2.5 \times 1$ м). Слои непосредственно под ней несколько смяты, по латерали – залегают нормально.

Для СА9.1 и СА9.2 характерно наличие тонких и длинных растительных остатков (до 10 см). В четвертом подтипе растительных остатков меньше и они мельче, чем в первых двух. Мощность элементарных циклитов СА9.1 и СА9.2 изменяется от 1.5 до 2–2.5 м, СА9.4 – от 0.6 до 1–2, редко 3–3.5 м

Слоевая ассоциация СА10. Представлена совокупностью литотипов П7а и Кг2, которые слагают элементарные циклиты мощностью 40–50 см, выделяемые в проциклит 2-го порядка (2 м). Прослои аргиллитов для таких циклитов не характерны, они встречаются редко.

Слоевая ассоциация СА11. Полностью сложена Г5б. В разрезе породы формируют циклит 2-го порядка мощностью 3 м, а совместно с СА10 – проциклит 3-го порядка.

Слоевая ассоциация СА12. Чередование песчаников и гравелитов литотипа Гр1, аргиллитов Г4б, участвующих в про-рециклите 2-го порядка мощностью 5 м. По гранулометрическому составу и текстурным особенностям мы склонны отождествлять гравелиты и песчаники этой СА с R- и S-интервалами слоевой последовательности Д. Р. Лоу [Lowe, 1982] – в основном с интервалами R₃ (крупногравийные гравелиты с массивным обликом и с градационной сортировкой материала) и S₁ (крупно- и грубозернистые песчаники, гравелиты с горизонтальной слоистостью).

Слоевая ассоциация СА13. Рециклит 2-го порядка (25 м), сложенный литотипом Г5в, – толщина и зернистость песчаных прослоев уменьшается вверх по разрезу.

Разрез выше с. Щербаково сложен слоевыми ассоциациями СА9, чередующимися друг с другом. Здесь они формируют две серии проциклитов (2.5–5 м каждый, см. рисунок 24) 2-го порядка. Первая серия (видимая мощность около 45 м) представлена СА9.2, СА9.3 и СА9.4, вторая (25 м) – СА9.1 и СА9.4. Указанные серии в свою очередь являются элементами единственного в этом разрезе рециклита 3-го порядка. Переход от нижнего элемента (первой серии) к верхнему (второй серии) постепенный, с увеличением зернистости в песчаных пластах и уменьшением в них мощности глинистых. В разрезе в д. Кодинка выделяется пять СА, последовательно сменяющих друг друга – СА9.3, СА10–СА13.

4.1.6. Краткие выводы по слоевым ассоциациям кодинской и устькодинской свит

Таким образом, для кодинской свиты можно наблюдать чередование слоевых ассоциаций с хорошо сохранившейся нормально-морской и пресноводной (согласно [Друщиц, 1974]) фауной, а также сонахождение её (фауны) с растительными остатками, подчас достаточно крупными и многочисленными, что позволяет предполагать преобладание в её разрезе подводных дельтовых отложений в сочетании с другими мелководно-морскими образованиями. Изученные СА не несут признаков, свойственных субаэральным обстановкам – например, широкое развитие трещин усыхания, наличие многочисленных остатков корневых систем, прослоев углей, почв, как и признаков, характерных для глубоководных образований, за исключением прослоев песчаников с градационной сортировкой материала и гиероглифами в толще VIII.

В то же время относительно широкое распространение гиероглифов в совокупности с наличием слоевой последовательности П. Дж. Таллинга с соавторами и элементов слоевой последовательности Д. Р. Лоу, заставляет предполагать образование устькодинской свиты в глубоководных обстановках.

4.2. Некоторые существующие модели формирования морских осадочных систем

Морские осадочные системы возникают разными способами, в число которых входят осаждение карбонатов из толщи воды, биопродуктивность и привнос материала рекой либо оползнем в приемный бассейн в форме взвеси, либо более грубых обломков. При этом наиболее важным агентом, без сомнения, являются реки. Обломочный материал перераспределяется вдольбереговыми течениями, приливно-отливными процессами, волнениями (в том числе штормовыми и внутренними волнами), гравитационными и контурными потоками [Лисицын, 1988]. Существуют и другие способы транспортировки кластического материала в бассейн, в частности гляциальными, пирокластическими и эоловыми агентами (как самостоятельно, так и в комбинации, в том числе с указанными выше). Однако ни один из них, кроме речного, не представляется значимым при реконструкции обстановок формирования кодинской и устькодинской свит. Во-первых, известно, что в позднедевонское время исследуемый бассейн (или бассейны?) осадконакопления существовал в близэкваториальной зоне [Мизенс, Свяжина, 2007; Свяжина, Петров, 2011], тем не менее, на сопредельных территориях наличие пустынь не предполагается. Во-вторых, несмотря на проявление вулканической активности во время накопления отложений устькодинской и кодинской свит (см. разделы 1.1, 1.3), значительное количество пирокластического материала в их составе обнаружено не было (см. главу 5), однако полностью исключать его присутствие невозможно.

В общих чертах морские осадочные системы разделяются на два типа – мелководноморские и глубоководные. Первые существуют в пределах литоральной и сублиторальной зон, вторые – в батиальной и более глубоких зонах. Важной чертой обозначенных субаквальных систем является то, что в них присутствует элемент, относительно которого можно судить о близости (проксимальности либо дистальности) к нему обстановок осадконакопления. Примерами таких элементов являются береговая линия (зона) – маркер границы континент/море для мелководно-морских систем, и точка или точки поступления (entry point) материала для глубоководных. Рассматриваемые системы разнообразны ввиду большого количества факторов, влияющих на их формирование и развитие. Для мелко- и глубоководноморских образований таковыми являются колебания в количестве и размерности привносимого терригенного материала, тектонический режим, изменение уровня моря, строение приемного бассейна, близость и тип источника(ов) сноса, климат. Строение мелководных систем связано с особенностями расположенных рядом континентальных обстановок, а глубоководных - соответственно с очертаниями и типом шельфовых систем, распределением точек поступления обломочного материала [Orton, Reading, 1993; Reading, Collinson, 1996; Richards et al., 1998].

Несмотря на зависимость мелководно-морских осадочных систем от множества факторов, большинство классификаций, так или иначе, сфокусировано на взаимодействии трех процессов (выступают в роли критериев при разделении на типы), оказывающих влияние на них (системы) – речной активности, приливно-отливных течений и волнений (в том числе штормовых), и имеют вид треугольников. Одной из первых является классификация дельт, предложенная В. Е. Галоуэем в 1975 году [Galloway, 1975], согласно которой дельты следует разделять на таковые с преобладанием речных, волновых и приливных сил в области их распространения, то есть на дельты речного, волнового и приливного влияния (соответственно river-, wave- и tide-dominated deltas). Данная классификация легла в основу ряда других [Boyd et al., 1992; Orton, Reading, 1993], и определила характерную для них черту – все они являются классификациями прибрежно-морской части системы. Р. Бойд с соавторами надстраивают классификацию речных дельт, расширяя и дополняя её системами, в которых решающую роль играют волновые либо приливно-отливные процессы, охватывая таким способом практически все прибрежно-морские системы. На сегодняшний день существует две модификации этой классификации (1) в редакции Х. Г. Ридинга и Дж. Д. Коллинсона [Reading, Collinson, 1996] (рисунок 28а) и (2) с дополнениями для прибрежных систем [Yang et al., 2005] (рисунок 28б). Однако модификация 1996 года имеет ряд ограничений [Reading, Collinson, 1996], которые соответственно применимы и к оригиналу, и к классификации 2005 года. Во-первых, границы между выделенными подразделениями в них могут быть не постепенными, а достаточно резкими или наоборот, размытыми. Во-вторых, она более актуальна для систем небольших размеров, в которых роль привноса материала рекой не столь велика, как в крупных дельтах. Втретьих, она не применима для грубозернистых систем с пологим рельефом, особенно для развитых в бассейнах с низкой гидродинамикой среды, так как в таких системах очень редко формируются барьерные острова и лагуны, а также крупные приливно-отливные отмели. Для грубозернистых морских осадочных систем удобнее использовать классификацию [Postma, 1990], типизирующую их в зависимости от вида источника, транспортирующего обломочный материал (река с одним крупным руслом, разветвляющимися руслами с устойчивыми либо неустойчивыми каналами), глубины приемного бассейна и перепада глубин в нём (выделяются мелководные или шельфовые, склоновые глубоководные, а также дельты Гильбертова типа, существующие в мелководных и относительно глубоководных, до 150 м, условиях).

Классификация [Orton, Reading, 1993] вполне обоснованно добавляет четвертый критерий – преобладающую размерность компоненты, поступающей в бассейн, разделяя мелководно-морские системы на гравийные, гравийно-песчаные, мелкопесчаные и алевро-глинистые. Указанные типы имеют различные по размеру и облику фаций обстановки седиментации. Например, в ряду от гравийных к алевро-глинистым системам увеличивается

площадь и уменьшается наклон дельтовой равнины, а также площадь её субаэральной части, а обстановки седиментации становятся разнообразнее.



а-б – модификации классификации Бойда–Далримпла–Заитлина [Boyd et al., 1992]: а – [Reading, Collinson, 1996],
б – [Yang et al., 2005]; в – классификация [Ainsworth, Vakarelov, 2011], см. пояснения сокращений в тексте;
г – взаимоотношение преобладающего при седиментации процесса и возможных осадочных элементов
(обстановок) мелководно-морских систем по [Ainsworth, Vakarelov, 2011]. Р-дельты – дельты речного влияния, П-дельты – приливного и В-дельты – волнового, тоже в отношении эстуариев и побережий. П/о – приливноотливный.

Рисунок 28. Примеры классификации мелководных терригенных систем (а–в) и некоторых их элементов (г), основанные на взаимодействии речных и бассейновых процессов

В последнее десятилетие произошло очередное переосмысление идеи, предложенной В. Е. Галоуэем. В первую очередь это связано с работами Р. Б. Айнсворта и Б. К. Вакарелова с соавторами [Ainsworth et al., 2011, Vakarelov, Ainsworth, 2013], использующими изначальную

треугольную диаграмму для полуколичественной классификации мелководных морских систем в целом (рисунок 28в), а также отдельных их разрезов и дополнения характеристик элементов (рисунок 28г). При определении мелководно-морских осадочных систем предлагается характеризовать не только преобладающий тип сил, но и второстепенные и даже те, которым система была подвержена незначительно. Тип мелководно-морской системы при этом описывается следующим образом. Например, тип системы **Вп**р = приливно-волнового влияния, затронутая речными течениями (wave-dominated tidal-influenced river-affected) или **PB** = волноречного²⁰ влияния (river-dominated wave-influenced) и так далее. Вершины треугольной диаграммы соответствуют дельте речного влияния (**P**), береговой равнине (**B**) и приливноотливной отмели (**П**). Для систем, у которых указаны речные течения в качестве основного или второстепенного преобладающего процесса характерно продвижение аккумулятивных форм (устьевых баров, конусов) в сторону моря; приливно-отливные силы – формирование морских врезов вглубь континента (только если это не дельта приливного влияния); волнения – формы, возникающие за счет переработки материала волнами в прибереговой зоне (подробнее на рисунке 4 в [Ainsworth et al., 2011]).

Для современных мелководных морских систем типизация их или их отдельных элементов не составляет большого труда, но в отношении ископаемых аналогов все обстоит несколько иначе – оценка зависит от степени обнаженности системы и может изменяться в зависимости от количества информации, находящейся в распоряжении исследователя. Для отдельного разреза положение фигуративной точки на диаграмме рассчитывается исходя из суммарной мощности интервала с текстурами, сгенерированными определенным процессом, относительно суммарной мощности изучаемого разреза или его части. Подобные расчеты выполняются в соответствии с предположением, согласно которому процесс, преобладающий во время седиментации, будет "производить" наибольшее количество соответствующих структур и, соответственно, они имеют наибольший шанс сохраниться в последовательности слоёв [Ainsworth et al., 2011]. Все обозначенные манипуляции следует выполнять для генетически связанных друг с другом отложений, учитывая весь геологический контекст. В дополнение, при подобных расчетах возникают трудности с подсчетом вклада текстур, отражающих взаимодействие нескольких процессов (например, S-образная косая слоистость, подчеркнутая глинистыми слойками (mud drapes)) либо имеющих неоднозначную природу (пример – субгоризонтальная слоистость).

Возможное решение этой проблемы предложено В. М. Росси с соавторами [Rossi et al., 2017]. Оно основано на несколько ином способе подсчета процентного соотношения,

²⁰ В обоих случаях мы намеренно поставили преобладающий процесс на второе место по аналогии с преобладающей размерностью зёрен в песчаниках.

учитывающем вероятную возможность связи каждой текстуры с определенным процессом. Для наиболее распространенных текстур указанными авторами рассмотрена совокупность литературных источников по различным тематикам, включая исследования ископаемых и современных мелководно-морских обстановок, а также экспериментальные работы. В результате каждой рассмотренной текстуре была присвоена некоторая вероятность приуроченности к тому или иному процессу. Например, в отношении градационной сортировки материала и массивного облика песчаных отложений вероятность того, что они сформировались в результате активности речных процессов, составляет 78%, волновых – 18% и приливно-отливных – 4%. То есть авторы 18 из 25 работ посчитали, что эти текстуры связаны с речными течениями, четырех – с волнениями, одной – с приливно-отливной активностью. Для комплексных текстур (см. предыдущий абзац) высчитывалось среднее арифметическое. Затем для ряда примеров В. М. Росси с соавторами были построены вероятностные графики и произведены подсчеты, схожие с таковыми [Ainsworth, et al., 2011]. В их числе – мелководноморские системы кайнозойского, палеогенового, мезозойского и позднепалеозойского возраста. Работа [Rossi et al., 2017] ценна тем, что в ней приведен возможный набор текстур в пределах различных обстановок – фронтальной части дельты, продельты, залива, береговых валов, эстуария, приливно-отливной отмели, пляжа и приливной зоны, верхней и нижней частей морской равнины. Указанный подход не лишен недостатков, главные из которых связаны с тем, что, во-первых, неизвестно является ли приведенная выборка публикаций достаточно представительной, во-вторых, не ясно как изменится оценка процентного соотношения для каждого из типов текстур с рассмотрением большего количества публикаций, в-третьих, возникает неопределенность в отношении интервалов, сложенных глинистыми образованиями. Попытка разрешения последней приведена в [Peng et al., 2018] при рассмотрении глинистых отложений, сформировавшихся как при осаждении из толщи воды (hemipelagic mud), так и при переносе из зоны смешения морских и пресных вод и дальнейшей седиментации (fluid mud).

На наш взгляд наиболее полным является определение мелководно-морской осадочной системы, при котором используется как преобладающая размерность поступающей компоненты, так и соотношение процессов, влияющих на её (системы) формирование. Наилучшим образом для диагностики подходят фронтальная часть дельты и её латеральные аналоги [Rossi, 2016]. Рассмотрим подробнее их и системы, элементами которых они являются, в контексте взаимодействия речных и бассейновых процессов.

Мелководно-морская равнина. Под этим словосочетанием мы пониманием существующую на шельфе систему, на которую оказывают влияние в основном приливноотливные и волновые процессы. Выделение различных зон в ней происходит в зависимости от уровня их взаимодействия. Подобное название представляется нам логичным ввиду достаточно

пологого рельефа дна. Для обстановок мелководно-морской равнины характерно развитие фауны, обитающей при нормальной либо несколько пониженной солёности вод.

Существует два отличающихся типа мелководно-морской равнины – с преобладающим терригенным осадконакоплением либо с преобладающим накоплением карбонатных отложений, а также разнообразные переходные варианты. Рассматриваемый участок шельфа в целом соответствует литоральной и сублиторальной²¹ зонам. В дистальной зоне мелководно-морской равнины не действуют какие-либо из перечисленных выше сил, в переходной к ней – только штормовые волнения, в проксимальной (включая пляж и приливно-отливные отмели) их дополняют волнения активные в спокойную погоду, а также приливы и отливы (в наиболее проксимальной её части, рисунок 29).



Составлено с использованием [Reading, Collinson, 1996; Knaust, 2017; Rossi et al., 2017]. Полная вода – уровень поверхности воды во время прилива.

Рисунок 29. Схематичный профиль мелководно-морской равнины с распределением некоторых ихноценозов и текстур обломочных отложений

Ввиду подобного распределения процессов различны осадки и текстуры, формирующиеся в этих обстановках (см. рисунок 29). Например, для переходной зоны мелководно-морской равнины терригенного типа характерно наличие штормовых отложений в виде обломочных прослоев с бугорчатой слоистостью [Reading, Collinson, 1996; Rossi et al., 2017], либо ракушняков, в которых преобладают целые створки, ориентированные

²¹ Под сублиторалью мы понимаем ту часть шельфа, что находится ниже уровня малой воды, вплоть до такого его структурного элемента как бровка/окраина. Хотя существуют и другие варианты. Например, В. Т. Фролов [1995] разделяет область, обозначаемую нами как сублитораль, на собственно сублитораль – песчаную, с глубинами до 10–20 м, мелководную неритовую зону – глинисто-песчаную, отвечающую глубина от 10–20 до 40– 50 м, среднеглубинно-шельфовую (50–100 м) песчано-глинистую, алеврито-глинистую глубинно-шельфовую – 100–150 м и глубже, и окраинно-шельфовую, располагающуюся на бровке шельфа, часто весьма песчаную.

выпуклостью вверх, а ближе к базису воздействия штормовых волн – слои "штормовых" ракушняков сложены практически нацело створками, обращенными выпуклостью вниз [Yao et al., 2016]. В тоже время в проксимальных зонах текстурно-структурные особенности отложений более разнообразны, здесь шире развиты песчаники и формируются вдольбереговые валы. Штормовые прослои ракушняков в этой области представляют собой разноориентированные битые створки [Yao et al., 2016]. Для выделяемых областей характерны соответствующие ихноценозы (см. рисунок 29). В переходной и дистальной зонах сублиторали отложения, как правило, интенсивней биотурбированы ввиду развития более благоприятных для питания илоедов условий.

Распределение микрофаций (петро/литотипов) в пределах мелководно-морской равнины с преобладанием карбонатного седиментогенеза носит достаточно сложный характер (рисунок 30). Оно приведено нами в соответствии с [Flügel, 2010]. Наибольшее разнообразие микрофаций характерно для проксимальной зоны карбонатной мелководно-морской равнины (внутренней части рампа), которая включает в себя следующие обстановки: открытые – с нормальной циркуляцией воды, защищённые – с нарушенной циркуляцией воды, песчаные валы и отмели – оолитовые и биокластовые грейн- и пакстоуны, лагунные – позади песчаных валов или барьерных островов, и приливно-отливные. Наиболее характерными для открытых и защищенных участков проксимальной зоны являются биокластовые пак- и вакстоуны. Также для участков с нормальной циркуляцией вод типично развитие коралловых и водорослевых баундстоунов и других типов, характерных для банок, образованных двустворками. Иные постройки формируются в условиях защищенных участков дна.

Отложения переходной зоны сублиторали (средняя часть рампа) представляют собой тонкозернистые биокластовые известняки (мад-, вак-, пак-, редко грейнстоуны) и мергели, как правило, биотурбированные, с плохо сохранившимися скелетными форменными элементами. На этом участке шельфа калькарениты могут слагать валы подобные тем, что есть в проксимальных зонах, однако с несколько иным набором текстур (см. рисунок 30). Здесь же могут образовываться разнообразные органогенные постройки, в том числе иловые холмы.

В дистальной зоне (внешний рамп) развиты тонкозернистые известняки, слоистые мергели, мад-, вак-, пакстоуны и редкие грейнстоуны (штормовые слои). Как и в случае с переходной зоной, отложения зачастую биотурбированы. Степень сохранности скелетных форменных элементов хорошая. Условия, существующие в этой зоне, благоприятны для образования иловых холмов.

Частные случаи моделей, представленных на рисунках 29 и 30, для обломочных систем хорошо описаны, например, в работе С.Б. Шишлова [2010], а для карбонатных – во многочисленных примерах, приведенных в монографии Э. Флюгеля [Flügel, 2010].



Сплошными линиями обозначены обстановки, в пределах которых указанные микрофации (или петротипы и литотипы) преобладают.

Рисунок 30. Схематичный профиль мелководно-морской равнины с карбонатной седиментацией (карбонатного рампа) в соответствии с [Flügel, 2010]

Субаквальная часть дельты. В пределах этой части дельты выделяется две зоны – фронтальная часть и продельта. Под первой понимается область, в которой речные течения, несущие осадки, впадают в приемный бассейн и взаимодействуют с бассейновыми процессами [Reading, Collinson, 1996]. Также она характеризуется тем, что в ней происходит седиментация наиболее грубых отложений. В качестве продельты – та часть дельты, на которую не воздействуют приливно-отливные и волновые процессы [Reading, Collinson, 1996] либо область, в которой преобладает осаждение глинистых и алевритовых частиц [Bhattacharya, 2006]. Последнее определение не отрицает воздействие волнений на продельту и принимается в настоящей работе. Фронтальные и продельтовые обстановки мы, вслед за Д. Дж. П. Свифтом и соавторами [Swift et al., 1991], разделяем на проксимальные и дистальные. Однако их не совсем корректно сопоставлять с различными частями мелководно-морской равнины, так как их формирование возможно на различных глубинах. Тем не менее, в некоторых работах обобщающего характера, например, в исследовании [Patruno et al., 2015], для глинистых и песчаных дельтовых систем предполагается, что в области дистальной части продельты (или склона продельты) отсутствует воздействие волнений (то есть по нашей классификации их можно сопоставить с дистальной частью мелководно-морской равнины), тогда как при формировании отложений в области фронтальной части дельты и в проксимальной части продельты участвуют штормовые и более спокойные волнения.

Для правильной диагностики фаций субаквальной части дельты реки, впадающей в морской бассейн, важно понимать, какие потоки действуют в этих обстановках. В зависимости от плотности вод совместно с влекомым, в том числе взвешенным, материалом, привносимым рекой (Π_p), и плотности вод приёмного бассейна (Π_6) согласно классификации Ч. Бэйтса [1953] выделяется три типа течений – гипопикнальные ($\Pi_p < \Pi_6$), гомопикнальные ($\Pi_p = \Pi_6$) и гиперпикнальные ($\Pi_p > \Pi_6$). Гипопикнальные потоки характерны для большинства морских дельт. В таком случае происходит разделение более грубых донных наносов и материала, переносимого во взвешенном состоянии. Как правило, первые, в связи с резким уменьшением скорости частиц, формируют устьевые бары, второй – перераспределяется волнениями, в том числе штормовыми, вдольбереговыми течениями и оседают в зонах литорали и сублиторали.

Гомопикнальные течения возникают во фронтальной части пресноводных озёрных [Zavala, Pan, 2018], реже морских дельт [Bhattacharya, 2006] в условиях, при которых наносы, влекомые речным течением, значительны, но недостаточны для формирования гиперпикнальных потоков. При этом условия, подходящие для формирования гомопикнальных потоков, в морских бассейнах формируются реже, так как достаточно совсем незначительных изменений плотности для того, чтобы они стали менее или более плотными [Bhattacharya, 2006]. Во фронтальной части грубозернистых дельт с преобладанием такого типа течений (дельты Гильбертова типа) формируются устьевые бары, сложенные в основном дебритами.

Достаточно большое внимание в последние два с половиной десятилетия в зарубежной литературе уделяется гиперпикнальным потокам и соответствующим отложениям – гиперпикнитам²² (см., например [Nemec, 1995; Mulder, Syvitsky, 1995; Mulder et al., 2003; Bhattacharya, MacEachern, 2009; Sediment..., 2011; Zavala et al., 2011; Zavala, Arcuri, 2016; Zavala, Pan, 2018] и др.). Складывается впечатление, что данная модель седиментации мало используется в отечественных работах – в основном на неё обращено внимание Д. В.

²² В качестве гиперпикнитов К. Завала с соавторами понимают отложения, которые возникли за счет выноса материала непосредственно с континента в приемный бассейн.

Гражданкиным с соавторами [2003, 2009] при изучении вендских комплексов Беломорья и западного склона Среднего Урала. В этой связи нам представляется важным остановиться на её детальном рассмотрении. Тем не менее, использовать концепцию гиперпикнитов в отношении морских дельтовых отложений, на наш взгляд, следует аргументированно и с осторожностью.

Для образования гиперпикнальных потоков наиболее благоприятны периоды, в течение которых реки выносят в морской бассейн смесь воды и большого количества осадков. Как правило, это длящиеся достаточно долго наводнения. Большинство современных рек (порядка 71%) раз в 100–1000 лет или чаще [Mulder, Syvitsky, 1995] находятся в таком состоянии и в течение него могут отлагать количества материала, превышающие до 20 раз годовую норму в года без наводнений [Mulder et al., 2003]. Учитыва эти факты, К. Завала с соавторами [Zavala, Arcuri, 2016; Zavala, Pan, 2018] приходят к выводу, что гиперпикнальные потоки являются одними из важнейших поставщиков материала в морские и озёрные бассейны, а гиперпикниты должны быть широко распространены среди ископаемых дельтовых отложений. В зависимости от продолжительности гиперпикнального события указанными авторами потоки разделены на эпизодические и долгоживущие, а также разработана модель и слоевая последовательность для последних. Основные характеристики долгоживущих гиперпикнальных течений и связанных с ними осадков (вслед за [Zavala et al., 2011]) приведены на рисунке 31.



d – сила потока, t – время.

Рисунок 31. Долгоживущий гиперпикнальный поток и типичные для него отложения [Zavala et al., 2011]

Особенности гиперпикнальных течений таковы, что в определенный момент речной поток ныряет под толщу морской воды, унося с собой весь материал, находившейся в нём во время наводнения, в том числе глинистые и алевритовые, тонкопесчаные частицы, растительный детрит, листву, стволы деревьев, куски древесного угля [Mulder et al., 2003; Zavala et al., 2011 и ссылки в них]. В процессе деятельности долгоживущих гиперпикнальных потоков формируют гиперпикниты – последовательность генетически связанных друг с другом литотипов, включающую в себя следующие группы [Zavala et al., 2011]: В (bed load – влекомый

материал), S (suspended – взвешенный) и L (lofting – поднявшийся и отделившийся от потока и осевший позже).

Механизм формирования литотипов группы В связан как с силами, возникающими за счет трения, а также сдвиговыми силами, перемещающими крупные обломки во время прохождения турбулентного потока, так и с осаждением материала, находящегося в той части потока, что ближе всего ко дну. Вид этих литотипов напрямую зависит от типа литокластов, которые могут иметь внебассейновую природу – окатанные гальки и гравий, вне- и бассейновую природу – глинистые обломки и обрывки, или бассейновую – обломки и створки моллюсков и другой морской фауны, а также представлять собой смесь перечисленных литокластов [Zavala et al., 2011; Zavala, Pan, 2018].

Выделяется три основных литотипа: B_1 – неслоистые или слоеватые конгломераты, B_2 – мелкогалечные конгломераты и грубые песчаники с косой слоистостью либо восходящей рябью, B_3 – крупно-, грубозернистые песчаники и песчаники с галькой с расплывчатой горизонтальной и пологонаклонной слоистостью и отдельными уровнями, обогащенными гальками. Описанные литотипы характерны для систем, в которых есть гравийная компонента, однако в глинистых или мелкопесчаных дельтовых системах они (литотипы B_1 s, B_2 s и B_3 s²³) будут представлять песчаную массу (от тонко- до среднезернистой) с теми же текстурами, что и основные литотипы, но в ней будут находиться в основном глинистые обломки, а не гальки.

Среди группы S выделяется 4 литотипа, первый из которых (S_1) – тонкозернистые песчаники с массивным внешним обликом– является одним из самых распространенных среди гиперпикнитов. Достаточно часто песчаники S₁ слагают однородные и мощные пачки с незначительным и постепенным изменением размерности зёрен. Для рассматриваемого литотипа также характерно наличие обрывков глинистых слойков, литокластов угля, растительных остатков. Генезис песчаников S₁ напрямую связан с последовательным наносом из придонной части гиперпикнального потока, содержащей большое количество взвешенного материала. При уменьшении скорости оседания частиц отлагается литотип S₂ – тонкозернистые песчаники с горизонтальной слоистостью (в случае активного воздействия волнений на шельфе – с косоволнистой слоистостью, литотип S₂h), затухании и остановке потока – соответственно литотипы S₃ (песчаники с восходящей рябью либо рябью волнения) и S₄ (однородные либо слоистые аргиллиты и алевролиты). Последние возникают в основном в пресноводных обстановках²⁴, тогда как в иных формируются литотипы группы L – ритмичное переслаивание тонких слойков, выполненных тонкопесчаным и алевритовым материалом, чешуйками слюд, растительными остатками. Для этой группы литотипо характерно наличие знаков нагрузки.

²³ Буква s в индексе этих литотипов – отсылка к песчаному материалу, преобладающему в их составе.

²⁴ Либо при осаждении из глинистых гиперпикнальных потоков, в том числе и в морских бассейнах.

Они (литотипы) формируют интервалы (до 0.5 м), чередующиеся с глинистыми породами, однако чаще ассоциируются с песчаниками S₁ [Zavala et al., 2011].

Пространственное взаимоотношение и слоевые последовательности, слагаемые в результате активности долгоживущих гиперпикнальныз потоков, являются достаточно разнообразными. Так в морских обстановках для гравелитистых потоков может формироваться последовательность (B₁, B₂, B₃) \rightarrow S₁ \rightarrow S₂ \rightarrow S₃ \rightarrow L (реже S₄), песчаных – (B₁s, B₂s, B₃s) \rightarrow S₁ \rightarrow L (реже S₄), глинистых – последовательности, состоящие из литотипов S₄ [Zavala, Arcuri, 2016]. В то же время, ввиду пульсационного характера (переменчивой скорости потока, см. график в верхнем правом углу на рисунке 31) и различной концентрации влекомого и взвешенного материала) гиперпикниты могут приобретать вид так называемых составных слоев (composite beds). имеющих следующую идеализированную последовательность: $S_4 \rightarrow S_2 \rightarrow S_1 \rightarrow S_2 \rightarrow S_1 \rightarrow S_2 \rightarrow S_3 \rightarrow S_4$ либо $S_4 \rightarrow S_1 \rightarrow B_3 \rightarrow B_2 \rightarrow B_1 \rightarrow S_1 \rightarrow B_3 \rightarrow B_2 \rightarrow B_3 \rightarrow S_1 \rightarrow S_4$ и прочие [Zavala et al., 2011]. От осевой части канала к его краевым частям происходит смена литотипов по следующей схеме: (B₁, B₂, B₃) \rightarrow S₁ \rightarrow S₂ \rightarrow S₃ \rightarrow L [Zavala, Arcuri, 2016] или (B₂s, $B_{3s}) \rightarrow S_1 \rightarrow S_2 \rightarrow S_3 \rightarrow L$ [Zavala et al., 2011].

Фронтальная часть дельты речного влияния представляет собой сложное сочетание субаквальных продолжений распределительных русел (terminal distributary channels), которые тесно связаны с устьевыми барами [Bhattacharya, 2006]. Причем последние неотделимы от отложений, формировавшихся в каналах, так как они также могут заполнять их (каналы). Однако отличить их друг от друга вполне возможно, так как отложения субаквальных частей распределительных русел подвержены влиянию бассейновых процессов. Характерным для этих отложений [Olariu, Bhattacharya, 2006] является сочетание таких признаков как (1) перекрестная косая слоистость, наличие обрывков глинистых слойков и привнесенных с континента органических остатков, (2) внешне массивных слоев, текстур, характерных для затухающих потоков, слоев с градационной сортировкой материала (похожих на турбидиты), а также слоев песчаников, запечатанных глинистыми породами (mud-capped sandstone beds) (3) текстур, ассоциирующихся с волновой и приливно-отливной активностью. В отложениях русел может наблюдаться ихноценозы Skolithos либо проксимальный тип Cruziana, хотя в целом широкое развитие биотурбации не характерно для дельт речного влияния [MacEachern et al., 2005]. Следует отметить, что для отложений субаквальных частей распределительных русел характерно уменьшение размерности зёрен при перемещении в сторону бассейна, в связи с чем адекватно диагностировать их возможно только в проксимальных обстановках фронтальной части дельты, где они будут более грубыми, чем осадки, слагающие устьевые бары [Olariu, Bhattacharya, 2006], а также, как правило, будут перекрывать последние с размывом.

Представляется, что для понимания структуры фронтальной части дельты речного влияния (рисунок 32) следует рассмотреть модели, разработанные на примере туронской песчаной пачки свиты Феррон [Ahmed et al., 2014], и кампанской песчаной пачки Пантер Тан (Panther Tongue) [Olariu et al., 2010], являющейся частью более крупного стратона Стар Поинт. Указанные отложения обнажаются на территории штата Юта. В каждой из названных выше работ учитывается наличие субаквальных распределительных русел в области фронта дельты и значимость гиперпикнальных потоков в распределении материала. Мощность изученных пачек составляет порядка 25–30 м, они имеют рецикличное строение (вверх по разрезу растет мощность и зернистость песчаных пачек), отражающее проградацию дельты.



Рисунок 32. Блок-диаграмма, отражающая строение (распределение фаций) дельты речного влияния [Bhattacharya, Davies, 2003]

Авторы первой работы предлагают разделить фронтальную часть дельты на три области – проксимальную, с(е)рединную (medial) и дистальную. Проксимальную часть в разрезе представляют устьевые бары и субаквальные продолжения распределительных русел. Они представлены песчаниками (от мелко- до среднезернистых) с косой слоистостью, в том числе многоэтажной, горизонтально-слоистые разности встречаются реже. Устьевые бары отличаются линзовидной формой, бо́льшей толщиной и шириной (порядка 30 м против менее 10 м) в сравнении с распределительными каналами, которые являются неглубокими U-образными промоинами, врезающимися друг в друга. В нижней части некоторых из них присутствуют глинистые литокласты. Широкое распространение косой слоистости связано с миграцией песчаных дюн и переносом материала волочением.

Срединная часть – линзовидные тела, являющиеся удаленными отдельными барами, сложенными мелкозернистыми песчаниками (0.1-2 м) в основном с горизонтальной слоистостью и слоеватостью, как равномерной, так и неравномерной. Зернистость пород может несколько колебаться в пределах одного пласта, а слоеватые и слоистые разности чередоваться. В дополнение, песчаники вверх по пласту могут переходить в слоистые алевролиты, реже алевролиты с рябью течений, напоминая незаконченные слоевые последовательности А. Боума. Всё это может являться признаками гиперпикнальных потоков²⁵ [Ahmed et al., 2014]. Песчаные отложения серединной части фронта дельты находятся в ассоциации с отложениями продельты и дистальной части фронта дельты. Последняя в рассматриваемом разрезе представляет собой переслаивание тонкозернистых песчаников (слои до 20 см) с аргиллитами и алевролитами (5–10 см), соотношение (аргиллит + алевролит)/песчаник для неё в среднем равно 1 к 4. Как правило, в пачках вверх по разрезу более тонкие отложения сменяются более грубыми. Текстуры песчаников характерны для различных элементов слоевой последовательности А. Боума, редко в них встречается рябь волнений, бугорчатая слоистость. Седиментация подобных образований связывается авторами с выносом материала из расположенных выше песчаных баров, в результате которого формировались гиперпикнальные течения. Локально развитая бугорчатая слоистость и рябь волнения – результат воздействия штормовых волнений. Для всех перечисленных отложений типичен низкий индекс биотурбации (BI), от 0 до 2, реже 3.

Во втором исследовании ([Olariu et al., 2010]) разработана схожая модель, но с несколько иным текстурным "наполнением". Авторами выделяется пять слоевых ассоциаций, четыре из которых относятся к речным отложениям – это СА распределительных каналов, устьевых баров, дистальных И проксимальных частей фронтальной Здесь части дельты. продемонстрирован другой подход к разделению фронта субаквальной части дельты на области, однако первые две СА сопоставимы с проксимальными отложениями фронта дельты, а проксимальная часть фронта дельты – со срединной частью по [Ahmed et al., 2014]. Чтобы не допустить путаницы далее, в том числе в разделе 4.2, мы будем пользоваться терминологией, принятой в [Ahmed et al., 2014].

Так, устьевые бары и распределительные русла сложены песчаниками метровой мощности, от тонко- до среднезернистых, с массивным обликом, горизонтальной либо пологонаклонной слоистостью. Для обстановок распределительных русел характерны (1) наличие промоин глубиной десятки сантиметров, выполненных песчаными отложениями с пологонаклонной слоистостью, (2) амальгамация песчаных тел. Участками встречается перекрестная косая слоистость, редкие врезы. В основании каналов видны литокласты углей и раковинный детрит. Каналы выполняют понижения в палеорельефе, имеющие глубину до 2–4 и

²⁵ См. выше литотипы группы S по классификации К. Завала для сравнения.

ширину десятки до сотен метров. Песчаники устьевых баров отличаются слабо проявленной амальгамацией и переслаиванием с тонкозернистыми песчаниками и алевролитами (первые см), обогащенными литокластами угля и растительными остатками. Для мелкозернистых алевролитов характерно практически полное нарушение текстурных особенностей биотурбацией. Ходы илоедов встречаются и в верхней части песчаных пластов.

Срединная часть представляет собой чередование пластов (0.2-1 м) мелко- и среднезернистых песчаников и интервалов (10-20 см), сложенных алевролитами и тонкозернистыми песчаниками с разнообразными текстурами ряби (в основном ряби течений, реже ряби волнений) и, иногда, интенсивно биотурбированными. В интервалах иногда видны слойки, выполненные растительными остатками. Пласты более грубых песчаников с горизонтальной слоистостью либо имеют массивный облик. Внутренняя структура пластов представляет собой особый интерес, так как здесь встречаются сантиметровые слойки, в которых тонко переслаиваются мелко- и среднезернистые разности. В верхней и нижней частях некоторых из песчаников с массивным обликом видна волнистая слоистость, что может свидетельствовать об уменьшении скорости/затухании потока. Нередко песчаники характеризуются эрозионными нижними поверхностями.

Дистальная часть фронта дельты – чередование сантиметровых пластов песчаников с массивным обликом либо разнообразными знаками ряби и интервалов (десятки сантиметров), сложенных аргиллитами и мелкозернистыми алевролитами с горизонтальной слоистостью либо интенсивно биотурбированных. Тонкие слои биотурбированы ихноценозом Skolithos.

В целом, для песчаных пластов срединной и дистальной частей фронта дельты типично чередование различных типов текстур либо вариации зернистости в пределах одного и того же пласта, свидетельствующие о пульсационном характере потока, поставлявшего материал. Еще одна отличительная особенность – наличие относительно мощных (1 м и более) песчаников с горизонтальной слоистостью, внутренними поверхностями размыва. Перечисленные особенности, по мнению, как авторов публикации, так и тех, на кого они ссылаются ([Mulder et al., 2003; Plink-Björklund; Steel, 2004]), указывают на образование песчаных отложений из гиперпикнальных, в том числе долгоживущих, потоков.

Однако это не единственный способ формирования песчаных отложений в срединной и дистальной частях фронта дельты. К. Олариу с соавторами [Olariu et al., 2010] рассматривают два других варианта, связанных с осаждением из турбулентных потоков – за счет оползания устьевых баров, вызванного увеличением угла наклона склона или нарастания порового давления, либо за счет прорыва осадков, связанного с постепенным отступлением подводного склона, наклон которого становится более крутым, чем угол естественного откоса для разжиженных песков, залегающих в верхней части склона. В первом случае следует ожидать

широкого распространения эрозионных поверхностей среди отложений фронтальной части дельты, осаждение песков с прямой градационной сортировкой и деформированными текстурами. Во втором – крупных эрозионных структур с крутым рельефом (глубинами до примерно 10 м) и седиментации относительно мощных тонко- и мелкозернистых песчаных пластов с массивным обликом (либо слоеватостью), эрозионными нижними поверхностями либо с прямой градационной сортировкой. В этом случае возможно наличие относительно крупных недеформированных глинистых или песчаных литокластов.

Субаквальные распределительные русла в области **фронтальной части дельты приливно-отливного влияния** встречаются на порядок реже [Bhattacharya, 2006; Olariu, Bhattacharya, 2006], а устьевые бары здесь имеют удлиненную форму по сравнению с дельтами речного влияния. Согласно сводке Р. В. Далримпла и К. Чои [2007] в области устьевых баров приливно-отливная и волновая активность в таких системах намного сильнее, чем речная. Соответственно шире развиты текстуры, характерные для влияния приливно-отливных процессов на осадконакопление, а именно: 1) разномасштабная S-образная косая слоистость со сдвоенными слойками, выполненными глинистым материалом или растительными остатками; 2) разнонаправленная косая слоистость; 3) ритмичное чередование слойков в тонкозернистых осадках; 4) наличие многочисленных поверхностей срезания серий косых слойков (re-activation surfaces); 5) цикличное изменение количества глинистых прослоев в сериях слойков [Dalrymple, Choi, 2007; Rossi, Steel, 2016; Rossi et al., 2017]. Следует отметить, что чем активнее дельтовые отложения переработаны приливно-отливными процессами, тем лучше они сортированы.

Фронтальная часть дельты волнового влияния отличается практически полным отсутствием субаквальных продолжений распределительных русел [Olariu, Bhattacharya, 2006], а устьевые бары зачастую перерабатывают волнения и разносят вдольбереговые течения, что приводит к формированию песчаных береговых равнин и пляжей либо вдольбереговых баров. Фронтальная часть дельты представляет собой комплекс соответствующих проградирующих отложений [Bhattacharya, 2006]. Песчаные тела, формирующиеся таким способом, имеют отличительные особенности. С одной стороны (updrift side) на них сильнее влияют волнения и вдольбереговые течения (рисунок 33), в связи с чем в них чаще встречаются, например, следы ряби волнения, косоволнистая сложная (бугорчатая) слоистость с метровой длиной волновой ряби, и реже – индикаторы высоких скоростей осадконакопления и опресненных обстановок (например, синседиментационная деформация отложений, восходящая рябь течения, фауна, характерная для опресненных обстановок). Здесь доля песчаных отложений в разрезе будет выше. С другой стороны (downrift side), на которую большее влияние имеют речные течения, наблюдается противоположная ситуация.



Рисунок 33. Блок-диаграмма, отражающая предполагаемое строение асиметричной дельты волнового влияния [Bhattacharya, 2006]

Заканчивая рассмотрение обстановок фронта дельт различного влияния, представляющих собой крайние случаи таких систем, следует отметить, что в геологической летописи имеют место и дельты смешанного типа²⁶, к числу которых относится юрская (байос-батская) свита Лаяс [Rossi, Steel, 2016], обнажающаяся в пределах бассейна Неукен на территории Аргентины. Дельтовая система является песчаной, что связано с близостью источников сноса, синхронной с осадконакоплением тектонической активностью и сильной переработкой материала приливно-отливными течениями. Признаки воздействия последних (см. выше) шире всего развиты в области проксимальной части фронта дельты, менее – среди отложений распределительных каналов; волнового воздействия (в том числе штормового) – на шельфе, побережье и в области продельты. Текструры и структуры, свойственные исключительно речным отложениям, по результатам исследования [Rossi, Steel, 2016] в основном смешаны с другими, тем не менее, они хорошо выражены в пластах и линзах, чей генезис явно связан с наводнениями. Они выполнены грубозернистыми песчаниками с примесью обломков гравийной/галечной размерности, плохо либо в средней степени сортированными, с эрозионными нижними поверхностями. Легче всего распознаются слои, вмещающие крупные древесные остатки, многочисленный растительный детрит. В дистальных частях фронта дельты они (слои), пусть и частично, переработаны волнами.

Продельта, как и её аналоги в пределах сублиторали, определяется обстановками, в которых формируются в основном глинистые отложения. Им посвящено значительное количество работ, в том числе экспериментальных, например, [Schieber et al., 2007; Bhattacharya, MacEachern, 2009; Ichaso, Dalrymple, 2009; Ghadeer, Macquacker, 2011; Plint et al.,

²⁶ По мнению [Rossi, Steel, 2016] они, возможно, шире развиты, чем принято представлять.

2012; Nishida et al., 2013; Plint, 2014] и другие, которые рассматривают и обосновывают различные механизмы накопления, переноса и седиментации частиц алевритовой и глинистой размерности, отличающиеся от классического "осаждения в обстановках с низкой гидродинамикой среды".

Тонкозернистые частицы, привносимые в бассейн рекой, образуют несколько более крупные агрегаты за счет электрохимических (силы Ван-дер-Ваальса), биологических (будучи сцепленные полисахаридами) и биохимических процессов, и затем оседают на расстоянии до нескольких десятков километров от устья реки [Plint et al., 2012 и ссылки в ней]. В приливноотливных условиях одной из форм транспортировки таких агрегатов может являться алевроглинистая суспензия (fluid mud) – субаквальные потоки с концентрацией твердого материала (глинистые и алевритовые частицы совместно с различным количеством органического вещества) более 10 г/л, движущиеся вблизи дна [Kirby, Parker, 1983].

Твёрдый взвешенный тонкозернистый материал концентрируется в области смешения пресной и морской воды в результате коагуляции, и затем, во время отлива, сцепленные агрегаты оседают ближе ко дну, впоследствии переходя во взвешенное состояние и перераспределяясь во время следующего приливно-отливного цикла либо активного волнения, в том числе штормов [Ichaso, Dalrymple, 2009]. В последнем случае возникает большее количество суспензии, чем во время приливов и отливов, а усиленные волнением алевроглинистые гравитационные потоки на шельфе достигают продельты и дистальных зон сублиторали. При последующих штормах осевший из суспензии глинистый материал может перераспределяться далее²⁷, в том числе и в виде агрегатов, размер которых предполагает волочение по дну. В дополнение, во время штормов и связанных с ними наводнений в устьевой части рек формируются глинистые гиперпикнальные потоки, отложения которых представляют собой слойки с обратной либо обратной, переходящей в прямую, градационной сортировкой материала [Plint, 2014].

Отложения, осевшие из глинистой суспензии, представляют собой слойки толщиной более 0.5 см (значительно реже первые миллиметры) с ровными и неровными очертаниями, "мягкие на вид", однородные и, как правило, небиотурбированные [Ichaso, Dalrymple, 2009].

Песчаный материал может поступать в область продельты как с турбидными потоками в результате обрушения устьевых и отдаленных от берега песчаных баров, так и с глинистыми гиперпикнальными, в том числе долгоживущими [Olariu et al., 2010, Zavala et al., 2011; Ahmed et al., 2014]. Текстурные особенности, характерные для них, описаны выше. Отличить

²⁷ Базис воздействия штормовых волн находится на глубине порядка 40 м только для песка, а для алевритовых и глинистых частиц эта глубина может достигать 70–80 м, что убедительно доказано, например, Г. А. Плинтом с соавторами [Plint et al., 2012; Plint, 2014] на примере пачки G сеноманской свиты Данвиган и сеноман–туронской свиты Каскапау (северо-восток канадской провинции Альберта, Западный канадский форландовый бассейн).

продельтовые обстановки, на которые в разной степени влияют речные и бассейновые силы вполне возможно, например, по наличию прослоев песчаников или алевролитов с косоволнистой бугорчатой слоистостью разного масштаба (штормовые волнения) или с косой однонаправленной (однонаправленные течения) и так далее. В дополнение, продельты разного типа вмещают несколько отличные друг от друга ихноценозы [MacEachern et al., 2005, с. 76].

Классификация глубоководных осадочных систем, а именно конусов выноса, основывается на двух критериях, один из которых – размерность преобладающей компоненты в системе – такой же, как и для мелководных разностей. По нему они разделяются на 4 типа: обогащенные алевро-глинистым материалом, песчано-глинистые или глинисто-песчаные, преимущественно песчаные и богатые гравийными обломками [Reading, Richards, 1994; Richards et al., 1998]. Дальнейшая типизация связана с тем, каким образом распределены точки поступления осадочного материала в систему. Существует три возможных типа: конус, рампа и склон (соответственно submarine fan, ramp, slope apron) [Reading, Richards, 1994; Richards et al., 1998]. Конус выноса – термин, используемый в отношении глубоководной системы с одним главным источником (major point source) обломочного материала (река, дельта) или, иными словами, системы, сформировавшейся у основания одного пути следования отложений в глубоководные обстановки, каковым является каньон. Рампа – глубоководная система, существующая на склоне и у его подножья и имеющая несколько точек поступления осадков. В данном случае реки или дельты рек проградируют вглубь бассейна, не встречая особых препятствий. Склон – система без определенной точки поступления обломочного материала, в которой он как бы "сыпется", либо система с многочисленными некрупными источниками (linear source). И в том, и в другом случае у подножья склона формируется шлейф. Такие системы связаны со склонами океанических хребтов, плато, изолированных подводных возвышений, окраинами карбонатных платформ, рифтами, межгорными впадинами [Reading, Richards, 1994]. Некоторые из глубоководных осадочных систем приведены на рисунке 34.

Более 50% поступающего в гравийные глубоководные осадочные системы материала имеет размерность крупнее 2 мм, количество песчаной фракции варьирует в широких пределах, от 5% до 50%. В проксимальных обстановках таких систем, как правило, формируются клиновидные тела, сложенные брекчиями и конгломератами. Пески преобладают в средней и дистальной частях системы, слагая покровы. Нередко рассматриваемые системы являются глубоководным эквивалентом грубозернистых дельт и пролювиальных конусов, имеют малые размеры (радиус конуса не более 50 км), формируются в тектонически активных обстановках и связаны с рифтами и сбросами, и, в целом, с относительно большими углами наклона склона. При увеличении количества поступающего песчаного материала до 70% и более система классифицируется как песчаная. В проксимальной части таких конусов выделяются каналы, в



a – гравийная рампа, б – песчаный склон, в – конус выноса смешанного (песчано-глинистого) типа, глинистый конус выноса. Рисунок 34. Примеры глубоководных осадочных систем, выделяемых согласно классификации [Reading, Richards, 1994], некоторые элементы и процессы, характеризующие их

дистальных – каналы и лопасти, рельеф в пределах одного конуса расчленен не сильно, отложения слагают тела, напоминающие в разрезе покровы, а при взгляде сверху – большую лопасть с каналами. Мощность одного такого тела не превышает 100–200 м, радиус одного конуса выноса не превышает таковой для гравийного аналога (от 1 до 50 км).

Типизировать систему как смешанную (песчано-глинистую или глинисто-песчаную) возможно по более крупным размерам (до 100 км в диаметре) и наличию в проксимальных частях каналов с намывными валами, а в дистальных – лопастей (рисунок 34в). Каналы меандрируют и имеют лентовидные очертания. Количество поступающего песчаного материала – от 20 до 70% от суммы всех привносимых компонентов. Среди ископаемых глубоководных систем именно системы смешанного типа изучены лучше всего, и, по всей видимости, преобладали в геологической летописи [Reading, Richards, 1994]. В их разрезе развиты основные слоевые последовательности (см. ниже), для них же Р. Г. Уокером в 1978 году разработана модель [Walker, 1978], ныне считающаяся классической.

Глинистые системы отличаются самыми большими размерами (радиус 50–3000 км). В их проксимальных частях формируются каналы с намывными валами, в дистальных – телапокровы (лопасти, рисунок 34г). Каналы достаточно длинные и имеют лентовидные очертания, меандрируют, заполнены неоднородным материалом. Склоны менее устойчивы посравнению с другими системами, в связи с чем широко развиты оползни и обломочные потоки. Среди поступающего материала песка не более 20–30%. Подобные системы характерны для бассейнов с обширными дренируемыми территориями и являются наиболее распространенными в настоящее время [Reading, Richards, 1994].

Терригенный материал перемещается в глубоководные обстановки различными агентами (рисунок 35), среди которых – зерновые потоки, подводные плотностные потоки (внутрибассейновые мутьевые, обломочные и внебассейновые гиперпикнальные или мутьевые), оползни, сползание, обломочные лавины (камнепады). Из перечисленных подводные плотностные потоки наиболее значимы для формирования морских глубоководных конусов выноса песчаного, глинистого и смешанного типа, а среди них – обломочные и мутьевые потоки ([Лисицын, 1988; Talling, 2014] и другие), возникающие за счет разных причин, в число которых входят обрушение отложений в дистальных частях дельты/верхней части каньона, обрушение склонов каньонов, и отложений, залегающих на континентальном склоне, в том числе в результате наводнений, крупных штормовых волн, землетрясений [Talling, 2014]. Представляется, что внебассейновые гиперпикнальные потоки не играют такой важной роли, как описано в некоторых теоретических и экспериментальных работах (например, [Sediment..., 2011] и др., см. выше), и в действительности они не переносят в глубоководные обстановки значительного количества материала, так как большая его часть оседает на мелководье, а в них

отлагаются только алевро-глинистые слои небольшой толщины (менее 10 см) со сложной внутренней текстурой [Talling, 2014]. Оползни, сползания, обвалы и дебриты наиболее актуальны для гравийных глубоководных систем (см. рисунок 34а) и проксимальных обстановок менее грубых систем (см. ниже). Зерновые потоки – однофазные сдвиговые течения, переносящие обломочный материал без глинистого матрикса, возникающие при критическом уклоне дна, превышающем угол естественного откоса (> 15°) для песчаных и гравийных частиц [Dasgupta, Manna, 2011] – могут образовываться во всех из перечисленных систем. В результате формируются выклинивающиеся слои с обратной градационной сортировкой материала [Dasgupta, Manna, 2011], мощность которых, как правило, не превышает 5 см [Lowe, 1976] в связи с чем они, вероятно, не могут слагать достаточно мощных самостоятельных пачек. Можно предполагать, что подобное утверждение справедливо и в отношении осадков внебассейновых гиперпикнальных потоков.

При изучении отложений субаквальных плотностных потоков для турбидитов (Т) и дебритов (D) автором используется терминология П. Дж. Таллинга с соавторами [Talling et al., 20126], и принимается генетическая интерпретация отдельных элементов и слоевых последовательностей (см. рисунки 35 и 36), описанная в указанном исследовании и некоторых других (см. ниже) работах этих авторов. Схематичное сопоставление с классическими идеализированными слоевыми ассоциациями, выделенными для турбидитов, приведено на рисунке 37. Рассматриваемая слоевая последовательность является более детальным вариантом классической последовательности А. Боума [Bouma, 1962]. Наличие такой детальным вариантом со значительно возросшим количеством данных, полученных как в экспериментах с искусственными системами, создаваемыми в лотках, так и в результате изучения последствий природных явлений (например, землетрясения в Пиндун (Тайвань, 2006 год), вызвавшего обрыв кабелей, проложенных по морскому дну южнее полуострова), а также многочисленных ископаемых отложений.

Последовательность, выделенная П. Дж. Таллингом с соавторами [Talling et al., 20126], включается в себя девять элементов (см. краткие характеристики на рисунке 37), два из которых – T_A и T_{B-3} – сопоставимы с S₃ и S₂ слоевой последовательности Д. Р. Лоу [Lowe, 1982], литотипы интервала T_E – с таковыми последовательности, выделяемой Д. А. В. Стоу и Г. Шанмугамом [Stow, Shanmugam, 1980], T_A, T_C и T_D равнозначны одноименным элементам, а совокупность T_{B-1} и T_{B-2} – элементу T_B модели А. Боума [Bouma, 1962].

Для элементов T_{B-3}, T_A и T_{B-2} предполагается седиментация из высокоплотностного мутьевого потока, содержащего в придонной части более 10% (до 35%) от общего количества переносимых частиц. Уменьшение до 10% и менее в процессе разгрузки способствует изменению режима в этой части потока, вследствие чего он становится полностью



*в том числе гравитация

Рисунок 35. Способы транспортировки материала в глубоководные обстановки, в том числе плотностные потоки, некоторые их особенности и соответствующие генетические типы, согласно [Talling et al., 20126]

турбулентным и классифицируется как низкоплотностный. Из него осаждаются элементы T_{B-1} , T_C , T_D и $T_{E-1}-T_{E-3}$. При отложении последних поток настолько разжижен, что способен переносить только частицы алевритовой и глинистой размерности. В отношении грубозернистых элементов последовательности Д. Р. Лоу (R_1-R_3 и S_1 , см. рисунок 37), генезис которых связан в основном с оседанием зёрен из придонной части потока, в которой происходит их волочение [Lowe, 1982], П. Дж. Таллинг с соавторами используют словосочетание "отложения грубозернистых высокоплотностных турбидных потоков".



Рисунок 36. Упрощенная схема взаимоотношений между разными типами потока, общим количеством переносимого материала, относительным содержанием песчаной и глинистой фракции и формируемыми литотипами [Talling et al., 20126]

Согласно [Talling et al., 20126] дебриты по количеству глинистой составляющей в матриксе разделяются на три типа – с песчаным матриксом, обогащенным (более 20%) связующим глинистым материалом (muddy debrite, D_M); с относительно чистым песчаным матриксом (clean sand debrite, D_{CS}), содержащим менее 20% глинистого материала; и не содержащие глинистой компоненты в матриксе (very clean sand debrite, D_{VCS}). В зависимости от того, насколько сильна связывающая сила матрикса, тип D_M подразделяется на два подтипа – D_{M-1} (с низкой степенью связанности частиц) и D_{M-2} (средней и высокой степенью). Различие между ними заключается в том, что потоки, формирующие подтип D_{M-1} , были не способны переносить частицы крупнее песчаной размерности. Отложения D_{M-2} со средней степенью связанности частиц, как правило, не формируют слои мощностью более 2 м, но, тем не менее, ламинарные потоки, из которых они образуются, вполне способны переносить обломки длиной первые метры. В то же время D_{M-2} с большим количеством глинистого матрикса слагают достаточно мощные слои (до 2–10 м и более) с многочисленными плохо сортированными либо вовсе не сортированными обломками, в том числе достаточно крупными.

По вещественному составу (соотношению глинистой и песчаной составляющих) литотип D_{CS} является аналогом T_A и T_B, однако его осаждение связано с резкой остановкой ламинарного



Составлено вне масштаба с использованием [Mulder, 2011; Talling et al., 20126]. В колонке слева знаком вопроса отмечены процессы, нуждающиеся в обосновании за счет экспериментов.

Рисунок 37. Краткая характеристика слоевой последовательности [Talling et al., 20126],

разработанной для турбидитов, и её схематическое сопоставление с классическими слоевыми

последовательностями [Bouma, 1962; Piper, 1978; Stow, Shanmugam, 1980; Lowe, 1982]

потока. Как правило, он отличается²⁸ от литотипа T_A хаотичным распределением литокластов (при их наличии), отсутствием либо незначительным количеством гиероглифов на нижней поверхности напластования, слаборазвитой или неразвитой градационной сортировкой материала, вместо которой нередко можно наблюдать пятнистую текстуру, подчеркнутую изменением размерности (swirly fabric) [Talling et al., 20126]. Способ образования таких отложений (D_{CS}), как и дальность переноса ими обломков, является дискуссионным [Talling et al., 20126]. Предполагается, что их генезис каким-то образом связан с изменением реологических свойств высокоплотностных турбидных потоков [Talling et al., 2012а]. Ярким

 $^{^{28}}$ Следует отметить, что указанные далее характеристики позволяют различать не только D_{CS} и T_A, но и другие схожие литотипы дебритов и турбидитов в целом.

примером дебиритов D_{CS} являются песчаники (до 3 м мощностью) в составе миоценовой свиты Марносо в итальянских Аппенинах [Talling et al., 2012а].

Для глубоководных систем существуют некоторые закономерности в распределении перечисленных элементов. В проксимальной части системы разгружается большая часть материала, переносимого высокоплотностными мутьевыми потоками – элементы T_{B-2} и T_A здесь мощнее (максимальные толщины будут приурочены к понижениям рельефа), чем в медиальных частях разреза [Bouma, 1962; Talling et al., 20126], а слоевые последовательности с их участием скорее всего будут иметь вид (T_{B-3}) $\rightarrow T_A \rightarrow T_{B-2} \rightarrow T_E$. При этом (1) элемент T_{E-1} здесь лучше развит, чем в более дистальных фациях, однако толщина интервала T_E в целом меньше [Piper, 1978; Shanmugam, 1980], (2) характерно наличие резкого изменения размерности зёрен (grain-size break) для контакта между элементами T_{B-3} и T_A [Stevenson et al., 2014]. В дополнение, только в СА этой части встречаются элементы T_{B-3} , R_1 – S_3 [Lowe, 1982].

Ламинарные потоки с высокой связующей степенью матрикса (D_{M-2}), как правило, приурочены к проксимальным обстановкам²⁹ (в особенности к континентальному склону). Подобное утверждение применимо и в отношении литотипа D_{VCS} [Mulder, Alexander, 2001; Talling et al., 2012a; 20126]. В то же время потоки со средней и низкой связующей степенью частиц, образующиеся из слаботурбулентных течений будут проходить дальше по склону и осаждать материал (D_{M-2}, D_{M-1}) в более дистальных обстановках, вплоть до окраины конуса выноса [Talling et al., 2012a; 2012б], для которой характерно широкое развитие отложений низкоплотностных мутьевых течений ($T_C \rightarrow T_D \rightarrow T_E$) [Bouma, 1962; Piper, 1978; Shanmugam, 1980] и гемипелагитов – образований, возникших за счет осаждения частиц из толщи воды. Отложения "грубозернистых" и собственно высокоплотностных турбидных потоков для этой части бассейна не характерны, так как такие потоки теряют большую часть влекомого материала и преобразуются после прохождения проксимальных и медиальных обстановок [Lowe, 1982; Talling et al., 20126]. Для медиальной части характерно развитие полной слоевой последовательности, выделяемой П. Дж. Таллингом с соавторами [Bouma, 1962; Talling et al., 20126]. Здесь имеет место резкое изменение размерности зёрен между элементами Тв-2 и Tc или T_{B-1} и T_C, а также между T_D и T_E [Stevenson et al., 2014].

Следует иметь в виду, что в целом, литотипы группы D могут участвовать в строении различных CA, например, $T_A \rightarrow T_{B-2} \rightarrow D_{M-1} \rightarrow T_E$ (медиальные обстановки), $D_{M-2} \rightarrow T_C \rightarrow T_D \rightarrow T_E$ (проксимальные), $(T_A \rightarrow T_{B-2}) \rightarrow D_{CS} \rightarrow T_C \rightarrow T_D \rightarrow T_E$ (проксимальные и медиальные), $T_A \rightarrow T_{B-2} \rightarrow D_{M-2} \rightarrow T_E$ (проксимальные), $T_C \rightarrow T_D \rightarrow D_{M-1} \rightarrow T_E$ (дистальные обстановки) [Talling et al., 2012a; 20126] и так далее. Как правило, в дистальных обстановках наблюдается резкое изменение размерности отложений при переходе от элементов D_{M-2} и D_{M-1} и T_E [Stevenson et al.,

²⁹ Иногда они могут формировать так называемые "мегаслои" в пределах конуса выноса.

2014]. Слои турбидитов, подстилающие и перекрывающие дебриты, могут являться результатом смешения обломочного потока с морской водой, возникающего в его фронтальной и верхней частях [Talling et al., 2012б и ссылки в ней].

Канальные фации, как правило, характеризуются таким феноменом как амальгамация – здесь можно наблюдать слияние песчаных тел, в особенности в проксимальных обстановках конуса выноса и присклоновых частях [Walker, 1978; Shanmugam, Moiola, 1988]. В дистальных областях русла завершаются лопастями, отложения которых, как правило, представляют собой глинистые пачки, сложенные гемипелагитами и тонкозернистыми турбидитами с редкими прослоями алевритовых и песчаных осадков, либо пачки тонких песчаных образований, в основном имеющих рецикличное строение, обусловленное проградацией русловых отложений в зону абиссальной равнины [Shanmugam, Moiola, 1988].

Неотъемлемой частью глубоководной системы являются намывные валы, формирующиеся на периферии русел в результате переливания материала из них в межканальную область. Согласно [Kane, Hodgson, 2011] следует разделять намывные валы на две части – внутреннюю, более близкую к руслу, и внешнюю, переходящую в межканальные области. В медиальной части конуса выноса от внутренней области намывного вала к межканальным областям (вкрест направлению русла) толщина песчаных прослоев уменьшается на порядок, а классическая слоевая последовательность сначала теряет элемент T_A, затем T_B и так далее, в результате чего разрез дистальной части намывного вала представляет собой чередование элементов T_D и T_E [Kane, Hodgson, 2011]. Представляется, что в проксимальных обстановках конуса выноса песчаные прослои в разрезе намывного вала в основном все же будут представлены элементами Т_А и Т_В. В целом, область намывного вала характеризуется широким распространением гемипелагитов и отложений низкоплотностных мутьевых потоков [Kane, Hodgson, 2011]. Также здесь могут быть распространены контуриты³⁰ – осадки, принесенные термогалинными донными течениями, как правило, перемещающимися вдоль изобат и возникающими в океанической среде [Faugeres, Mulder, 2011]. В результате воздействия течений формируются контурных различные по составу слоевые последовательности, в идеализированном виде имеющие про-рецикличное строение.

Для склоновых и более дистальных фаций характерно наличие ихноценозов Nereites и Zoophycos, хотя в них можно встретить и ходы илоедов, типичные для других комплексов, например, Asterosoma, Tisoa и некоторые иные [Knaust, 2017]. Биотурбация в основном приурочена к тонкозернистым отложениям – гемипелагитам и им подобным, элементам T_D и

³⁰ Данный термин не всегда однозначен, так как под контуритами нередко понимают и отложения мелководно-морских вдольбереговых течений. Однако в настоящей работе автор, вслед за Ж.-К. Фожером и Т. Малдером [Faugeres, Mulder, 2011], принимает этот термин для отложений, образующихся на глубинах более 500 м.

T_E, и, в зависимости от степени благоприятности условий обитания, может быть встречена глубже – в интервалах T_C, реже T_B (подробнее в [Uchman, Wetzel, 2012]).

4.3. Обстановки осадконакопления кодинской и устькодинской свит

4.3.1. Кодинская свита

В отношении карбонатной толщи, на которой залегает кодинская свита, предполагается [Мельничук и др., 2018], что она (толща) возникла в мелководно-морской обстановке, в основном за счет разрушения уже существующих массивов известняков и переотложения преимущественно карбонатного обломочного материала, источником которого были небольшие биогермы, образованные мшанками, кораллами, и, возможно, губками, в ассоциации с кальцимикробами, тогда как карбонатные отложения, сформировавшиеся in situ, в разрезе толщи имеют ограниченное развитие, и в процессе седиментации они, скорее всего, слагали органогенное образование пластообразной либо линзовидной формы. В контексте терминов, используемых в настоящей работе, можно предполагать формирование первой пачки (см. рисунок 10) в проксимальных и наиболее проксимальных (пузырчатые баундстоуны) обстановках, второй и третьей – в более удаленных обстановках в пределах проксимальной зоны, в том числе защищенные (известняки с большим количеством матрикса) и открытые участки дна (грейнстоуны), куда сносились обрывки и обломки кораллов, мшанок и амфипор. Непосредственный контакт между пачками в обнажении задернован.

Описанные особенности СА кодинской свиты позволяют уточнить обстановки её формирования до различных зон фронтальной части дельты, продельты и мелководно-морской равнины (рисунок 38).

Залегающие на бугристой кровле карбонатной толщи оолитовые грейнстоуны, относящиеся к литотипу К1 *слоевой ассоциации CA1*, вероятно, слагали аккумулятивные формы (например, баровые, см. рисунок 30 и рисунок 39) в проксимальных обстановках мелководноморской равнины. В пользу этого предположения свидетельствуют их текстурные особенности, более характерные для проксимальных обстановок (см. рисунок 29), нежели для переходных, в которых скопления оолитов также образуют положительные формы. Постепенное увеличение терригенной примеси в ооспаритовых известняках, как и любое другое смешение карбонатной и терригенной компоненты в пределах слоя в основном обусловлено особенностями седиментации [Chiarella et al., 2017] и, в данном случае, скорее всего, связано с привносом терригенного материала вдольбреговыми течениями.

Литотип К4 первой СА мог формироваться в различных условиях, как с активной, так и с более спокойной гидродинамикой. Для первой характерны слоистые онколиты небольших размеров, как правило, слагающие пак-, грейн- и рудстоуны. Они слагают пласт в разрезе



1 – макроциклиты (слева – наблюдаемые в разрезе, справа – предполагаемые), 2 – постепенные переходы между обстановками. Обстановки: П – проксимальные, М – медиальные, Д – дистальные, ФД – фронтальной части дельты, П – продельты, ММР – мелководно-морской равнины. Также см. условные обозначения в приложении Б и пояснения в тексте.

Рисунок 38. Распределение слоевых ассоциаций и обстановок седиментации в разрезе кодинской свиты на р. Исеть

толщи I и встречаются в виде линз среди литотипа К5 в блоке В толщи III. Для второй более крупные онколиты, имеющие однородный микритовый слой и участвующие в строении вак-, флаут- и [Flügel, пакстоунов 2010]. Подобные образования сочетании В co строматолитовыми известняками К5 можно наблюдать на участке, где толща IV толщей V, а также сменяется среди глинистых образований Г2 в верхней части блока В толщи III.

Таким образом, литотипы CA1 являются маркерами проксимальных обстановок с нормально-морской соленостью. Они слагали бары, формировались на участках с активной (открытые участки, подверженные воздействию волн в спокойную погоду) и более спокойной гидродинамикой среды (западины, лагуны?) пределах в мелководно-морской равнины.



См. условные обозначения в приложении Б и к таблице 3, разделы 3.1, 4.1.1, 4.1.2 и 4.2, а также пояснения в тексте. Блок-диаграмма без соблюдения масштаба.

Рисунок 39. Идеализированные слоевые ассоциации разреза кодинской свиты на р. Исеть, их строение и фациальная приуроченность, а также положение на блок-диаграмме мелководноморской равнины смешанного типа

Седиментация карбонатно-глинистых *слоевых ассоциации CA2* и *CA3* также происходила в основном в нормально-морских условиях. Обе CA представляют собой пример смешения терригенных и карбонатных компонентов в пределах пачки, при котором они формируют отдельные слои. Причин такого чередования в мелководно-морских условиях может быть несколько [Chiarella et al., 2017]: (1) краткосрочные колебания уровня моря, (2) краткосрочные климатические колебания, (3) существование экстремальных погодных условий во время седиментации, (4) автоциклические изменения в системе.

Существенно глинистый состав СА2 позволяет предполагать её формирование в основном на некотором удалении от дельты реки при слабом влиянии последней, выражающемся в наличии песчаных слоев с горизонтальной, редко косой слоистостью и растительными остатками. При увеличении привноса песчаного материала фронтальная часть дельты проградировала в данные обстановки, что находит свое отражение в увеличении толщины песчаных прослоев и, как правило, отсутствии мелководно-морских организмов в той части циклитов, которая их вмещает, либо в наличии ракушняков, сложенных одним преобладающим видом брахиопод, которые, по всей видимости, были более толерантны к изменению солености воды. В целом, эту часть СА следует идентифицировать как часть продельты, а не собственно мелководно-морскую равнину. При этом необязательной является седиментация такой СА в дистальных обстановках, так как при малом привносе песчаного материала разрезы удаленных частей проксимальной зоны и дистальная зона сублиторали, вероятно, будут выглядеть во многом схоже. Возможно, ключом к расшифровке обстановок седиментации является наличие литотипа К2. В частности, этот литотип с остатками перенесённой нормально-морской фауны в разрезе толщи I (CA2.1) содержит обломки амфипор в ассоциации с колониальными кораллами, что более характерно для защищенных участков, например, для зарифовой зоны, проксимальной зоны мелководно-морской равнины [Wendte et al., 2009; Da Silva et al., 2011]. В особенности для этой зоны типичны амфипоры [Da Silva et al., 2011] - достаточно хрупкие организмы, которые редко встречаются in situ, и, вероятно, являлись посредственными рифостроителями. Происходили ли какие-либо краткосрочные климатические или эвстатические колебания неизвестно.

В отношении CA2.2 толщи III автором предполагается формирование в дистальных обстановках сублиторали, литотип К2 здесь слагает только изолированные линзы на нескольких уровнях и содержит самые разнообразные органические остатки из разных зон мелководно-морской равнины.

Основным фактором, способствовавшим образованию CA3 можно считать эпизодическое воздействие штормов во время осадконакопления, так как в разрезе толщи V часто встречаются опесчаненные и глинистые слои и линзовидные прослои с многочисленными деформированными раковинами брахиопод, имеющими признаки, характерные для переработки штормовой деятельностью (см., например, [Fürsich, Oschmann, 1993]). На штормовой генезис этих слоев указывает более разнообразный видовой состав брахиопод по сравнению с остальной толщей [Мельничук, Мизенс, 2016], а также сочетание брахиоподовых комплексов, характерных для различных зон мелководно-морской равнины [Мизенс, Мизенс, 2019]. По степени сохранности и небольшой толщине ракушняков в соответствии с критериями [Yao et al., 2016] можно предполагать, что это штормовые слои переходной зоны сублиторали.

Основываясь на представлениях, наблюдениях и механизмах транспортировки осадочного материала, описанных в разделе 4.2, слоевые ассоциации СА4-СА7 относятся нами к дельтовым отложениям (рисунок 40), при этом существенно глинистые СА6 – к той части продельты, которая подвергалась волновому воздействию, СА4 – области продельты в медиальной зоне ниже базиса воздействия волн в спокойную погоду, СА5 – разрезы наиболее дистальной части продельты. CA7 _ фронтальная часть дельты: CA7.1 медиальная/дистальная, СА7.2 – в основном медиальная, СА7.3 – проксимальная область. При этом в области фронтальной части дельты и продельты вероятнее всего преобладали речные течения (СА7.1, СА7.2, СА5) либо речные течения в совокупности с волновой активностью (СА7.3, СА4 и СА6), то есть можно реконструировать дельту речного влияния и дельту смешанного типа (волно-речного). Упомянутые слоевые ассоциации не демонстрируют текстурных особенностей, характерных для приливно-отливного воздействия (см. [MacEachern et al., 2005; Rossi, Steel, 2016; Rossi et al., 2017; и др.]), биотурбация в них развита весьма слабо.

На накопление СА7.3 в проксимальных обстановках в первую очередь указывает наличие амальгамации [Swift et al., 1991], значительное преобладание песчаников над аргиллитами, относительно широкое распространение волнистой слоистости (толща IV), форма слойков песчаников литотипа П5а и наличие размытых верхних поверхностей напластования (толща III). Последние могут являться индикаторами переработки приносимого рекой песчаного материала волновыми процессами в обстановках выше базиса воздействия волн в спокойную погоду. Об этом же может свидетельствовать и наличие среди относительно крупных обломков перемытых карбонатных конкреций. В целом, наличие литокластов вблизи подошвы песчаников в пачках с развитой амальгамацией в толще IV позволяет предполагать их седиментацию в условиях субаквальных распределительных русел (см. [Ahmed et al., 2014], раздел 4.2), тогда как для устьевых баров подобные особенности, скорее не характерны. На накопление в проксимальных обстановках указывает и парагенез с такими СА как СА6 и СА8 (толща IV). Механизм формирования литотипа П5а представляется нам связанным с переработкой отложений, привносимых весьма сильными течениями (внутренняя текстура слойков песчаника весьма однородная), в зоне активного волнения. Про-рецикличное строение литотипа возможно является отражением процессов, происходящих во время наводнения, сопряженного со штормовой деятельностью.



См. условные обозначения в приложении Б, разделы 3.1, 4.1.1, 4.1.2 и 4.2, а также пояснения в тексте. Блокдиаграмма без соблюдения масштаба.
Рисунок 40. Идеализированные слоевые ассоциации разреза кодинской свиты на р. Исеть, их

строение и фациальная приуроченность, а также положение на блок-диаграмме дельты

смешанного (волно-речного) типа

СА6, несмотря на свой существенно глинистый состав, вероятно, является продельтовой ассоциацией, отлагавшейся относительно близко к берегу, так как здесь в песчаных пластах сочетаются различные типы текстур, свидетельствующие как о разной скорости потока в момент оседания песка, так и перераспределении привносимого материала волнениями (смена горизонтальной слоистости и массивного облика косоволнистой, косой и волнистой слоистостью). В дополнение, при переходе от СА6 к СА7.3 можно наблюдать в СА6 промоины различных размеров, в том числе, вероятно, имеющие U-образную форму (субаквальные продолжения распределительных русел). В разрезе они сохранились в виде расклинивания песчаников и аргиллитов. Представление о том, что *СА8* накапливалась в проксимальных обстановках в большей степени связано с тем, что раковины пелеципод, характерные для данной СА и залегающие среди песчаников, либо имеют плохую степень сохранности, либо занимают позицию весьма удобную для сопротивления течениям и волнениям – выпуклой стороной вверх. То есть, ракушняки подвергались воздействию волнений, в том числе достаточно сильных (штормовых), и речных течений и, возможно, вмещавшие их отложения слагали аккумулятивные структуры, например, бары.

СА7.1 отличается от СА7.3 более "скудным" набором текстур песчаников, у которых преобладает горизонтальная равномерная и неравномерная слоистость, реже встречается массивная текстура и, иногда, градационная сортировка зерен (элементы Т_A и Т_{B-2} слоевой последовательности П. Дж. Таллинга с соавторами?), что, в совокупности с наличием достаточно многочисленных растительных остатков, в том числе в переслаивающихся с песчаниками алевролитах и аргиллитах, может свидетельствовать о формировании СА, в особенности песчаников, в большей степени за счет гиперпикнальных потоков. Соотношение песчаной и глинистой составляющей в циклитах уменьшается вверх по разрезу толщи II, но в целом близко к таковому в медиальной части фронта дельты [Olariu et al., 2010; Ahmed et al., 2014]. Другие способы поставки материала в область седиментации, описанные К. Олариу с соавторами [2010] скорее всего не были так широко развиты – об оползании устьевых баров может свидетельствовать только наличие редких оползневых колобков. Переход от CA2.1 к СА7.1 в толще I сопровождается увеличением мощности песчаных пачек и, параллельно с ним, угнетением стеногалинных организмов, и, вероятно, является результатом латеральной миграции дельтовых рукавов и мелких протоков в область мелководно-морской равнины,

сопряженной с локальным опреснением бассейна. Наличие дельты в отдалении от рассматриваемого участка отмечено нами при интерпретации особенностей литотипа К1.

О гиперпикнальной природе литотипа П4 (для сравнения см. литотипы В₂ и В₃ по классификации [Zavala, Pan, 2018], раздел 4.2) может свидетельствовать сонахождение в нем обломков и органических остатков экстра- и интрабассейновой природы, а также как нам представляется, событийный характер этих слоев – в толщах VI (CA4.1) и VII (CA7.2) они встречаются весьма редко. Рассматривая СА4.1 как результат седиментации в продельтовых обстановках, а СА7.2 - в области фронтальной части дельты, следует отметить, что с отдалением от берега указанные слои становятся менее мощными, размерность слагающего их материала тоньше, количество псефитовых обломков меньше. Данную закономерность мы склонны связывать с уменьшением скорости гиперпикнальных потоков и, соответственно, количества влекомого вещества. В составе СА7.2 также есть достаточно мощные (до 3 м) которые демонстрируют признаки пульсационного характера песчаники. потока. поставлявшего материал – чередование равномерной и неравномерной горизонтальной слоистости и слоеватости (для сравнения см. литотип В₃s по классификации [Zavala, Pan, 2018], раздел 4.2), что характерно для внебассейновых гиперпикнитов ([Mulder et al., 2003; Plink-Björklund; Steel, 2004]. Согласно критериям [Plink-Björklund; Steel, 2004; Zavala et al., 2011] к ним можно причислить пласты (5 м) мелкозернистых песчаников с массивным обликом и редкими рассеянными окатанными и полуокатанными глинистыми литокластами. Наличие экстрабассейновых гиперпикнитов заставляет нас интерпретировать CA7.2 как сформировавшуюся в условиях медиальной части фронта дельты, так как гиперпикниты не характерны для проксимальных обстановок [Olariu et al., 2010; Ahmed et al., 2014]. Сравнивая СА7.2 с примерами из работ [Olariu et al., 2010; Ahmed et al., 2014] (см. раздел 4.2) можно сделать вывод о том, что она является более грубозернистой по сравнению с описанными в них, и, следовательно, подобный вывод можно сделать относительно кодинской дельтовой системы на момент формирования толщи VII. Вероятно, она являлась преимущественно песчаной.

Глинистый материал попадал в область продельты (*CA4* и *CA5*) различными способами – из взвеси, и, вероятно, при переносе течениями глинистых агрегатов, слипшихся до размерности алевритовых и песчаных частиц. По всей видимости, с последним явлением связаны особенности гранулометрического состава пород, слагающих бо́льшую часть толщи VIII. Внешне глинистые породы кажутся (?) алевритовыми и песчанистыми (см. рисунки 236, 24a, д). С другой стороны, подобный состав можно объяснить и периодически возникающими медленными ламинарными потоками, вполне возможными на пологом склоне продельты, когда песчано-глинистая масса оплывала и перемешивалась [Мельничук, 2016]. Песчаный материал поступал в область продельты как с медленными слабыми однонаправленными течениями (тонкие песчаные слойки, в том числе с мелкой косой слоистостью, разъединенные линзочки песчаного материала), так и гиперпикнальными потоками (см. выше), которые в медиальной части продельты были подвержены волновому воздействию с образованием различных волнистых типов слоистости (СА4). В более дистальных участках продельты, характеризующихся меньшим количеством песчаного материала (СА5) видны песчаные слои (отложения мутьевых потоков, элементы T_A и T_{B-2}), как правило, возникающие в результате обрушения аккумулятивных форм фронтальной части дельты [Olariu et al., 2010].

С учетом вышеперечисленных особенностей можно предположить, что образование макроциклитов в разрезе кодинской свиты на р. Исеть связано со следующими факторами. Нижний макроциклит (толщи I и II) образовался в результате миграции распределительного канала (каналов?) и их субаквальных частей на исследуемый участок с их последующим постепенным отмиранием. В рецикличной части этого макроциклита нами предполагается смена обстановок медиальной части дельты на более дистальные, то есть она формировалась приемного бассейна. при трансгрессии уровня воды Однако если рассматривать предполагаемый макроциклит, а не фактически обнажающийся, то есть также брать во внимание результаты исследований Г.А.Смирнова с соавторами [1974] и учитывать фациальный состав видимой части толщи III, то для нижнего макроциклита кодинской свиты можно выделить как минимум три регрессивно-трансгрессивных колебания уровня бассейна. В результате проградации дельтового конуса выноса в продельтовые обстановки с последующим его отмиранием на фоне трансгрессии (?), вероятно, образовался средний макроциклит, тогда как верхний макроциклит является отражением седиментации в обстановках медиальной части фронта дельты и продельты, смена которых связана с регрессивными и трансгрессивными колебаниями. Представляется, что дельтовая система проградировала достаточно далеко в бассейн, о чем свидетельствует наличие в продельте – толще VIII – отложений мутьевых потоков. Она (толща) же, вероятно, отмечает максимальный уровень трансгрессии.

Отложения кодинской свиты, обнажающиеся в карьерах в районе с. Черемхово, в частности литотип П5б, по всей видимости, накапливались и перераспределялись в условиях приливно-отливной равнины, о чем может свидетельствовать наличие в них ризолитов в совокупности с трещинами усыхания и разнообразными текстурными особенностями, в том числе ритмичной или ленточной горизонтальной слоистостью.

Таким образом, генетические типы исследуемых франских отложений весьма разнообразны. Не вдаваясь в подробности, здесь следует выделить биогермные, приливноотливные, волновые (в том числе темпеститы или инундиты?), подводные аллювиальные (в том числе гиперпикниты), активноводные и тиховодные (хемогенные, биогенные и терригенные) генотипы, а также турбидиты и подводно-оползневые отложения согласно классификации [Фролов, 1984] с некоторыми дополнениями согласно современным представлениям о седиментогенезе. По всей видимости, ложе бассейна осадконакопления во франское время прогибалось с разной скоростью, создавая пространство для последующей аккумуляции отложений. При этом темп седиментации компенсировал её (приблизительно), что хорошо видно на примере интервалов, сложенных несколькими повторяющимися литотипами (верх толщи I, толщи II, V и другие), либо был ниже (например, при переходе от VII толщи к VIII) или выше. Прогибание, скорее всего, было обусловлено не только тектоническими факторами, но и накоплением мощных толщ дельтовых отложений при лавинных (по [Лисицын, 1988] темпах седиментации (более 250 мм/тыс. лет или 250 м/млн лет³¹).

4.3.2. Устькодинская свита

Генезис литотипов Гр1 (R₃ и S₁), Кг2 (R₁), П7б (T_A), П8а (T_{B-2}), П8б (T_{B-1} и T_D), П9 (T_C), Г4а (T_{E-1}) слоевых ассоциаций СА9, СА10, СА12 и литотипа Кг1 (D_{M-2}), отождествляемых автором с элементами слоевых последовательностей, выделяемых Д. Р. Лоу [Lowe, 1982] и П. Дж. Таллингом с соавторами [Talling et al., 20126], представляется достаточно ясным. С меньшей уверенностью можно говорить о способе формирования литотипа П7а (песчаники, в которых отсутствуют видимые признаки слоистости), ассоциирующего с конгломератами Кг2 в СА10. Возможно, песчаные породы этой СА можно сопоставить с литотипом D_{CS}.

Остается не совсем ясным генезис преимущественно глинистых пачек (верхняя часть СА9 – литотипы Г4б \rightarrow Г5а \rightarrow Г6, СА11 – Г5б, СА13 – Г5в). Глинистый материал в условиях глубоководного конуса выноса осаждается ограниченным количеством способов, в том числе напрямую отлагаясь из толщи воды, образуя у подножья склона фоновые отложения (гемипелагиты и их аналоги) либо из низкоплотностных потоков. Последние отличаются наличием характерной слоевой последовательности, которую завершает интервал Т_E. Его элементы в рассматриваемой свите встречаются не всегда, более отчетливо только в основании глинистых пачек СА9, в связи с чем можно сделать предположение, что в остальных СА свиты преобладают фоновые отложения.

Существующих ныне разрезов устькодинской свиты недостаточно для полной реконструкции типа конуса выноса, однако применение описанных выше закономерностей к распределению и характеру парагенеза генотипов в исследуемых разрезах позволяет выдвинуть ряд предположений. Во-первых, в обоих разрезах отсутствуют ассоциации, характерные для дистальных частей конуса выноса, в том числе для лопастей (см. примеры в разделе 4.2).

³¹ Достаточно грубые подсчеты, без учета коэффциента уплотнения отложений. Продолжительность накопления кодинской свиты предполагается равной суммарной предполагаемой продолжительности конодонтовых зон *rhenana* и *linguiformis*, составляющей порядка 4.2 млн лет согласно [Becker et. al., 2020].

Во-вторых, широкое развитие в разрезе, вскрытом в карьере на левом берегу Кодинского отложений грубозернистых (по терминологии П. Дж. Таллинга с соавторами) лога. высокоплотностных мутьевых потоков, наличие слоев дебритов с относительно чистым песчаным матриксом, а также достаточно мощных пачек, сложенных глинистыми дебритами с высокой связующей силой матрикса, позволяет предполагать их формирование в проксимальных обстановках конуса выноса (рисунок 41) близких к склону [Walker, 1978; Lowe, 1982; Shanmugam, Moiola, 1988; Talling et al., 2012a, 2012б]. СА10 и СА12 в таком случае формировались в условиях глубоководных русел, о чем для первой дополнительно свидетельствует наличие амальгамации песчаных слоев. СА11 и СА13, находящиеся с ними в тесной ассоциации, осаждались в обстановках намывного вала и межрусловых областей в виду их преимущественно глинистого состава и наличия тонких прослоев с градационной сортировкой материала [Kane, Hodgson, 2011]. Представляется, что резкие контакты между глинистыми и более грубыми пачками, слагающими циклиты в этом разрезе, могут быть типичны для проксимальных обстановок глубоководной осадочной системы.

В-третьих, разрез выше с. Щербаково практически полностью сложен циклитами, в формировании которых принимали участие как высокоплотностные, так и низкоплотностные мутьевые потоки, а также гемипелагиты или подобные им образования. Хорошо выражена слоевая последовательность в большей степени свойственная для медиальной части глубоководного конуса выноса [Bouma, 1962; Talling et al., 20126]. Наличие крупной глыбы (результата обвала или оползания) в таких обстановках маловероятно, но в целом допустимо (см. рисунок 36в и [Лисицын, 1988]). Сохранение слоевой последовательности практически целиком предполагает седиментацию в достаточно "спокойных" условиях с относительно редким привносом материала с мелководья в каналах/руслах глубоководной системы либо в обстановках, например, внутренней части намывного вала [Kane, Hodgson, 2011]. Однако в последнем случае элемент Т_А, вероятно, периодически бы отсутствовал в строении элементарных циклитов, что справедливо только для СА9.4. В связи с чем можно предполагать, что в разрезе выше с. Щербаково в основном обнажаются фации русел медиальной части конуса выноса (см. рисунок 41). Рецикличное строение разреза можно объяснить увеличением количества поступающего песчаного материала в глубоководную область (за счет факторов различной природы) либо сменой условий на более проксимальные/близкие к каньону.

Наибольшие затруднения вызывает реконструкция условий ныне необнаженной части разреза по берегам Кодинского лога, в последний раз задокументированной В. А. Наседкиной и Г. Г. Зенковой [1999] (см. раздел 3.1 настоящей работы). Тем не менее, ими описана одна закономерность, которая наблюдается в разрезе. От пачек V–VI, имеющих шамейский возраст, к пачкам VII–VIII, формирование которых приходилось на чепчуговское время, и пачке IX

149



См. условные обозначения в приложении Б, разделы 3.2, 3.3 (в том числе рисунки 25 и 26), 4.1.4 и 4.1.5, 4.2 (в том числе рисунки 36–38), а также пояснения в тексте.

Рисунок 41. Идеализированные слоевые ассоциации устькодинской свиты (разрез на р. Исеть, карьеры на левом берегу Кодинского лога), их строение и генезис литотипов, а также положение на блок-диаграмме глинисто-песчаного глубоководного конуса выноса

(предположительно относимой к хвощевскому горизонту), увеличивается мощность интервалов и размерность конгломератов, которую сложно объяснить переходом от дистальных к более проксимальным обстановкам. Похоже, что изменился тип системы, со смешанного (глинистопесчаного) на более грубый, гравелитистый (по [Reading, Richards, 1994]). Причиной подобных изменений могут являться, например, усиление тектонической активности в области сноса в совокупности с уменьшением субаэральной части дельты, поставляющей материал.

Выводы по главе 4

1. Карбонатная толща, подстилающая кодинскую свиту, возникла в проксимальных обстановках мелководно-морской равнины, в основном за счет разрушения более древних известняков и переотложения преимущественно карбонатного обломочного материала, источником которого были небольшие биогермы, образованные мшанками, кораллами, и, возможно, губками, в ассоциации с кальцимикробами, тогда как карбонатные отложения, сформировавшиеся in situ, в разрезе толщи имеют ограниченное развитие, и в процессе седиментации они, скорее всего, слагали органогенное образование пластообразной либо линзовидной формы.

2. Небольшие биогермы, аналогичные обозначенным выше, по всей видимости, существовали и во время седиментации карбонатно-песчано-глинистой толщи I и аналогичных пачек толщи III. В их составе видны продукты разрушения этих биогермов – полибиокластовые известняки, участвующие в строении специфических слоевых ассоциаций. Седиментация бо́льшей части толщи I, блока A, Б, верхних пачек блока B толщи III, толщи V происходила в условиях различных частей мелководно-морской равнины.

3. Вероятно, во время накопления свиты дельтовая система (или системы?) эволюционировала от менее грубого при седиментации толщи II к более грубому типу во время формирования существенно песчаной толщи VII³². Об этом свидетельствуют как особенности строения фронтальной части дельты, так и гиперпикнитов, встречающихся в разрезе толщ II (медиальная/дистальная части фронта дельты) и VII (медиальная часть фронта дельты). Схожие выводы можно сделать и в отношении устькодинской системы – здесь тип системы изменился со смешанного на более гравелитистый (по [Reading, Richards, 1994]). Причиной изменений может являться усиление тектонической активности в области сноса.

4. Пески фронтальной части дельты и глинистые отложения продельты накапливались под преобладающим влиянием речной активности (толщи II, VII и верхняя часть VIII) либо речных течений в сочетании с волновой, в том числе штормовой, активностью (толщи IV, VI и

³² Выводы об эволюции речных систем сделаны, исходя из предположения, что толщи, выделяемые в составе кодинской свиты в разрезе на р. Исеть, наращивают друг друга, пусть и с тектоническими нарушениями.

нижняя часть VIII). В целом, дельтовая система проградировала достаточно далеко в бассейн, о чем свидетельствует наличие в продельте отложений интрабассейновых мутьевых потоков.

5. В разрезах устькодинской свиты можно идентифицировать разные части глубоководных конусов выноса, в частности, проксимальные, наиболее близкие к склону, обстановки (карьер на левом берегу Кодинского лога) и медиальные обстановки (выше с. Щербаково). Фации лопастей не обнажены.

6. В разрезах выделяются циклиты различных порядков, начиная от элементарных и мезоциклитов (циклитов 2-го и 3-го порядка), заканчивая макроциклитами, элементами которых являются отдельные толщи. Их формирование связано как с автоциклическими, так и с аллоциклическими факторами, такими как миграция и отмирание распределительных каналов, в том числе их субаквальных частей, а также разномасштабными эвстатическими колебаниями.

ГЛАВА 5. ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПЕСЧАНЫХ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

5.1. Типы песчаных пород

Структура изученных образцов песчаных пород псаммитовая, реже алевро-псаммитовая. Обломочный материал средне, редко плохо или хорошо сортирован. Линейная и слоистая (в основном горизонтальная) микротекстура в породах подчеркнута ориентировкой удлиненных зёрен, чешуйками слюд, иногда слойками, обогащенными темноцветными минералами (в том числе биотитом (?). Вне зависимости от литотипа песчаники обеих свит по петрографическому составу отвечают петрокластическим кварц-полевошпатовым, редко полевошпатовым грауваккам. Содержание зёрен кварца в них составляет порядка 10–20% от суммы главных аллотигенных компонентов, ПШ – 25–40%, ОП – до 65% (таблица 4, рисунок 42).

По наличию тех или иных аутигенных минералов и их парагенезов среди песчаников кодинской и устькодинской свиты выделяется три типа.

Первый тип. Полевошпатовые граувакки с преобладанием хлорита в цементе, конформными и инкорпорационными межзерновыми контактами. Распространены среди песчаников толщ III, IV, в меньшей степени – II, V, VI и VII кодинской свиты, а также в обоих разрезах устькодинской свиты.

Слагающие граувакки зёрна кварца полуокатанные и угловатые, реже окатанные. Обломки чистые либо, что встречается чаще, с минеральными (рисунок 43а, б) и газовожидкими включениями. Включения имеют пелитовую и алевритовую размерность. Первые, как отмечено и в [Анфимов, Силантьев, 1975], могут быть рассеяны по зерну, а также образовывать пятна и выстраиваться в цепочки. У зёрен развито одновременное и блочное (неправильное и линейное), редко – волнистое угасание. Регенерация кварца не развита либо наблюдается для единичных зёрен в виде полных каёмок или неполных отростков. Аутигенный кварц при этом отделен от аллотигенного зерна цепочками включений (см. рисунок 43в) либо прерывистой хлоритовой плёнкой. Плёнки могут облекать и уже регенерированные зёрна.

ПШ представлены кислыми и, возможно, средними плагиоклазами, калиевые разности редки. Плагиоклазы в песчаниках кодинской и устькодинской свит, детально изученные в работе [Анфимов, Силантьев, 1975], являются исключительно кислыми с №№ не выше 10, то есть альбитами. Однако, указанные авторы отмечают (с. 12–14) в некоторых зёрнах наличие реликтовой зональности (пирокласты?), позволяющее предполагать "что первичный состав их был, безусловно, более основным, чем в настоящее время". ПШ серицитизированы в различной степени (см. рисунок 43) – встречаются как неизмененные, так и практически полностью серицитизированные индивиды. Зёрна не регенерированы.

№ п/п	№ образна	Толша	0	F	Lv	Lм	Lc	L	Σ
1	3180-5-2	D_3uk	37	73	168	21	3	192	302
2	3180-4-13	"	29	77	170	20	9	199	305
3	3180-4-7	"	31	88	167	13	3	183	302
4	3180-4-5	"	30	86	168	10	8	186	302
5	3180-4-3	"	37	107	144	4	9	157	301
6	3180-3-3	"	43	92	144	14	9	167	302
7	3179-2-3	"	33	97	157	7	12	176	306
8	3179-2-2	"	42	90	158	4	11	173	305
9	3179-1-1	"	48	105	141	6	5	152	305
10	3156-33-14	D_3kd	47	99	143	8	4	155	301
11	3156-33-5	"	45	78	170	11	3	184	307
12	3156-33-4	"	40	97	149	11	8	168	305
13	3156-33-3	"	33	79	169	13	11	193	305
14	3156-31-25	"	30	114	142	10	4	156	300
15	3156-31-24	"	49	105	135	7	4	146	300
16	3156-16-1	"	34	95	146	15	13	174	303
17	3156-9-1	"	46	108	128	13	7	148	302
18	3156-8-1	"	34	84	156	21	10	187	305
19	3156-6-7	"	37	112	125	17	14	156	305
20	3156-5-1	"	34	117	127	14	10	151	302
21	3156-3-3	"	40	80	161	11	8	180	300
22	3155-10-7	"	41	101	151	7	6	164	306
23	3155-10-2	"	55	103	129	14	6	149	307
24	3155-10-1	"	54	82	139	21	10	170	306
25	3155-9-7	"	48	96	141	8	10	159	303
26	3155-9-3	"	43	90	142	20	6	168	301
Примеч	ание. Q – зёр	на кварца	, F – 1	іолевы	х шпа	гов, L	– обло	мки по	ород:
$L_V - By$. $L_C - Kpc$	лканических и емней. Σ - обп	і плутонич іая сумма	неских, подсчи	, L _M – 1 итанны	метамо іх зереі	рфичео н.	ских и	осадоч	ных,

Таблица 4. Результаты подсчета классическим методом главных аллотигенных компонентов песчаников кодинской и устькодинской свит

Среди ОП широко развиты кислые, основные и средние вулканиты, намного реже встречаются интрузивные разности (граниты, гранодиориты, диориты), а также пегматиты, серпентиниты и полностью хлоритизированные обломки вулканического стекла. Структура основной массы обломков отличается большим разнообразием – часто встречаются интерсертальная, толеитовая, микрофельзитовая структуры, реже – метельчатая, гиалопилитовая, фельзитовая, стекловатая, микрогранитная, аплитовая и микропегматитовая, в серпентинитах – параллельно- и перекрестно-волнистая. Иногда в микрофельзитовой массе



зилаирского разреза в целом. Также см. примечание к таблице 4.

Рисунок 42. Положение фигуративных точек песчаников кодинской, устькодинской и нижней подсвиты биягодинской свиты, и поля, характерного для псаммитолитов западного типа зилаирского разреза Южного Урала: слева – на основной треугольной диграмме [Шутов, 1967] с некоторыми изменениями по [Шванов, 1987], справа – дочерней для ОП [Шванов, 1987]

можно обнаружить вкрапленники зонального ПШ. Вулканическое стекло эффузивов не только хлоритизировано (см. рисунок 43д, е), но и, значительно реже, ожелезнено.

Обломки метаморфических и осадочных пород составляют не более 15–20% от общего количества ОП. В основном это кварциты и микрокварциты с гранобластовой (редко лепидогранобластовой) и микрогранобластовой структурой соответственно, присутствуют слюдяные сланцы и аргиллиты. Зёрна кварца имеют как ровные границы, так и изрезанные. Аргиллиты содержат разное количество алевритовой примеси, чешуек слюд и органических остатков. Количество обломков кремней варьирует от 5 до 10%, в образце 3156-6-7 (устькодинская свита) достигает 15%. В некоторых кремнях достаточно хорошо диагностируются немногочисленные радиолярии различной степени сохранности.

Примечательно, что в составе фаменских песчаников выше содержание обломков магматических пород (примерно на 10–15%) и среди них шире распространены основные и средние магматические породы, тогда как кварциты, микрокварциты и серпентиниты встречаются реже.



а –б – включения минеральной среды в кварцевом зерне (зерно выделено красным пунктиром); в – неполная регенерационная кайма, отделенная от зерна кварца включениями; г – слабоизмененный плагиоклаз; д–е – обломоки базальтов с толеитовой и интерсертальной структурой и хлоритизированным стеклом; ж–з – в разной

степени измененные чешуйки биотита, в том числе деформированные и расщепленные с краёв, гидратированные с выделением рутила. Длина линейки 0.1 мм.

Рисунок 43. Некоторые особенности аллотигенных компонентов кодинских (а–е) и устькодинских (ж, з) песчаников

Однако следует отметить, что согласно [Анфимов, Силантьев, 1975, с. 5 и 7] состав конгломератов устькодинской свиты "характеризуется преобладанием кислых и средних эффузивов, а также обязательным присутвием кремнистых (*кремневых* – *О.Ю.*) пород" наряду с наличием малого количества (7% от суммы всех галек) обломков габбро.

Чешуйки биотита гидратированы, в том числе с выделением рутила, и пластически деформированы за счет вдавливания в них других породообразующих компонентов (см. рисунок 43ж, з). Совместно (в одном шлифе) можно набюдать как упомянутые изменения, так и хлоритизацию, и, весьма редко, иллитизацию чешуек, а также сильно измененные агрегаты, полностью разрушенные и представляющие собой скопления рудных минералов. Примечательно, что полностью изменные разности, вероятно, имеют седиментогенную природу, так как чаще встречаются в песчаниках с бо́льшим количеством кварца и обломков метаморфических пород. Чешуйки мусковита в шлифах единичны.

Среди акцессорных минералов по данным [Анфимов, Силантьев, 1975] в исследуемых песчаниках присутствуют циркон, хромовая шпинель, апатит, эпидот, альмандин и роговая обманка, редко авгит, магнетит и сфен, в единичных образцах – актинолит и рутил. Наличие некоторых из них указывает на относительную близость источников сноса к бассейну осадконакопления.

Степень гравитационной коррозии аллотигенных компонентов в рассматриваемом типе песчаников можно оценить, как достаточно сильную – широко развиты конформные межзерновые контакты, инкорпорационные встречаются не так часто. Сутурные контакты зёрен – единичны. Редко в образцах встречаются сутурные и сутуроподобные швы.

Хлорит (развитый и по биотиту, и по стеклу обломков) является основным цементирующим минералом в песчаниках рассматриваемого типа. Среди других аутигенных минералов следует отметить кальцит и иллит (в составе плёнок и порового цемента?), а также каолинит. Два последних минерала диагностированы в основном только по данным рентгеноструктурного анализа, см. таблицу 5. В поляризованном свете хлорит характеризуется в основном бледно-зелёными окрасками, но встречаются и более яркие тона, а также желтоватый оттенок. В единичных шлифах – ярко-жёлтые цвета интерференции.

Тип распределения цемента плёночный, поровый и базальный. Глинистые агрегаты, заполняющие поровое пространство, имеют чешуйчатое строение. Поры заполнены либо одним

№ п/п	№ образца	Толща	Тип	Q	Pl	Chl	Ilt и Mi	Kl	Сс	Dol	Hm	Ру
1	3180-4-10	D3uk	1	20	39	27	5	6	Сл.	3	0	0
2	3180-4-9	"	1	27	30	20	20	3	Сл.	0	0	0
3	3180-4-8	"	1	47	23	25	Сл.	5	Сл.	0	0	Сл.
4	3171-7-1	VIII	1	35	29	20	5	5	6	0	0	0
5	3164-1-1	VIII	1	39	32	20	5	3	1	0	0	0
6	3156-33-15	VII	1	40	37	20	3	0	4	0	0	1
7	3156-33-7	"	1	35	35	20	5	0	Сл.	Сл.	0	0
8	3156-31-4	VI	1	40	18	20	12	5	3	2	0	0
9	3156-24-4	"	1	41	25	20	7	6	1	0	0	0
10	3156-19-5	V	1	36	17	15	18	6	8	0	0	0
11	3156-11-2	IV	1	35	32	25	5	3	0	0	0	0
12	3156-7-1	"	1	28	37	25	5	3	2	0	0	0
13	3156-6-2	"	1	33	28	25	10	3	1	0	0	0
14	3155-10-3	III	1	35	35	22	3	3	2	0	0	0
15	3155-9-9	"	1	37	30	20	8	5	0	0	0	Сл.
16	3163-27-2	II	1	39	30	20	3	0	1	2	0	0
17	3163-23-6	Ι	2a	12	17	8	0	0	63	Сл.	0	0
18	3163-23-2	"	2a	23	30	10	0	0	25	0	7	0
19	3163-13-2	"	2a	32	26	13	0	5	17	7	0	0
20	3163-4-2	"	2a	18	5	0	0	12	50	15	0	0
Примеча	ние. <i>Qu</i> – квар ыит <i>Dol</i> – по	оц, <i>Pl</i> – пл юмит <i>Ни</i>	агиоклазы, (1 — гематит	Chl – x Gh – ri	лори [.] этит	г, <i>Ilt</i> — <i>P</i> v — п	иллит, <i>М</i> а ирит Сп	i — сл	юда, <i>І</i>	Kl – ка	ОЛИНИТ Эжания	г, г

Таблица 5. Фазово-минеральный состав песчаников и песчаных известняков кодинской и устькодинской свит

минералом, либо несколькими – до трёх оптически разноориентированных агрегатов в поре. При этом наблюдаются некоторые особенности распределения цемента в зависимости от гранулометрического состава песчаников. Как правило, базальный цемент чаще встречается в тонкозернистых, мелко-тонкозернистых и мелкозернистых разностях со значительной примесью алевритового материала. Хлоритовые плёнки в них сплошные, но достаточно тонкие, крустификационные каёмки редки. Тогда как в более грубых (средне-мелкозернистых и среднезернистых) разностях, в основном в песчаниках толщи VII, развит поровый и плёночный цемент, представленный достаточно толстыми крустификационными каёмками. При малой площади поры каёмки могут смыкаться, практически полностью выполняя её (см. рисунок 44).

Взаимоотношение хлорита с карбонатными минералами (поровый, в том числе пойкилитовый цемент) позволяет предполагать их аутигенез уже после плёнок, а в некоторых случаях и после развития хлорита в порах (кристаллы карбоната в нём, порфиробласты?) либо одновременно (?) с ним (минералы выполняют разные части поры). В случае прерывистых плёнок вокруг зёрен карбонатные минералы могут корродировать последние.

Характерной чертой большинства образцов рассматриваемых песчаников является наличие единичных трещин и микротрещин либо их систем (рисунок 45a, б) разной степени

раскрытости с разным заполнением. По отношению к залеганию слоев трещины поперечные и косые, в том числе разветвляющиеся. Как правило, чем шире раскрыта трещина, тем крупнее размер кристаллов в ней. Однако иногда она залечена кристаллами разного размера, что особенно характерно для кремнезёма. Нередким является и полиминеральное заполнение трещин, например, кремнезёмом и карбонатными минералами. Причем кремневый минерал находится ближе к стенкам. Следовательно, можно предполагать, что он кристаллизовался раньше, чем кальцит или доломит (рисунок 45в, г).



Длина линейки 0.1 мм.

Рисунок 44. Микрофотографии мелко-среднезернистого песчаника кодинской свиты с крустификационным хлоритовым цементом (а – в параллельных, б – в скрещенных николях)

Окремнение встречается и в поровом пространстве (моно- и поликристаллический цемент), вблизи трещин и на некотором удалении от них, а также вокруг зёрен кварца, обломков метаморфических, кремнёвых и, иногда, кислых вулканических пород, в форме регенерации или пойкилитового цемента (рисунок 45д). Карбонатные минералы также могут быть развиты возле трещин и в породе, корродируя основную массу, а также по мелким трещинам в зёрнах. Последовательность кристаллизации карбонатных и кремнёвых минералов, наблюдаемая в трещинах, обнаруживается и в порах.

Можно предполагать, что трещины образовались после внутрислоевого растворения с выносом вещества, так как они иногда секут сутурные швы. Последние в таких образцах могли быть проводниками соединений Si, K, Al. Так, в одном из шлифов (обр. 3155-10-7) можно наблюдать как сутурный шов на определенных участках размыкается (рисунок 45е), становясь зоной стилолитизации, в осевой части которой раскристаллизован кремнезём, а в органическом веществе видны мелкие чешуйки с яркими интерференционными окрасками, характерными для мусковита (рисунок 45ж, з). Параллельно этой зоне в образце развиты очень тонкие трещины, выполненные карбонатным и кремневым материалом.



а, б – система разнонаправленных микротрещин, залеченных кремнезёмом; в,г – трещина, выполненная

разнокристаллическим кремнезёмом и карбонатными минералами, в том числе доломитом; д – регенерация зерна кварца с практически полным восстановлением кристаллографических очертаний; е – размыкание сутурного шва;

ж–з – детальный фрагмент этого сутурного шва, кремнезём в осевой части зоны стилолитизации и кристаллы кварца, ПШ (?) и чешуйки мусковита (?) в ОВ. Длина линейки 1 мм (а, б, е), 0.1 мм (в–д, ж, з).

Рисунок 45. Некоторые особенности вторичных изменений песчаников кодинской (в-з) и

устькодинской (а, б) свиты, связанные с трещиноватостью и стилолитизацией

Существует ещё несколько особенностей, встречающихся в составе песчаников с трещинами: хрупкие деформации ПШ – разделение на осколки со смещением (рисунок 46а, б), кремней – с полосами деформации, кварца – с полосками Бёма (рисунок 46в, г), а также трещинки в кварце примерно параллельные направлению трещин в породе (рисунок 46д, е). Имеют место также шиповидные врастания чешуек хлорита в зёрна кварца и ПШ (рисунок 46а, б), рекристаллизационно-бластическое замещение кварца кварцем (рисунок 46ж, з), цемент проникновения (рисунок 46а, б). Складывается впечатление, что в песчаниках с трещинами несколько чаще встречаются инкорпорационные контакты зёрен, чем в образцах без них.

Второй тип. Песчаники с преобладанием карбонатных минералов в цементе и песчаные известняки ("Са-песчаники"). Разности с поровым и базальным в разной степени раскристализованным карбонатным цементом (кальцитом и доломитом), в основном тонко- и микрокристаллическим, а также скрытокристаллическим, более крупные кристаллы редки. Содержание цемента составляет от 10% до 40–50% и даже 70% от площади шлифа. В последнем случае породу уже неправильно называть песчаником, так как она является аутигенным известняком.

К этому типу песчаников следовало бы отнести ещё и те образцы первого типа, в которых по каким-либо причинам карбонатизация либо карбонатизация и окремнение основной массы произошло несколько интенсивней, чем развитие хлоритового цемента и в настоящее время они являются песчаными породами с пойкилитовым (как правило) карбонатным либо карбонатным и кремневым (данное сочетание широко распространено для песчаников толщи VII) цементом. Однако выделять их в отдельный подтип не представляется целесообразным, так как они находятся в тесной ассоциации с песчаниками первого типа.

Подтип 2а. Песчаники/песчаные известняки с многочисленными обломками хлоритизированного вулканического стекла. Подтип широко распространен в разрезе толщи I (литотип ПЗв). Кальцит и доломит (базальный и поровый цемент) в слабой степени корродируют зёрна кварца, альбита, обломки кислых, редко основных/средних вулканических пород, метаморфитов и кремней (рисунок 47а, б). В разностях с поровым (то есть с меньшим количеством) цемента можно встретить чешуйки слюд. По результатам рентгеноструктурного анализа в рассматриваемом подтипе диагностированы каолинит и в единичной пробе (3163-23-2) – гематит (см. таблицу 5).

162



а, б – зёрна плагиоклаза, испытавшие хрупкие деформации, с хлоритовым цементом проникновения с врастанием чешуек хлорита (показано синими стрелками); в, г – ветвящиеся полоски Бёма в кварце; д, е – трещинки хрупкой

деформации в кварце по направлению трещины в песчанике; ж, з – рекристализационно-бластическое замещение кварца кварцем кислого вулканита (?) (внизу справа). Длина линейки 0.1 мм. Рисунок 46. Некоторые особенности кодинских песчаников, испытавших стрессовые

деформации



а, б – песчаники толщи I с многочисленным некарбонатизированным вулканическим стеклом; в, г – частичная карбонатизация вулканического стекла в составе конкреции из песчаника толщи IV. Присутствует растительный аттрит с сохранившейся структурой; д, е – интенсивно карбонатизированное вулканическое стекло из песчаника толщи VI. Длина линейки 1 мм (а, б), 0.1 мм (в–е).

Рисунок 47. Некоторые особенности кодинских песчаников с многочисленными окатанными обломками (?) хлоритизированного вулканического стекла

Содержание хлоритизированного вулканического стекла может достигать 20% от площади шлифа. Обломки чаще всего окатанные и полуокатанные, но могут встречаться и полуугловатые и угловатые (осколки?), в том числе с карбонатизированными овоидными пузырьками. Как правило, вулканическое стекло не корродировано (рисунок 47а, б). Помимо указанных аллотигенных компонентов нередко встречается растительный аттрит (рисунок 47в, г) с сохранившейся структурой.

Подтип 2а слагает и *переотложенные конкреции*, встречающиеся совместно с интра- и экстрабассейновыми литокластами в песчаниках П4 (редкие пласты в толщах IV, VI, VII), реже – в глинистых породах, перекрывающих их (уже без литокластов). Песчаники конкреций отличаются тем, что в них практически повсеместно встречаются окатанные обломки корродированного карбонатом, в том числе полностью, хлоритизированного стекла (рисунок 47в–е). Кристаллы карбонатного минерала в таком случае развиты по всему периметру стекла и растут радиально (рисунок 47д, е). Следует отметить, что наличие карбонатизированного вулканического стекла в целом характерно для песчаников литотипа П4.

Подтип 26. Интенсивно карбонатизированные песчаники/песчаные известняки. Цемент корродирует аллотигенные компоненты, в образцах с его значительным количеством становится все меньше обломков, устойчивых к коррозии, – в них в основном встречаются зёрна кварца, альбита, кварцитов, кислых вулканитов. В шлифах можно наблюдать несколько генераций цемента, первая – вокруг зёрен в виде тонкой каёмки (по хлориту?), вторая – в поровом пространстве. В некоторых разностях (слагающих литотип К2) присутствует раковинный детрит. Подтип редко встречается в толщах III–VI кодинской свиты и обоих разрезах устькодинской свиты.

В образцах "Са-песчаников", также как и в песчаниках с хлоритовым цементом, встречаются трещины, залеченные кремнезёмом и карбонатами. Они отличаются несколько лучшей степенью раскристаллизации цемента. Карбонатные минералы (кальцит, в редких образцах – вместе с доломитом), выполняющие трещины совместно с кремнезёмом либо без него, раскристаллизованы лучше, чем цемент. В основном это мелкие и тонкие, иногда более крупные кристаллы, в песчаниках устькодинской свиты встречаются также крупно- и даже гигантокристаллические индивиды. Как правило, в трещинках, пронизывающих карбонатизированные псаммитолиты устькодинской свиты, кристаллы кремнезёма также более крупные.

Третий тип. Интенсивно ожелезненные песчаники ("Fe-песчаники"). К этому типу относится один образец, отобранный из слоя 7 блока А толщи III кодинской свиты. Представляет собой фрагменты и реликты, реже целые зёрна кварца, плагиоклазов, кислых и основных/средних вулканитов, хлоритизированного вулканического стекла, корродированные,

замещенные и сцементированные микрокристаллическими и аморфными оксидами и оксигидроксидами железа. Тип цементации пленочный, крустификационный и базальный неравномерный (рисунок 48).



Длина линейки 0.1 мм.

Рисунок 48. Интенсивно ожелезненный мелкозернистый песчаник кодинской свиты

5.2. Минеральный состав и петротипы глинистых пород

Структура глинистых пород кодинской и устькодинской свит пелитовая и алевропелитовая. В чешуйчатой массе достаточно равномерно рассеяны обломки различных пород и минералов (рисунок 49). В относительно чистых аргиллитах основная масса почти всегда оптически ориентирована (рисунок 49б). В то же время в алевритовых разностях она погасает неравномерно (рисунок 49г), а оптически ориентированное строение наблюдается только на отдельных участках. При этом преобладают жёлтый и красный, редко встречается синий цвет интерференционной окраски. Микротекстура рассматриваемых пород волнисто-слоистая (рисунок 49в), редко горизонтальная, подчеркнута углефицированным растительным аттритом (не более 10% от площади шлифа), чешуйками слюд, терригенной примесью.

Слоистые силикаты в составе пород представлены слюдами, хлоритами и ССО ряда иллит–смектит (рисунок 50, таблица 6). В единичных пробах пород фамена (обр. 3179-2-1, 3179-3-1, 3179-3-5) содержится каолинит, но его крайне мало (до 2 мас. %).

Для слюд характерны рефлексы 10, 5, 4.5, 3.66, 2.56, 2.4 и 1.5 Å, но разделить их по дифракционной картине сложно. Однако, можно сделать вывод, что в изучаемых аргиллитах иллит значительно преобладает над мусковитом. Подтверждением этого является наличие широкого 10 Å-го рефлекса (в противном случае он был бы более узким/лучше очерченным) и достаточно высокие низкотемпературные потери (порядка 0.8–5.1 мас. % при t от 20 до 240°C). Кроме того, очевидно, что для исследуемых глинистых пород характерно значительное преобладание иллита политипа 1М над иллитом с полиморфной модификацией 2М₁ (присутствует четкий рефлекс 3.66 Å, а рефлексы 4.5 и 5 Å несколько сглажены). Следует также отметить, что в шлифах достаточно хорошо диагностируются не только чешуйки мусковита



а, б – трещина в алевритистом аргиллите, залеченная хорошо раскристаллизованным кальцитом;
 в, г – неравномерно карбонатизированный сильно глинистый алевролит с волнисто-слоистой микротекстурой;
 д – карбонатизированный алевритовый аргиллит с раковинными остатками и онколитами (выделен белым

пунктиром); е–з – мергель: е, ж – основная комковатая масса, з – трещина, залеченная кремнезёмом. Длина линейки 1 мм (д) и 0.1 мм (остальные микрофотографии).

Рисунок 49. Микрофотографии тонкозернистых пород кодинской (в–д) и устькодинской (а, б, е–з) свит и их особенностей

Таблица 6. Фазово-минеральный состав глинистых пород и глинистых мелкозернистых алевролитов кодинской и устькодинской свит

№ п/п	№ образца	Толща	Chl	Ilt и Mi	CCO	Qu	Pl	Py	Сс	Dol	Gh
1	3179-3-5	D_3uk	15	30	19	18	9	0	0	0	6
2	3179-3-3	"	10	25	15	17	28	0	1	0	3
3	3179-3-1	"	13	33	10	21	16	0	0	0	4
4	3179-2-1	"	16	19	25	19	14	0	0	0	5
5	3181-6	"	10	51	0	25	10	0	0	0	3
6	3181-5	"	13	35	20	19	10	0	0	0	2
7	3180-5-1	"	8	42	0	18	25	0	0	0	6
8	3180-4-11	"	14	40	0	21	21	0	0	0	3
9	3180-4-6	"	14	40	0	22	20	0	0	0	3
10	3180-4-2	"	15	25	22	20	14	0	0	0	3
11	3180-4-1	"	15	36	0	25	21	0	0	0	2
12	3180-3-4	"	13	20	30	20	13	0	0	0	3
13	3183-6	D_3kd	8	21	15	32	14	0	0	0	9
14	3183-5	"	11	31	22	20	11	0	0	0	4
15	3183-2	"	11	37	18	21	8	0	0	0	4
16	3182-1	VIII?	17	15	30	20	14	0	0	0	3
18	3180-1-6	VIII	16	41	0	25	14	0	0	0	3
19	3180-1-5	"	18	40	0	24	15	0	0	0	2
20	3180-1-3	"	14	40	0	28	15	0	0	0	2
21	3171-13-1	"	17	47	0	25	10	0	1	0	0
22	3171-7-2	"	18	45	0	25	12	0	0	0	0
23	3171-1-1	"	17	46	0	25	11	1	0	0	Õ
24	3169-10-1	"	17	44	0	25	12	0	1	0	0
25	3169-8-1	"	22	40	0	25	12	0	1	0	0
26	3169-1-3	"	21	32	Ő	$\frac{-2}{28}$	15	Ő	4	Ő	Ő
27	3169-1-2	"	14	50	0	23^{-3}	13	0	0	0	Õ
28	3168-1-1	"	16	45	Ő	24	13	1	1	Ő	Ő
29	3156-33-12	VII	16	49	Ő	18	14	0	0	ŏ	3 3
30	3156-33-9	"	16	41	Ő	20	20	1	Ő	Ő	2
31	3156-31-21	VI	15	50	Ő	$\frac{-}{24}$	11	0	Ő	Ő	0
32	3156-31-1	"	14	47	Ő	25	10	Ő	1	ŏ	3 3
33	3156-24-5	"	13	46	Ő	29	10	Ő	2	Ő	0
34	3156-22-1	V	11	40	5	32	6	0	0	0	6
35	3156-19-3	"	15	22	17	29	10	Ő	3	Ő	4
36	3156-17-5	IV	13	48	0	25	10	0	0	0	4
37	3156-6-5	"	14	47	0	22	12	0	1	0	4
38	3156-2-3	"	15	41	0	25	15	0	4	0	0
39	3155-13-1	III	14	45	0	26	10	2	3	0	0
40	3155-10-4	"	21	44	0	20	14	1	0	0	0
41	3155-9-8	"	19	28	0	28	23	1	1	0	0
42	3155-5-1	"	30	29	0	31	10	0	0	0	0
43	3155-4-1	"	15	25	26	26	6	1	1	0	0
44	3155-3-1	"	9	20	37	22	5	0	1	0	6
45	3155-1-2	"	14	19	32	31	3	1	0	Ő	Õ
46	3163-32-1	II	18	43	0	23	12	0	1	Ő	3 3
47	3163-29-1	"	18	40	Ő	25	10	Ő	2	Ő	5
48	3163-23-3	Ţ	17	12	38	22	11	Ő	$\tilde{0}$	Ő	0
49	3163-13-4	"	14	16	33	18	6	Ő	6	Ő	7
50	3163-9-3	"	17	36	0	21	10	õ	2	9	5
Примеч	ание. См. обо	значения	минер	алов в прим	мечании к	табл	ипе 5	-			



а – исходное состояние. б – образец 3156-19-3 в состоянии: *а* – ориентированном, *б* – после насыщения этиленгликолем, *в* – после прокаливания при 600°С.

Рисунок 50. Дифрактограммы представительных образцов исследуемых глинистых пород кодинской свиты





(в том числе расщепленные с краёв) и иллита в основной массе, но и редкие чешуйки минералов группы биотита, в основном измененные в результате хлоритизации.

Базальные рефлексы хлоритов – 14.3, 7.11, 4.7, 3.54 и 2.56 Å (рисунок 50а), но, вероятно, нужно говорить здесь, 0 железисто-магнезиальных И железистых Присутствие хлоритах. железистых наличию разностей определяется по эндотермического эффекта 600–700°C. железисто-магнезиальных – по эндопику 500–650°C (рисунок 51) И менее значительному эндоэффекту В диапазоне 820–840°C, связанному с образованием минерала с оливиновой структурой В взаимодействия результате продуктов распада хлорита [Иванова и др., 1974]. В разностях подобный железистых пик отсутствует. В шлифах чешуйки хлорита имеют бледно-зеленые цвета окраски.

Ha некоторых дифрактограммах отмечается базальный рефлекс 11.5 Å, что может свидетельствовать о присутствии ССО, хотя это и не основной признак для их определения в породе. Главным отличием их от остальных слоистых силикатов являются характере дифракционных изменения В насыщении кривых при проб этиленгликолем И последующем прокаливании: например, сначала рефлекс 16.5 Å, расширяется ДО а затем уменьшается до 10 Å (рисунок 50б).

Наряду с глинистыми минералами, в составе глинистых пород фиксируются

карбонаты, минералы железа и сульфиды, а также, как было отмечено, терригенная примесь.

Среди карбонатных минералов на термо- и рентгенограммах устанавливается новообразованный доломит, но в очень небольших количествах (2.9, 2.2 и 1.8 Å, обр. 3163-9-3 на рисунке 50а). Чаще встречается кальцит – как в виде новообразованных кристаллов, так и в качестве редких органических остатков плохой и средней степени сохранности (онколиты, фрагменты раковин брахиопод, пелеципод, раковины остракод и пр., см. рисунок 49д), в достаточно "чистых" от примеси разностях может быть развит по трещинам (рисунок 49а, б). Кальцит диагностируется по рефлексам 3.27, 3.03 и 1.91 Å, а также по эндотермическому эффекту 700-870°С (рисунок 51б, в). Подобное снижение температуры эффекта связано с малым количеством этого минерала, как правило, не более 4 мас. %, редко 6 мас. %, в основном образцах значительно меньше. Только в карбонатизированных алевритовых аргиллитов/сильно глинистых алевролитов кодинской свиты (рисунок 49д) и мергелей устькодинской свиты (рисунок 49е, ж) присутствует кальцит. В первых в количестве до 30% (распределен неравномерно), во вторых – до 60% от площади шлифа. Для мергеля характерна комковатая структура основной тонкозернистой массы, сложенной карбонатным, глинистым материалом и алевритовой примесью. Примечательно, что в отдельных образцах присутствуют трещины, залеченные кремнезёмом (рисунок 49з).

Наличие железосодержащих соединений определяется по незначительному низкотемпературному эндотермическому эффекту с максимумом в районе 300°С (гётит, рисунок 516, в) и по слабому экзопику в интервале 430–490°С (пирит, рисунок 51г). Правда, не исключено, что экзотермический эффект мог возникнуть и в результате окисления либо двухвалентного железа хлоритов, либо примеси органического вещества [Иванова и др., 1974]. Небольшое количество гётита (2–7 мас. %) в некоторых пробах свидетельствует только о том, что порода в них подверглась выветриванию несколько сильнее, чем в остальных случаях. Проба выветрелой породы (3183-6) из карьера возле с. Черемхово отличается от иных только повышенным (9 мас. %) содержанием гётита.

Как правило, при определении в шлифах содержание минералов, в основном слагающих в аргиллитах алевритовую примесь, не опускается ниже 10%, а может достигать и 40–50%. Среди них преобладает мелко- и крупноалевритовая размерность частиц, редко встречается тонкопесчаная. Однако по результатам рентгеноструктурного и термического анализа содержание этих минералов может в сумме достигать 45–50 мас. %, что позволяет классифицировать некоторые из образцов как глинистые алевролиты. В основном эти минералы – зёрна кварца (рефлексы 4.25, 3.34, 2.46, 2.28, 1.98, 1.82 Å) и плагиоклазов (6.4, 4.03, 3.27, 3.19, 2.93 Å). В дополнение встречаются единичные обломки пород – кремней, кварцитов, хлоритизированных вулканических пород основного/среднего состава. Таким образом, глинистые породы кодинской и устькодинской свиты близки по составу и являются хлорит-иллитовыми, реже иллит-хлоритовыми разностями (петротип 1), среди которых выделяется два подтипа. В первом из них отсутствуют ССО, во втором – нет. Оба являются алевритистыми и алевритовыми с примесью зёрен кварца и плагиоклазов, которая иногда преобладает. Ко второму петротипу относятся карбонатизированные пелитолиты с органическими остатками, к третьему – устькодинские мергели, и те, и другие, изучены нами в основном в шлифах.

5.3. Хемотипы песчаных и глинистых пород

Применение модулей сиаллитового стандарта с целью химической классификации в отношении исследуемых верхнедевонских аргиллитов, глинистых мелкозернистых алевролитов и песчаников показало следующее. Большинство изученных образцов (35 из 38 кодинских и 11 из 15 устькодинских) аргиллитов и глинистых алевролитов можно отнести к хемотипу псевдосиаллитов, для которых значения ГМ изменяются в пределах 0.43–0.56, а содержание MgO составляет 3.03–7.02 мас. % (в среднем 5.04 мас. % для верхнефранских против 4.14 мас. % для фаменских пород, таблица 7). Данное утверждение справедливо и для верхнедевонских песчаников, так как большая часть образцов (14 из 20 кодинских и все устькодинские) из них принадлежит к хемотипу псевдосиаллитов со значениями ГМ = 0.32–0.53 и содержание MgO от 3.23 мас. % до 7.45 мас. %. При этом в кодинских песчаниках несколько выше содержание MgO, чем в устькодинских – в среднем 5.6 мас. % и 5.3 мас. % соответственно.

Две пробы глинистых пород (образцы 3183-6 и 3180-5-1) аттестуются как сиаллиты, в обоих случаях они отличаются несколько пониженным, порядка 2.6 мас. %, содержанием оксида магния. При этом выветрелый прослой из карьера близи д. Черемхово – ещё и пониженным содержанием TiO_2 (0.72 мас. %) и Al_2O_3 (14.5 мас. %). Две другие пробы аттестуются как псевдогипогидролизаты (таблица 8) с содержанием MgO 4.2 мас. %, $\Gamma M = 0.58-0.60$. По значениям остальных модулей гипогидролизаты относятся к классу нормальных (нормотитанистых, нормофемичных и т. д.). На базовых диаграммах фигуративные точки гидролизатов находятся вне кластера псевдосиаллитов (рисунок 52а), однако в остальном эти породы мало чем отличаются от них по химическому составу: понижено содержание кремнезёма (среднее 48.7 мас. % против 56.3 мас. %) и повышено – оксида кальция (3.8 мас. % против 1.1 мас. %), выше потери при прокаливании (> 10 мас. %). Вероятно, это связано с карбонатизацией основной массы и/или обломочной примеси, либо с присутствием некоторого количества обломков карбонатных пород (известняков и, может быть, доломитов).

Для карбонатизированных песчаников характерны значительные (> 10 мас. %, до 25 мас. %) потери при прокаливании, содержание CaO 12–33.8 мас. %, ЖМ более 0.9, пониженные

					D_3uk					
	A	ргиллиты и глинисты	е алевролиты	Песчаники					иллиты и глинистые алевролиты	Песчаники
Компонент, модуль	Сиаллит	Псевдо- сиаллиты (<i>n</i> = 35)	Псевдогид- ролизаты (n = 2)	Силит	Псевдо- силит	Псевдо- сиаллиты (<i>n</i> = 14)	Сиферлиты и псевдо- сиферлиты (n = 4)	Сиаллит	Псевдо- сиаллиты (n = 11)	Псевдо- сиаллиты (n = 3)
SiO ₂ , мас. %	60.75	53.91-60.08 (56.29)	47.89-49.41 (48.65)	60.03	66.19	51.79-63.28 (58.30)	20.63-46.02 (33.12)	55.26	51.84-56.63 (54.89)	54.44-57.46 (56.20)
TiO ₂	0.72	0.82-1.03 (0.94)	0.96	0.25	0.47	0.51-1.07 (0.82)	0.31-0.70 (0.53)	0.87	0.73-1.11 (0.9)	0.71-0.81 (0.76)
Al_2O_3	14.50	14.96-22.01 (17.44)	17.63–17.82 (17.73)	5.76	12.06	12.08–16.56 (14.13)	5.76-11.76 (9.39)	20.50	17.35-22.21 (19.26)	15.45-17.29 (16.14)
Fe ₂ O _{3T}	10.34	6.04–10.50 (8.83)	10.02–10.19 (10.11)	3.07	6.06	7.18–10.59 (9.08)	5.64-44.05 (17.95)	6.96	5.11-9.69 (7.65)	8.31-12.17 (10.52)
MnO	0.11	0.04-0.26 (0.14)	0.07-0.10 (0.08)	0.41	0.11	0.13-0.33 (0.18)	0.14-2.07 (0.71)	0.06	0.03-0.24 (0.1)	0.09-0.12 (0.1)
MgO	2.64	3.09-7.02 (5.04)	4.15	0.99	5.90	3.23-7.45 (5.64)	1.47-3.56 (2.69)	2.59	3.03-5.23 (4.14)	4.31-5.83 (5.26)
CaO	0.87	0.49-3.01 (1.12)	3.55-4.03 (3.79)	17.29	1.75	1.27-4.53 (2.62)	2.40-33.79 (15.89)	0.91	0.56-1.75 (0.88)	1.08-1.52 (1.26)
Na ₂ O	1.22	0.32-2.23 (1.12)	0.59-0.93 (0.76)	1.74	3.66	0,97-2.73 (2.08)	0.63-1.54 (2.16)	2.18	0.81-2.47 (1.41)	2.21-2.78 (2.41)
K ₂ O	1.17	1.36-4.32 (2.50)	2.48-2.56 (2.52)	0.38	0.28	0.56-2.39 (1.03)	0.19-0.67 (0.50)	3.31	2.10-4.09 (3.11)	1.06-2.15 (1.48)
P_2O_5	0.17	0.10-0.30 (0.15)	0.19-0.21 (0.20)	0.16	0.12	0.11-0.18 (0.14)	0.11-0.21 (0.18)	0.14	0.11-0.18 (0.15)	0.17-0.19 (0.18)
П.п.п.	7.63	5.02-9.21 (6.50)	10.50-11.30 (10.90)	10.28	3.61	3.70-11.40 (6.02)	12.70-25.20 (17.77)	7.20	6.20-10.00 (7.60)	5.20-6.00 (5.67)
ГМ	0.42	0.43-0.53 (0.49)	0.58-0.6 (0.59)	0.16	0.28	0.32-0.49 (0.42)	0.49-2.66 (1.06)	0.51	0.46-0.55 (0.51)	0.46-0.53 (0.49)
ЖМ	0.63	0.26-0.65 (0.49)	0.54-0.55 (0.55)	0.58	0.49	0.49-0.72 (0.62)	0.9-5.3 (2.03)	0.33	0.22-0.53 (0.39)	0.46-0.75 (0.63)
ФМ	0.22	0.17-0.3 (0.25)	0.29-0.3 (0.29)	0.07	0.18	0.2-0.33 (0.26)	0.32-2.31 (0.83)	0.17	0.15-0.27 (0.22)	0.22-0.33 (0.28)
AM	0.24	0.27-0.4 (0.31)	0.36-0.37 (0.36)	0.1	0.18	0.19-0.31 (0.24)	0.23-0.4 (0.29)	0.37	0.31-0.4 (0.35)	0.27-0.3 (0.29)
TM	0.05	0.04-0.06 (0.05)	0.05	0.04	0.04	0.04-0.07 (0.06)	0.05-0.06 (0.06)	0.04	0.04-0.05 (0.05)	0.05
НКМ	0.17	0.16-0.29 (0.21)	0.18-0.19 (0.18)	0.37	0.33	0.16-0.28 (0.22)	0.16-0.32 (0.23)	0.27	0.2-0.27 (0.23)	0.22-0.25 (0.24)
ЩМ	1.04	0.1–1.09 (0.49)	0.23-0.37 (0.3)	4.59	12.91	0.41-4.63 (2.53)	0.94-8.9 (4.15)	0.66	0.21-1.17 (0.5)	1.03-2.62 (1.82)
CaO*	0.011	0-0.021 (0.008)	0	-	-		-	0.011	0.006-0.017 (0.011)	=
CIA	77	67-83 (77)	81-82 (82)	_	_	-	_	74	70–77 (74)	_

	7 T	т и					U	U
аолина	1 /. I	Тетрохимический	состав песчаников.	в. аргиппито	в и апевро	опитов колинсі	кои и усты	солинскои свит
сассинце		. ieipommin ieemini		,		иннов кодино		Cognine Ron ebin

Аргиллиты и глинистые алевролиты																	
Класс	ГМ	TM	ЖМ	ФМ	НКМ	AM	ЩМ										
Сиаллиты (<i>n</i> = 2)																	
Нормо-	0.34-0.48 (1)	0.030–0.070 (1, 1)	0.31–0.55 (1)	0.11-0.20 (1)	0.21–0.40 (1, 1)	0.21–0.35 (1)	0.31-1.5 (1, 1)										
Супер-	0.49-0.55 (1)	0.071-0.100	0.56-0.70(1)	0.21-0.25(1)	0.41-0.45	0.36-0.40 (1)	1.1–3.0										
Псевдосиаллиты (n = 46)																	
Гипо-	0.30-0.33	≤ 0.030	≤ 0.30 (2, <i>2</i>)	≤ 0.15	≤ 0.20 (20, <i>1</i>)	≤ 0.20	≤ 0.30 (7, <i>3</i>)										
		0.030-0.070		0.15-0.25	0.21-0.40	0.21-0.35	0.31-1.0										
Нормо-	0.34–0.48 (15, 2)	(35, 11)	0.31–0.55 (27, 9)	(14, 8)	(15, 10)	(33, 6)	(27, 7)										
Curran	0 40 0 55 (20 0)	0.071 0.100	0.56 0.70 (6)	> 0.25 (21.2)	0.41.0.45	0.26 0.40 (2.5)	1.01-3.0										
Cynep-	0.49-0.33 (20, 9)	0.071-0.100	0.36-0.70 (6)	> 0.23 (21, 3)	0.41-0.43	0.30-0.40 (2, 3)	(1, 1)										
Псевдогидролизаты $(n = 2)$																	
Гипо-	0.56–0.85 (2)	≤ 0.040	≤ 0.30	≤ 0.15	≤ 0.05	≤ 0.15	≤ 0.20										
Нормо-	0.86–2.0	0.041-0.150 (2)	0.31-1.00 (2)	0.16–1.00 (2)	0.06-0.30 (2)	0.16–1.00 (2)	0.20-2.0 (2)										
Песчаники																	
Силит (n = 1)																	
Нормо-	0.11-0.20(1)	0.021-0.080 (1)	0.21-0.70(1)	0.04–0.10 (1)	0.21-0.50(1)	0.06-0.20(1)	0.21-0.80										
Супер-	0.051-0.10	0.081-0.120	0.71 - 1.00	0.11-0.15	0.51-0.70	> 0.20	0.81-2.50										
Гипер-	< 0.05	> 0.120	> 1.00	> 0.15	> 0.70	-	> 2.50 (1)										
Псевдосилит (n = 1)																	
Гипо-	0.21-0.30(1)	≤ 0.020	≤ 0.20	≤ 0.10	≤ 0.20	≤ 0.10	≤ 0.20										
Нормо-	0.11-0.20	0.021-0.080(1)	0.21-0.70(1)	0.11-0.15	0.21-0.50(1)	0.11-0.25 (1)	0.21-0.80										
Супер-	0.051-0.10	0.081-0.120	0.71 - 1.00	0.16-0.20(1)	0.51-0.70	> 0.25	0.81-2.50										
Гипер-	≤ 0.05	> 0.120	> 1.00	> 0.20	> 0.70	-	> 2.50 (1)										
			Псевдосиалл	иты (<i>n</i> = 17)													
Гипо-	0.30-0.33 (2)	≤ 0.030	≤ 0.30	≤ 0.15	≤ 0.20 (6)	≤ 0.20 (2)	≤ 0.30										
Нормо-	0.34–0.48 (10, 2)	0.031–0.070 (13, <i>3</i>)	0.31–0.55 (2, 1)	0.15–0.25 (8, 1)	0.20–0.40 (8, 3)	0.21–0.35 (12, <i>3</i>)	0.31–1.0 (2)										
Супер-	0.49–0.55 (2, 1)	0.071-0.100 (1)	0.56–0.70 (10, <i>l</i>)	> 0.25 (6, 2)	0.41–0.45	0.36-0.40	1.01–3.0 (7, <i>3</i>)										
Гипер-	_	> 0.100	0.71–0.75 (2, 1)	-	> 0.45	> 0.40	> 3.0 (5)										
	I	Си	ферлиты и псевд	осиферлиты (<i>п</i>	n = 4)	I											
Нормо-	0.34-0.48	0.040-0.100 (4)	0.75–1.75 (3)	0.25-0.35 (2)	0.15–0.40 (4)	0.15-0.25 (1)	0.30-2.0(1)										
Супер-	0.49-0.55 (2)	0.101-0.150	1.76-3.50	0.36-0.45 (1)	0.41-0.45	0.26-0.30 (2)	2.01-3.0(1)										
Гипер-	> 0.55? (2)	> 0.150	> 3.50 (1)	> 0.45 (1)	> 0.45	> 0.30 (1)	> 3.0 (2)										
Класс	ГМ	TM	ЖМ	ФМ	НКМ	AM	ЩМ										
Примеча	ние. Цифра в скобках	 к – количество проб, 	относящихся к сооте	ветствующему кла	ссу: прямой шрифт	- кодинская свита	курсивный –										
устькоди	нская свита						устькодинская свита										

Таблица 8. Градация хемотипов [Юдович, Кетрис, 2000] для изученных верхнедевонских глинистых, алевритовых и песчаных пород

содержания кремнезема. Проба ожелезненного песчаника демонстрирует высокие содержания Fe₂O_{3T} (порядка 46 мас. %), MnO (более 2 мас. %) и потери при прокаливании (19.8 мас. %). Все указанные пробы аттестуются как сиферлиты. Примечательно, что в одной из проб



а – НКМ–ГМ; б – ЩМ–ГМ; в – НКМ–ФМ [Юдович, Кетрис, 2000] с некоторыми изменениями (пограничные значения полей приведены с использованием характерных величин): главные особенности состава (I–VI):
 I – преобладает каолинит; II – преобладает монтмориллонит с подчиненным количеством каолинита и гидрослюды; III – доминирует хлорит, в виде примеси может присутствовать Fe-гидрослюда; IV – преимущественно гидрослюдистый состав, значительная примесь тонких обломков ПШ;

V – стандартная трехкомпонентная система «хлорит + монтмориллонит + гидрослюда»; VI – гидрослюдистый с той или иной примесью тонкодисперсного ПШ; г – lg(Fe₂O_{3T} + MgO)/(Na₂O + K₂O)–lg(SiO₂/Al₂O₃) [Мельничук, 2018]: песчаники: I – кварцевые, II – олигомиктовые, III – аркозовые, IV – полевошпатовые; V–VII – граувакки : V – полевошпатовые, VI – кварцевые, VII – собственно граувакки. а, б, г – белые точки – верхнефранские породы, серые – фаменские. Также см. пояснения в тексте.

Рисунок 52. Модульные диаграммы с нанесенными на них точками составов глинистых пород (кружочки) и песчаников (ромбики) кодинской (белые) и устькодинской (серые точки) свит

карбонатизированного песчаника понижено содержание глинозёма (до 5.8 мас. %) и Fe₂O_{3T} (3.1 мас. %), а также некоторых других оксидов (см. таблицу 7 и Приложение B) и, следовательно, понижено значение $\Gamma M = 0.16$, что позволяет отнести её к хемотипу нормосилита. И, наконец, одна проба кодинских песчаников относится к хемотипу псевдогипосилита с величиной $\Gamma M = 0.28$, что вероятно, связано с несколько меньшим, по сравнению с другими песчаниками, количеством глинистых минералов, либо большим количеством ПШ, на что может указывать пониженное по сравнению с псевдосиаллитами значение $\Phi M = 0.18$.

174

Для аргиллитов типично отнесение к хемотипу сиаллитов и гидролизатов, для песчаников в целом – к силитам, тогда как для граувакк с глинистым матриксом, в том числе основных петрокластических граувакк – к псевдосиаллитам [Юдович, Кетрис, 2000]. Исследуемые псевдосиаллиты достаточно хорошо разделяются на глинистые и песчаные по критерию, предложенному Я. Э. Юдовичем и М. П. Кетрис [2000, с. 139], – величине ЩМ (рисунок 526), которая для глинистых пород "стабильна и не превышает 1 ± 0.1". Актуально для пород устькодинской свиты и, возможно, для части песчаников кодинской (см. рисунок 52а), если предполагать их генезис за счет осаждения из экстра- и интрабассейновых гиперпикнитов (см. раздел 4.3), и другое утверждение, приводимое в указанной работе на той же странице: "сходство составов глинистых и песчаных пород можно считать типовым для флишевых граувакк, в которых нет существенной механической дифференциации пелитовой и псаммитовой фракций". Таким образом, мы наблюдаем практически полное совпадение литотипов (и в каком-то смысле некоторых генотипов) с хемотипами, что в свою очередь является своеобразной верификацией последующих результатов исследований особенностей химического состава.

Следует подчеркнуть, что граувакки с хлоритовым цементом (первый тип песчаников), а также первый петротип глинистых пород достаточно хорошо идентифицируются на предназначенных для этого диаграммах (рисунок 52в, г). Так, для глинистых псевдосиаллитов кодинской и устькодинской свит различие по подтипам сиаллитового стандарта связано с наличием в них изменчивого количества альбита, хлоритов и ССО. Особенно это сказывается на дисперсии модуля ФМ, что делает информативным положение фигуративных точек на классификационной диаграмме НКМ–ФМ (рисунок 52в). Породы, в которых присутствуют ССО ряда иллит–смектит, в основном попадают в поля характерные для них (II и V). Большинство проб – хлорит-иллитовые, реже иллит-хлоритовые с примесью зёрен кварца и плагиоклазов – сосредоточены на границе полей IV и V, III и II, а также на месте их наиболее близкого контакта и перекрытия, что тоже хорошо соотносится с результатами фазового анализа. В целом, распределение фигуративных точек на диаграмме НКМ–ФМ подтверждает предположение о том, что в составе аргиллитов и глинистых мелкозернистых алевролитов, сейчас являющихся хлорит–иллитовыми и иллит–хлоритовыми, ранее было и некоторое количество смектитов, позднее преобразовавшихся в иллит.

5.4. Источники сноса и климат на палеоводосборах, тектонические обстановки

При реконструкции петрофонда следует повторно обратить особое внимание на повышенное (более 3 мас. %) содержание в исследуемых породах кодинской и устькодинской свиты MgO, что свидетельствует о существенной доле силикатного носителя магния, чаще

175

всего хлорита, но иногда и высокотемпературных Mg-Fe силикатов, то есть служит индикатором основного петрофонда, а также является одним из критериев для диагностики основных туффоидов³³ [Юдович, Кетрис, 2000, 2010]. Дополнительными критериями для распознавания последних служат повышенные величины ФМ (обычно > 0.20-0.25) в сочетании с ТМ (часто > 0.100 для сиаллитов и сиферлитов) и ЖМ (в том числе отнесение к хемотипам и псевдосиферлитов). Также характерно ИХ сиферлитов отнесение к хемотипу псевдогидролизатов. С большей уверенностью можно диагностировать указанные образования при обнаружении характерных положительных корреляций ЖМ-ТМ, ФМ-ТМ или отрицательных ФМ-НКМ, а также ГМ-НКМ. Однако следует подчеркнуть, что эти корреляционные связи могут быть отмечены не только в породах пирогенных, но и петрогенных (не рециклированных) либо породах, содержащих пирокластику. Для туффоидов корреляция между АМ и ГМ может быть нарушена. Для основной/средне-основной пирокластики может быть диагностической величина ЩМ > 1 [Юдович, Кетрис, 2010].

Верхнефранские некарбонатизированные аргиллиты и глинистые алевролиты являются супер- и нормофемичными, нормо-, редко супер- и гипожелезистыми, величина ЩМ, как правило, меньше единицы (см. таблицы 7 и 8). Геохимически значимыми для выборки являются $r(\Phi M-TM) = 0.70$, r(ЖM-TM) = 0.71, $r(\Gamma M-AM) = 0.74$, однако отрицательные корреляции между фемичностью и щелочностью, а также гидролизатностью и щелочностью отсутствуют (r близок к 0). Схожим распределением по классам сиаллитового стандарта обладают фаменские глинистые сиаллиты и псевдосиаллиты, за исключением того, что гипожелезистые разности среди них не встречаются, а нормофемичные пробы преобладают над суперфемичными (см. таблицу 8). Среди корреляционных связей $r(\Phi M-TM) = 0.55$, r(ЖM-TM) = 0.41, $r(\Phi M-HKM) = -0.46$, $r(\Gamma M-AM) = 0.63$ только последняя является значимой.

Кодинские песчаники по валовому химическому составу отвечают нормо- и суперфемичным, супержелезистым, реже нормо- и гипержелезистым подтипам, для которых величина ЩМ, как правило, больше единицы (см. таблицы 7 и 8). Связи $r(\Phi M-TM) = 0.72$, $r(\mathcal{K}M-TM) = 0.60$, $r(\Phi M-HKM) = -0.75$, $r(\Gamma M-HKM) -0.93$, $r(\Gamma M-AM) = 0.96$ достаточно сильны и значимы. Распределение устькодинских песчаников по классам носит примерно тот же характер. Коэффициенты корреляции ввиду малого количества проб нами не вычислялись.

Примечательным является тот факт, что для рассматриваемых пород характерно отнесение к нормотитанистым разностям с содержанием оксида титана в глинистых породах и алевролитах от 0.72 до 1.11 мас. % (среднее 0.93 в кодинских и 0.90 в устькодинских пробах),

³³ "туффоиды суть осадочные или осадочно-метаморфические породы с заметной примесью пирогенного материала. Слово «заметной» означает, что состав туффоидов несет черты аномальности, отличающие его от заведомо осадочных пород" [Юдович, Кетрис, 2000, с. 288]. Под пирогенным или пирокластическим понимается гиало-, лаво- и эксплозивно-кластический, а также эксгалятивный материал.

величиной ТМ 0.040–0.063 (среднее 0.054 и 0.047 соответственно). В песчаниках содержание $TiO_2 = 0.51-1.07$ мас. % (среднее 0.79 и 0.76), величина ТМ изменяется в пределах от 0.039 до 0.078 (в среднем 0.056 и 0.047). Одна проба верхнефранского песчаника (образец 3156-11-2) аттестуется как супертитанистая с содержанием TiO_2 0.95 мас. % и TM = 0.072. Носителем титана в песчаных породах (по крайней мере, верхнефранских) являются не только акцессорные, но и глинистые минералы, о чем свидетельствует (критерий согласно [Юдович и др., 2018]) наличие значимых корреляций $r(TiO_2-SiO_2) = -0.76$, $r(TiO_2-Na_2O) = -0.72$, $r(TiO_2-Al_2O_3) = 0.75$, $r(TiO_2-Fe_2O_3) = 0.82$, $r(TiO_2-P_2O_5) = 0.63$.

Учитывая все указанные выше геохимические особенности, мы предполагаем, что исследуемые образования являются "как минимум" петрогенными и, вероятно, в них есть некоторая доля пирогенной примеси, однако нельзя утверждать, что её достаточно для того, чтобы называть их туфами. В этом случае они, скорее всего, были бы высокотитанистыми либо низкотитанистыми с повышенной щелочностью [Юдович, Кетрис, 2010; Юдович и др., 2018]. На петрогенный генезис (согласно [Шванов, 1987]) указывает и положение фигуративных точек песчаников на диаграмме "кварц–полевые шпаты–обломки пород", где они концентрируются в ее нижней части, и положение составов кодинских и устькодинских пород на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc [McLennan et al., 1993] (рисунок 53а), где они выстраиваются вдоль линии, отвечающей вариации петрофонда. Следовательно, их характеристики могут быть использованы для реконструкций пород–источников сноса.

При рассмотрении граувакк в шлифах можно утверждать, что на палеоводосборах размывались массивы различных пород, в том числе магматических (базальты, андезиты, долериты, риолиты, граниты и пр.), кремневые толщи, а также в разной степени метаморфизованные образования (кварциты, сланцы, серпентиниты). Наличие разнообразного петрофонда, в том числе ультраосновных пород в его составе, можно диагностировать и при интерпретации геохимического состава.

Например, стоит еще раз обратиться к величинам ТМ и содержанию титана в песчаниках, аргиллитах и алевролитах. Они занимают промежуточное положение между таковыми кларковых³⁴ средних и основных пород (и близки, но, как правило, выше, чем кларковые в глинистых породах) и, в случае единичных проб кодинских песчаников – стремятся к таковым кларковых кислых магматических пород (и близки к кларковым в песчаниках). Все перечисленные особенности источников сноса, выявленные при

 $^{^{34}}$ Кларки TiO₂ и TM [Юдович и др., 2018] в основных магматических породах равны 1.24 ± 0.03 мас. % и 0.078 ± 0.002, в средних – соответственно 0.75 ± 0.01 мас. % и 0.046 ± 0.001, кислых – 0.32 ± 0.01 мас. % и 0.024 ± 0.001, глинистых породах – 0.81 ± 0.01 мас. % и 0.050 ± 0.001, в песчаниках – 0.50 ± 0.01 мас. % и 0.050 ± 0.001. При этом применительно к песчаникам Я. Э. Юдович с соавторами [2018] отмечают, что кварцевые разности являются наименее титанистыми (TiO₂ < 0.20 мас. %, величина TM повышена, нередко более 0.100), а граувакки – наиболее титанистыми.



См. условные обозначения к рисунку 52 и пояснения в тексте.

Рисунок 53. Положение фигуративных точек песчаников и аргиллитов на дискриминантных диаграммах, предназначенных для реконструкции петрофонда и тектонических обстановок

интерпретации с использованием содержаний петрогенных оксидов, позволяют предполагать происхождение изучаемых фаменских и франских пород за счет размыва не только

магматических пород основного, но и среднего, а также кислого состава. Казалось бы, что при использовании диаграммы F_1 – F_2 [Roser, Korsch, 1988] можно дополнить эти выводы – большинство фигуративных точек глинистых пород и алевролитов (в отличие от песчаников) попадает в поле, характерное для отложений, сформировавшихся за счет размыва на палеоводосборах богатых кварцем осадочных образований (рисунок 536). Однако согласно новейшей сводке [Verma, 2020], смещение фигуративных точек в случае основного петрофонда в поле осадочных образований является вполне типичным, а сама диаграмма весьма неточной.

Использование концентраций редких и рассеянных элементов (таблица 9 и приложение Γ) в качестве инструмента для реконструкций петрофонда также указывает на неоднородный состав петрофонда: на треугольной диаграмме V–Ni–Th × 10 [Bracciali et al., 2007] точки составов находятся между полями основных и кислых пород, ближе к первому из них, при этом некоторые из фигуративных точек смещены в сторону поля ультраосновных пород (рисунок 53в). Схожую картину (рисунок 53г) можно наблюдать на диаграмме Th/Sc–Cr/Th [Condie, Wronkiewicz, 1990]. О наличии некоторого вклада ультраосновных пород в петрофонд могут свидетельствовать и особенности спектра редких и рассеянных элементов при нормировании их содержаний на некоторые референтные геохимические объекты (рисунок 54).

В частности, при нормировании составов аргиллитов и алевролитов на PAAS ([Тейлор, МакЛеннан, 1988] с поправками для РЗЭ [McLennan et al., 1989]), а песчаников – на UCC [Rudnick, Gao, 2014], породы обогащены V, Sc, Cr, Co и Ni, особенно Co и Ni, – элементами, характерными для основных и ультраосновных (Cr, Co и Ni) пород [Интерпретация..., 2001; Юдович, Кетрис, 2011], тогда как другие элементы, типичные для кислого и щелочного петрофонда содержатся в меньших количествах. Исключение составляет Sr/Srucc в песчаниках. Кодинские песчаники обладают значимыми $r(Sr-MgO, Na_2O, Li, Cr, Co, V) = 0.54..0.74$, что может указывать на обогащение Sr ПШ, а также обломков основных магматических пород, которые впоследствии были хлоритизированы, то есть в данном случае он характерен для основного петрофонда.

Особенности спектров РЗЭ, нормированных по хондриту, в частности соотношения (La/Yb)_N и (Gd/Yb)_N, также позволяют реконструировать источники сноса путем сравнения этих величин с таковыми предполагаемых материнских пород (см., например, [Yang et al., 1998]) либо, что более актуально для настоящей работы, – с некоторыми референтными объектами, например, приведенными в сводке [Condie, 1993].

Сильнее всего заметна дифференциация РЗЭ для кислых плутонических пород – средних составов гранитов и пород ассоциации тоналит–трондьемит–гранит (ТТГ). Наиболее крутым углом наклона отличаются архейские ассоциация ТТГ ((La/Yb)_N = 20.3) и гранит, ((La/Yb)_N =

Элементии	Аргиллиты и глин	истые алевролиты	Песч	аники			GLOSS-	
отношения	D3kd	D3uk	D3kd	D3uk	PAAS	UCC	II	
Sr	20.1-286.3 (110.4)	50.2-262.1 (103.4)	112.0-448.9 (228.5)	149.3–195.1 (171.4)	200.0	84.0	302.0	
Li	11.9–123.3 (50.5)	10.2-21.9(15.5)	10.0-67.5 (21.5)	14.2–15.9 (15.3)	75.0	24.0	44.8	
Cs	1.6-8.5 (4.9)	2.6-8.3 (5.2)	0.6-4.9 (2.0)	1.4-4.7 (2.9)	15.0	4.9	4.9	
Rb	4.2-162.8 (65.7)	22.0-101.7 (62.7)	11.1-64.2 (29.9)	19.9-57.8 (35.1)	160.0	84.0	83.7	
Ba	90 3-632 7 (281 1)	1380-4890(2884)	89 4-532 3 (210 0)	197 5-336 8 (265 2)	650.0	628.0	786.0	
Th	27-116(65)	14-104(54)	36-70(53)	52-62(59)	14.6	10.5	8 1	
IJ	16-49(27)	2 3-3 8 (2 8)	16-30(21)	23-30(26)	3.1	2 7	1.7	
Zr	64.6-196.8 (125.9)	93.8-156.2 (117.7)	64.2-125.9 (93.1)	80.2-104.0 (88.8)	210.0	193.0	129.0	
Hf	1.7-5.5 (3.7)	2.7-4.0 (3.4)	1.7-3.7 (2.4)	2.3-3.1 (2.6)	5.0	5.3	3.4	
Y	34-295(163)	1 5-14 5 (9 6)	9.0-22.2(15.7)	9.0-10.0 (9.6)	27.0	21.0	33.3	
Nh	4 4-14 6 (9 1)	5 6-10 5 (8 0)	52-99(72)	62-72(67)	19.0	12.0	94	
V	76 3_279 9 (172 9)	107 9-176 2 (153 3)	80 4-206 4 (134 9)	1377 - 1499(1458)	150.0	97.0	116.0	
Sc	70-415(226)	15 6-27 3 (21 1)	10.4_26.1 (16.9)	15 9-21 0 (17 9)	16.0	14.0	15.0	
Cr	91 7_519 7 (211 6)	$67.3_{27.0}(21.1)$	120.7-599.8(324.0)	201.4-218.8(208.8)	110.0	92.0	68.8	
Co	7 2 57 1 (31 5)	135200(130.7)	210.355(201)	201.7 - 210.0 (200.0)	23.0	17.3	26.0	
Ni	78 9 345 7 (201 6)	13.3-29.2(21.2) 64 A 174 7 (133.1)	21.9-35.5 (29.1) 85.8, 260.5 (215.2)	25.7 - 28.1 (27.3) 151 8 188 7 (172.3)	23.0 55.0	47.0	73.0	
La	78.3–343.7 (201.0) 3 85 31 45 (16 44)	1.80, 21.57, (13.45)	14.62, 24.82 (18.23)	151.6 - 166.7 (172.3) 15.62 21 10 (17.81)	38.20	31.00	73.0 20.10	
La	3.83 - 31.43 (10.44) 0.17 68 24 (26.02)	1.80-21.37(13.43)	14.02-24.02(10.23)	13.02-21.10(17.81)	70.60	62.00	29.10 57.60	
Dr.	9.17 - 08.24 (30.03)	4.27 - 40.08(28.97)	2.68 6.55 (4.57)	33.41 - 43.97 (38.80)	/9.00 8.92	7 10	7 15	
ri Nd	5 22 22 65 (17.06)	0.55 = 5.55 (5.58)	3.06-0.33(4.57)	3.72 - 3.41 (4.54) 12.62 18.77 (16.10)	0.0 <i>3</i>	27.00	7.15	
ING See	5.22-52.05 (17.90) 1 14 7 27 (2.82)	2.10-20.07 (12.23)	15.03 - 20.03(10.83)	13.02 - 18.77(10.19)	55.90	27.00	27.00	
Sm	1.14 - 7.27(3.83)	0.49 - 3.73(2.41)	2.00-3.44 (3.44)	2.08 - 3.51(3.17)	5.55	4.70	0.00	
Eu	0.29 - 2.05(1.04)	0.15-0.92 (0.60)	0.81 - 1.00(0.99)	0.79 - 1.02(0.92)	1.08	1.00	5.01	
Ga	1.12 - 7.25(3.79)	0.44-3.12 (2.06)	2.45-5.09 (3.25)	2.41 - 3.07(2.72)	4.66	4.00	5.81	
16	0.16-0.98 (0.53)	0.07 - 0.47(0.33)	0.38-0.67 (0.48)	0.36-0.43 (0.39)	0.//	0.70	0.92	
Dy	1.06-5.38 (3.27)	0.41-2.72 (1.91)	1.9/-4.19 (2.69)	1.89-2.04 (1.96)	4.68	3.90	5.43	
Но	0.24-1.08 (0.67)	0.09-0.65 (0.44)	0.41-0.82 (0.58)	0.41 - 0.43 (0.42)	0.99	0.83	1.10	
Er	0.77–3.26 (2.01)	0.26–1.85 (1.26)	1.08-2.46(1.60)	1.08–1.19 (1.13)	2.85	2.30	3.09	
Tm	0.12-0.47 (0.29)	0.05–0.31 (0.21)	0.16-0.35 (0.25)	0.16-0.20 (0.18)	0.41	0.30	-	
Yb	0.85–3.12 (1.98)	0.30–1.95 (1.30)	1.01–2.24 (1.50)	0.98–1.22 (1.07)	2.82	2.00	3.01	
Lu	0.13-0.48 (0.30)	0.05-0.34 (0.22)	0.17-0.32 (0.24)	0.17-0.20 (0.18)	0.43	0.31	0.46	
∑РЗЭ	25.89–165.14 (92.65)	11.03–106.74 (68.76)	(94.15)	(89.47)	184.77	148.14	148.64	
(La/Yb) _N	2.78-9.06 (5.38)	4.03–10.66 (6.73)	6.02–11.15 (8.45)	8.65–14.51 (11.44)	9.15	10.47	6.53	
$(Gd/Yb)_N$	1.00–2.73 (1.52)	1.10–1.54 (1.30)	1.51-2.15 (1.78)	1.60-2.53 (2.10)	1.34	1.62	1.56	
Eu/Eu*	0.76-0.92 (0.84)	0.69–1.00 (0.85)	0.83-0.98 (0.91)	0.95-0.96 (0.95)	0.66	0.65	0.70	
Ce/Ce*	0.80-1.06 (0.98)	0.98-1.04 (1.01)	0.96-1.05 (1.01)	1.00-1.03 (1.01)	1.02	0.99	0.94	
Yb/Sm	0.30-0.80 (0.55)	0.43-0.75 (0.55)	0.31-0.51 (0.44)	0.28-0.46 (0.35)	0.51	0.43	0.50	
La/Sm	2.71-5.77 (4.21)	3.25-7.66 (5.32)	4.18-6.28 (5.36)	5.05-6.01 (5.63)	6.88	6.60	4.85	
Cr/Th	14.08–95.06 (36.15)	10.00–129.14 (38.18)	17.76–154.26 (65.31)	32.33-39.86 (35.79)	7.53	8.76	8.49	
Zr/Sc	4.19–12.09 (6.14)	3.44-7.89 (5.69)	4.58-7.06 (5.57)	4.94-5.03 (4.98)	13.13	13.79	8.60	
Th/Sc	0.20-0.85 (0.31)	0.09-0.43 (0.26)	0.19-0.41 (0.32)	0.25-0.39 (0.34)	0.91	0.75	0.54	
Примечание. З	начения компонентов	приведены в виде: ми	нимальное значение-	максимальное (среднее	e). PAAS t	приведен п	ю [Тейлор,	
МакЛеннан, 19	988] с поправками для	P33 [McLennan et al.	, 1989], UCC – [Rudni	ick, Gao, 2014], GLOS	S-II – [Pla	nk, 2014].	Прочерк –	
данные отсутс	твуют. Еи/Еи* = Еи	$_{\rm s}/({ m Sm}_{ m N}~ imes~{ m Gd}_{ m N})^{1/2}$ [Тей	лор, МакЛеннан, 198	8], Ce/Ce* = Ce _N /(La	$_{\rm N}$ × Pr _N) ^{1/2}	² , где N	обозначает	
нормированны	е по хондриту значен	ия. GLOSS – глобал	ьный комплекс субду	цируемых осадков. Ү	b/Sm и La	a/Sm вычи	исляются с	
использование	м ненормированных зн	ачений [Plank, Langmu	ir, 1998]					

Таблица 9. Содержание редких и рассеянных элементов (г/т) и некоторые индикаторные отношения для исследуемых верхнедевонских пород и используемых эталонов


а – глинистые породы и алевролиты; б – песчаники, средние значения; в, г – вариация состава РЗЭ для аргиллитов, глинистых алевролитов (в) и песчаников (г). Элементы, характерные для различных магматических образований, приведены по [Интерпретация..., 2001; Юдович, Кетрис, 2011].

Рисунок 54. Особенности распределения редких и рассеянных элементов, в том числе РЗЭ, в аргиллитах, глинистых алевролитах и песчаниках кодинской и устькодинской свит

= 16.9³⁵) в протерозойских разностях эти величины соответственно равны 11.7 и 9.3, в фанерозойских – 9.9 и 8.4. Соотношение (Gd/Yb)_N = 1.9–2.4, максимум наблюдается в

³⁵ Для единообразия все величины нормированы по хондриту [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

архейской ассоциации ТТГ. Заметно более пологие углы наклона характерны для средних составов базальтов: $(La/Yb)_N$ изменяется от 1.5 для позднеархейских и 2.2 для раннеархейских базальтов до 3.1 в протерозойских и палеозойских образованиях. Несколько выше это соотношение в архейских (3.5), протерозойских (6.5–7.6) и палеозойских (6.9) средних составах кислых вулканических породах. И для базальтов и для кислых пород угол наклона кривой в области тяжелых РЗЭ является весьма пологим ((Gd/Yb)_N = 1.1–1.3). Средние составы андезитов обладают значениями (La/Yb)_N близкими к средним составам кислых пород, при этом (La/Yb)_N = 8.2–8.4 для раннепротерозойских и раннеархейских и палеозойских средних составов андезитов можно отметить, что от одного состава к другому угол наклона кривой постепенно выполаживается, величина (La/Yb)_N уменьшается от 6.8 до 6.4 и 6.1. Андезиты отличаются от кислых пород более высокими значениями (Gd/Yb)_N = 1.8–2.1. Низкие величины (La/Yb)_N = 0.4, (Gd/Yb)_N = 0.9 характерны для среднего состава архейского коматиита.

Вариации (La/Yb)_N и (Gd/Yb)_N для исследуемых пород приведены в таблице 9, спектры P3Э – на частях в и г рисунка 54. При сопоставлении с референтными объектами кодинские аргиллиты и глинистые алевролиты демонстрируют значения, характерные как для базальтов, так и для андезитов, а также кислых пород, в том числе гранитов. Устькодинские аргиллиты и глинистые алевролиты по этим величинам более близки к базальтам и кислым породам, нежели к андезитам. Кодинские и устькодинские песчаники в среднем обладают более высокими значениями (La/Yb)_N и (Gd/Yb)_N, чем глинистые породы и алевролиты, и, соответственно псаммитолиты ближе к андезитам и гранитам, а некоторые – к породам ТТГ. Следует подчеркнуть, что в целом фаменские спектры сильнее наклонены относительно франских (см. таблицу 9, рисунок 54в, г).

При интерпретации геохимических данных неоднородный состав петрофонда не позволяет уверенно предполагать тип источника сноса (будь то энсиматические или энсиалические дуги либо континентальная кора) и связывать формирование кодинской и устькодинской свит с теми или иными тектоническими обстановками. Например, на дискриминантных диграммах [Verma, Armstrong-Altrin, 2016], предназначенных для разделения пассивных и активных тектонических обстановок (рисунок 53д, е), при использовании только содержаний петрогенных оксидов (DF_{(A-P)M}) фигуративные точки песчаников попадают в поле активных тектонических обстановок, тогда как при учете редких элементов (DF_{(A-P)MT}) они попадают в оба поля. При этом они (точки) находятся в пределах доверительного интервала. Схожим образом, но на обеих диграммах (см. рисунок 53д, е), ведут себя составы аргиллитов и глинистых алевролитов. На диаграмме Yb/Sm–La/Sm (рисунок 53ж), использованной в работе [Plank, Langmuir, 1998] для диагностики обломочного материала, образовавшегося за счет

размыва островной дуги или континентальной коры, большинство фигуративных точек изучаемых пород выстраивается вдоль линии тренда, характеризующей островную дугу, и только некоторые из франских и фаменских песчаников и фаменских аргиллитов и алевролитов попадают либо близки к полю континентальной кластики.

Порядка трети составов кодинских глинистых пород и алевролитов, значительно отклоняются от линии тренда ближе к оси Yb/Sm, что может свидетельствовать о длительном контакте осадков с морской водой и, как следствие, накоплении в них органического апатита и оксигидроксидов железа и марганца [Plank, Langmuir, 1998 и ссылки там]. На наличие апатита в кодинских глинистых породах указывают статистически значимые корреляции $r(P_2O_5-CaO) =$ $= 0.43, r(P_2O_5-Sr) = 0.42, r(P_2O_5-Y) = 0.44, r(P_2O_5-La, Ce, Pr, Nd) = 0.40-0.51,$ $r(P_2O_5-Sm, Eu, Gd, Tb) = 0.57-0.59$, $r(P_2O_5-Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) = 0.33-0.50$. На наличие оксигидроксидов может указывать корреляция $r(Fe_2O_3 - MnO) = 0.53$, $r(Fe_2O_3 - Al_2O_3) = -0.71$, однако уверенно сказать, что они образовались на стадии седиментогенеза, а не в процессе современного выветривания, нельзя, так как известно, что породы в некоторой степени выветрелы (см. раздел 5.2). Редкие фигуративные точки кодинских и устькодинских аргиллитов и глинистых алевролитов отклоняются от линии тренда вулканокластических образований вверх, и попадают в поле гидротермальных отложений, в качестве диагностического критерия для которых в исследовании Т. Плэнка и Ч.Г. Лэнмюиа [Plank, Langmuir, 1998] также отмечается глубокая отрицательная цериевая аномалия при нормировании по хондриту. Однако таковой эти пробы не обладают, для них величина Ce/Ce* = 0.94-1.00.

При сравнении с реально существующими геологическими объектами пестрый состав литокластов можно объяснить накоплением кодинской и устькодинской свит в отличающихся друг от друга геодинамических обстановках. Например, в работе [Смирнов и др., 2003; Смирнов, Коровко, 2007] предполагается их образование за счет размыва зрелых островодужных построек. В рассматриваемом районе они представлены маминским вулканогенным комплексом. Другой известный вариант – разрушение комплексов активной континентальной окраины [Государственная..., 2011].

Несмотря на то, что по валовому химическому составу образования кодинской и устькодинскй свит несколько похожи на основные и средние породы (рисунок 55а, б) локальных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ островодужного генезиса, они имеют иной источник сноса. На разный петрофонд указывают, например, повышенные концентрации в терригенных толщах относительно одновозрастных аналогов (мосинской толщи, см. средние значения содержания элементов в [Государственная..., 2011, стр. 260 и 263]) Ni и Cr (на порядок), Co, V и пониженные величины Sr, Ba. В дополнение, кодинские и устькодинские псаммитолиты отличаются обогащением Sr, V, Cr, Co, Ni и обеднением Cs, Rb,

Ва, Th, Zr, Hf относительно UCC, то есть не похожи на GLOSS-II (см. рисунок 556). Тогда как граувакки, возникшие за счет разрушения ОД, имеют спектры редких и рассеянных элементов близкие к GLOSS (см. например [Зайнуллин, 2018]), и соответственно, к весьма похожему на него GLOSS-II, который, в свою очередь, отличается от UCC обогащением Ba, P3Э, Li, V, Co, Ni и обеднением Th, U, Nb, Zr, Hf, Cr [Plank, 2014].



Рисунок 55. Сопоставление некоторых геохимических особенностей песчаников кодинской и устькодинской свит с некоторыми геологическими объектами

В Режевской подзоне Алапаевско-Теченской зоны существует локальный пример толщ, формировавшихся в пределах активной континентальной окраины, в том числе за счет дезинтеграции слагавших её блоков (согласно [Государственная..., 2011] – это кондихинская и восточносафьяновская толщи (см. [Коровко и др., 2007; Смирнов, Коровко, 2007], а также раздел 1.4). В строении этих толщ участвуют кремневые, основные и средние магматические породы, пронизанные дайками, в том числе кислых пород. В составе вулканогенно-осадочных пород относительно глубоководных образований верхнекондихинской подтолщи преобладают порфировые разности базальтоидов, андезитов и дацитов, но также встречаются литокласты известняков, кремневых и глинистых пород, метасоматитов и серпентинитов [Коровко и др., 2007; Смирнов, Коровко, 2007]. Нетрудно заметить, что исследуемые нами кодинские и устькодинские песчаники сложены схожим набором разнообразных литокластов.

Следует также отметить, что песчаники, практически не отличающиеся по набору ОП от устькодинских псаммитолитов, обнажаются кодинских и на территории Западно-Магнитогорской зоны и слагают западный тип разреза зилаирской серии [Мизенс, 2002]. Предполагается, что основным источником обломочного материала для него было поднятие Уралтау, в пределах которого размывались комплексы метаморфических и вулканических пород (кислого и основного/среднего состава). Согласно представлениями Г. А. Мизенса [2002] поднятие Уралтау представляло структуру, возникшую за счет столкновения Ирендыкской дуги с микроконтинентом Уралтау. Согласно несколько иной точке зрения [Пучков, 2010], которую мы кратко описали в разделе 1.1 кордильера Уралтау поднялась над уровнем моря перед Магнитогорской островной дуги в позднефранское время совместно с аккреционным комплексом в ходе аккреции островодужных комплексов к окраине Восточно-Европейского континента. Вне зависимости от генезиса, здесь для нас важно одно уточнение – по сути это поднятие сложено композитной корой, состоящей из массивов различных пород.

Ранее из западного типа разреза зилаирской серии для сравнения нами были выбраны породы верхнего и нижнего горизонтов верхнефранской нижней подсвиты биягодинской свиты (центральная часть Западно-Магнитогорской зоны, ранее карантауская свита, в работе Г. А. Смирнова с соавторами [1974] – аналог кодинской свиты) и показано их сходство по петрографическому составу, петро- и собственно геохимическим характеристикам с рассматриваемыми в настоящей работе образованиями (см. рисунки 50, 55в, г и [Мельничук, Фазлиахметов, 2017]). В особенности это актуально для песчаников верхнего горизонта $(D_3bg_1^2)$, которые (1) также являются псевдосиаллитами, (2) занимают близкое положение на базовых модульных диаграммах, например, НКМ–ГМ, (3) имеют схожие спектры распределения редких и рассеянных элементов, нормированных на UCC – обогащены V, Sc, Cr, Co, Ni и обеднены Th, U, Zr, Hf и некоторыми другими элементами. Впрочем, этот факт можно рассматривать только в качестве ещё одного косвенного доказательства образования кодинской и устькодинской свит за счет размыва петрофонда, в составе которого была композитная кора.

Таким образом, учитывая особенности минерального и химического состава аргиллитов, глинистых алевролитов и песчаников, а также территориальную и возрастную близость изучаемых свит можно предполагать для них единый источник сноса (и единый бассейн

185

седиментации?). Наиболее вероятным в роли последнего, основываясь на изложенных выше сходствах и различиях пород с другими референтными геологическими объектами, мы считаем блоки композитной коры – на эрозионный срез были выведены островодужные и спрединговые комплексы, а также континентальная кора. Эти данные могут рассматриваться как аргумент в пользу начала аккреционного процесса на Среднем Урале в конце франского века. Ранее мы упоминали, что временем его начала считается гранциа F/F. Однако радиологические датировки аккреционных метаморфических событий имеют достаточно значительный диапазон аналитической погрешности, в который попадают и поздний фран, и ранний фамен (см. [Петров и др., 2008]). Скорее всего, этот процесс был не одновременным на всем протяжении Уральской части окраины Восточно-Европейского континента, в её южной и северной частях он мог начаться несколько раньше или позже.

Более-менее достоверно предположить, что представлял из себя верхнефранский и фаменский бассейн седиментации кодинской и устькодинской свит достаточно сложно. Ясно, что он находился не в окрестностях действующих вулканических очагов (либо они уже потухли или были активны весьма слабо), а на некотором удалении от них, но в пределах формирующейся аккреционной окраины Восточно-Европейского континента. Вероятно, он представлял собой окраинное море, о чем может свидетельствовать распространение экстрабассейновых гиперпикнитов в отдельных интервалах франской части разреза. В частности, при падении уровня моря во время накопления толщи VII, бассейн становился полуизолированным (изолированным?), что могло способствовать накоплению и сохранению указанного генотипа. Например, в работе [Steel et al., 2018] авторы отмечают задуговые и рифтовые бассейны совместно с краевыми прогибами как наиболее благоприятные для сохранения гиперпикнальных отложений ввиду лучшей защиты в них шельфовых обстановок от воздействия штормов.

Примечательно, что кодинские и устькодинские образования вмещают дайки схожие по геохимическим характеристикам с визейскими дайками из разрезов более молодой вулканогенной бекленищевской свиты (см. раздел 1.1 и [Мельничук, Волчек, 2018]), накапливавшейся в тыловодужной области активной континентальной окраины (согласно представлениям [Петров, 2010, 2013; Мизенс, 2012]. Окончательную ясность в отношении геодинамической позиции седиментационного бассейна, в котором накапливались кодинская и устькодинская свиты, на наш взгляд, могли бы внести прецизионные исследования минералов тяжелой фракции, в частности цирконов, однако таковые пока отсутствуют.

Климат на палеоводосборах скорее всего был гумидным (CIA > 70), при этом в кодинское время выветривание было как несколько более, так и менее интенсивным – верхнефранские глинистые породы и алевролиты демонстрируют величины CIA равные 67–83

при среднем 77 \pm 3, тогда как для для фаменских разностей характерны величины индекса CIA от 70 до 77 при среднем 74 \pm 2. При этом можно предполагать, что CIA в данном случае отражает именно изменение интенсивности выветривания, а не влияние состава петрофонда, так как значимые (как отрицательные, так и положительные) корреляционные связи между ним и индикаторными соотношениями, отражающими состав пород–источников сноса (La/Sc, Th/Sc, Th/Cr³⁶), отсутствуют – r(CIA–La/Sc, Th/Sc, Th/Cr) для обеих выборок близки к 0. В дополнение, в тех немногочисленных образцах аргиллитов и алевролитов, что были изучены нами, не обнаружено признаков К-метасоматоза, в связи с чем вводить поправки, предложенные [Fedo et al., 1995] нет необходимости.

5.5. Геохимические индикаторы окислительно-восстановительных обстановок и палеосолености

Первое, что обращает на себя внимание при восстановлении условий седиментации с использованием индикаторов, обозначенных нами в главе 2, – низкие либо близкие к PAAS концентрации Мо и U в исследуемых верхнедевонских тонкозернистых породах и, соответственно, величины коэффициентов обогащения близкие к 1 либо меньше (таблица 10, приложение Д и рисунок 56). Наиболее актуально это для Мо_{EF}, который только для двух проб устькодинской свиты из разреза на левом берегу р. Исеть равен 1.28 и 1.38 (см. рисунок 56а), тогда как величины U_{EF} > 1 встречаются несколько чаще. В частности, величины U_{EF} = 1.67-1.70 характерны для толщи III кодинской свиты, в особенности для дистальной части сублиторали (блок A), вследствие чего фигуративные точки этих проб наиболее значительно отклоняются вправо (рисунок 56б) от скопления, которое формируют другие пробы на диаграмме U_{EF}–Mo_{EF} [Algeo, Tribovillard, 2009; Tribovillard et al., 2012].

Если подходить к изучаемым объектам с использованием формальных критериев, то следует считать накопление отложений вне зависимости от фациальной принадлежности в придонных обстановках с присутствием кислорода (оксидных и дис/гипоксидных). Однако нам известно (см. раздел 5.4), что при седиментации рассматриваемых свит среди продуктов разрушения петрофонда бо́льшую роль играли основные и средние магматические породы, и, следовательно, можно предполагать, что обогащение осадка U в действительности было более значительным³⁷, и, вполне возможно, во время формирования отложений, ныне слагающих блок А толщи III кодинской свиты обстановки были субоксидными. Понижение уровня

³⁶ Данный критерий успешно использован, например, в [Подковыров и др., 2011].

³⁷ Например, средние концентрации U в палеозойских базальтах и андезитах равны соответственно 1.5 и 2 г/т [Condie, 1993], что при сопоставимых с глинистыми породами содержаниями Al₂O₃, ведет к вычислению, на наш взгляд, заведомо более низких коэффициентов обогащения при сравнении с PAAS (U = 3.1 г/т) для глинистых пород, образовавшися за счет их разрушения. К сожалению, для Мо такие величины отсутствуют, однако можно полагать, что они будут сопоставимы (см. [Григорьев, 2009]) с PAAS. Также сравнить концентрации Мо в

Элемент	Кодинская свита		Устькодинская свита	
(г/т),	Разрезы по	Карьеры в районе	Обнажение на левом	Карьер у
коэффициент	берегам р. Исеть	д. Черемхово	берегу р. Исеть	Кодинского лога
Мо	0.18-0.73 (0.39)	0.33	0.24–1.37 (0.77)	0.30-0.51 (0.42)
U	1.48-4.87 (2.7)	2.47	2.45-3.85 (3.11)	2.53-2.68 (2.61)
Mo _{EF}	0.20-0.82 (0.43)	0.28	0.22–1.38 (0.76)	0.31-0.52 (0.43)
U_{EF}	0.51–1.70 (0.96)	0.68	0.81–1.24 (0.98)	0.82–0.91 (0.88)
В	19–89 (46)	14	13–32 (25)	16–25 (20)
Ga	14–31 (23)	14	22–28 (26)	23–24 (24)
B/Ga	1.2–2.9 (2.0)	1.0	0.7–1.1 (0.8)	0.6–1.2 (0.9)

Таблица 10. Концентрации Мо, U, B, Ga, величины коэффициентов в исследуемых аргиллитах и глинистых мелкозернистых алевролитах

кислорода в придонном слое воды с увеличением глубины представляется вполне естественным. В то же время, это явление может быть связано и с Кельвассеровским событием (отложения имеют "подходящий" возраст, см. раздел 1.1). Вероятно, необходимы изотопные исследования пород кодинской свиты с целью обнаружения экскурсов δ¹³С.

В дополнение возникает вопрос, почему верхнефранские фации дистальной части продельты, фаменские проксимальной и медиальной части глубоководного конуса выноса не отличаются такими характеристиками (повышенными U_{EF}). Здесь можно обратиться к примерам, описанным А. Кайло с соавторами [Caillaud et al., 2020 и ссылки в ней]. В частности, раннеаптские глубоководные отложения ими рассматриваются полуизолированного Воконтийского бассейна (ЮВ Франции), накопление которых происходило в бескислородных условиях, но при этом они имеют геохимические характеристики типичные для кислородных (проксимальные и медиальные) и субоксических обстановок (дистальные фации). Анализируя состав биомаркеров, указанные авторы объясняют данную ситуацию тем, что мутьевые потоки и образованные ими турбидиты "проветривали" морское дно, окисляя воды и подстилающие осадки, в том числе органическое вещество в них, во время седиментации и в процессе диагенеза. Такими свойствами могут обладать и экстрабассейновые гиперпикнальные потоки и гиперпикниты (см., например, [Algeo, Li, 2020]).

Иными словами, гиперпикнальные потоки и турбидиты/гиперпикниты способны изменять редокс-статус системы "осадок-придонный слой воды" и, следовательно, геохимические характеристики интервалов, вмещающих такие отложения, необходимо использовать с осторожностью при реконструкции гидрофаций. Следовательно, достаточно

отложениях субаквальной части дельты и мелководно-морской равнины с таковыми в континентальных одновозрастных аналогах не представляется возможным, так как они не обнажены.



а – распределение значений по разрезу на р. Исеть (губинский и шамейский горизонты), в Кодинском карьере (чепчуговский горизонт). ПГ и МГ – проксимальные и медиальные зоны глубоководного конуса выноса, остальные сокращения см. рисунок 38. Номера проб написаны слева и справа от точек. Черный пунктир – границы задернованных интервалов, красный – тектонические нарушения. б и в – положение фигуративных точек верхнефранских и фаменских аргиллитов и глинистых мелкозернистых алевролитов на диаграммах U_{EF}–Mo_{EF} (б) и Ga–B (в). Черный пунктир на части (в) рисунка – примерные, скорректированные для рассматриваемого бассейна, границы обстановок. Серые точки – пробы, отобранные в окрестностях д. Черемхово (предположительно губинский горизонт). Поля (б) по [Algeo, Tribovillard, 2009; Tribovillard et al., 2012]: серое – бассейны со свободным водообменом, обстановки: 1 – обогащенные кислородом и дис/гипоксидные, 2 – субоксические,
3 – аноксические и 4 – эвксинные; темно-серое – бассейны со слабо ограниченным водообменом. Стрелка, ведущая к темно-серому полю от обогащенных кислородом и дизоксидных обстановок, – тренд, позволяющий предполагать обогащение осадка Мо, связанное в основном с наличием частиц Mn-Fe-оксигидроксидов в толще воды и меняющейся глубиной хемоклина. MB – соотношение Мо/U в морской воде. Также см. пояснения в тексте. Рисунок 56. Некоторые геохимические индикаторы палеосолености и палеоредокса и их изменение в исследуемых разрезах

уверенно можно говорить только о том, что в проксимальной (СА1, низ толщи I, СА8, средняя часть толщи IV, и литотип П56, карьеры в районе с. Черемхово) части мелководно-морской

189

равнины обстановки были оксидными, а распределение фауны в них скорее контролировалось количеством взвешенного в воде материала и изменением солености, чем какими-либо иными факторами. И то, и другое, на наш взгляд, для кодинской свиты связано с активностью речной системы. Об этом может свидетельствовать неплохая сходимость результатов фациального анализа с распределением по разрезу концентраций В³⁸ и, соответственно, величин В/Ga.

По содержанию Ga выборку можно разделить на две части (рисунок 57), при этом обогащение глинистых пород Ga, по всей видимости, имеет афациальную природу и не связано с усилением либо ослаблением речной активности (главный источник Ga в морской воде). Тем не менее, сравнение коэффициентов B/Ga в пределах интервалов с близкими концентрациями Ga вполне возможно с учетом, что B/Ga, как и другие показатели, используемые для реконструкции гидрофаций, нуждается в корректировке – несколько различные концентрации B и значения B/Ga характеризуют различные обстановки (см. рисунок 57).





выборке

Во-первых, во время накопления фаций фронтальной части дельты и продельты соленость исследуемого участка бассейна понижалась, в том числе за счет экстрабассейновых

³⁸ Мы предполагаем, что правомерно использовать концентрации бора в глинистых породах кодинской и устькодинской свиты, так как они определены для отмученной глинистой суспензии (см. радел 2.2) и ранее нами было показано, что в их составе преобладает иллит модификации 1М, а климат и источники сноса оставались относительно постоянными в позднефранское и фаменское время (см. предыдущие разделы главы 5). Иными словами, критерии, предложенные в [Юдович, Кетрис, 2011] удовлетворены.

гиперпикнальных потоков (пример – литотип П56, проба 3156-7-3). Применительно к последним подобное описано, например, в работе [Yang et al., 2018]. Для пресноводных обстановок в обоих интервалах характерны весьма низкие, как правило, менее 40–45 г/т концентрации В и B/Ga < 2.1. Только в разрезе толщи II B/Ga больше 2.5, что позволяет интерпретировать обстановки не как пресноводные, а как опресненные/солоноватоводные.

Во-вторых, во время накопления слоевых ассоциаций, определяемых нами как образовавшиеся в нормально-морских условиях, эпизодически происходило опреснение, что подтверждается не только результатами фациального анализа, но и геохимическими характеристиками проб, отобранных из тех частей СА, где глинистые породы перекрываются относительно мошными песчаниками, и/или В которых отсутствует бентосная фауна/присутствуют только пелециподы. Они (характеристики) схожи с таковыми пресноводных и опресненных пачек. Для медиальной части сублиторали (толща V) низкие значения позволяют предполагать понижение солености, причиной которого, на наш взгляд, является поступление пресной воды с экстрабассейновыми гиперпикнальными потоками, нередко возникающими во время сильных наводнений на континенте в процессе шторма. Были опреснены и фации приливно-отливной равнины из карьера в д. Черемхово.

В-третьих, нельзя исключать, что фаменские образования являются относительно глубоководными (незначительно глубоководными) и в процессе формирования конусов выноса материал поставлялся дельтой(ами?) существовашей вблизи бровки шельфа, так как устькодинские аргиллиты и глинистые алевролиты своими особенностями похожи на таковые, накапливавшиеся в пресноводных обстановках.

Следует подчеркнуть, что тренд, в который выстраиваются точки глинистых пород кодинской и устькодинской свиты на диаграмме U_{EF}–Mo_{EF} (рисунок 56) не позволяет уверенно определить был ли бассейн, в котором накапливались эти отложения, изолирован/полуизолирован или свободно сообщался с более крупной акваторией.

5.6. Постседиментационные изменения

Предваряя стадиальные реконструкции следует подчеркнуть, что ряд комонентов в песчаниках не может быть использован в качестве минералов-индикаторов стадий литогенеза. К их числу, например, относятся, в разной степени серицитизированные ПШ, а также в разной степени преобразованные чешуйки биотита, слюда политипа 2M₁. Их наличие, вероятно, является не только результатом катагенетических и иных изменений пород, но и присутствия в петрофонде метаморфически и, может быть, метагенетически (?), измененных пород, а также, в случае со слюдой политипа 2M₁ – гранитов [Япаскурт, 2008; Япаскурт, Карпова, 2016]. Не совсем однозначна и природа каолинита, который в песчаниках, аргиллитах и алевролитах

диагностируется только прецизионными методами. Она может быть связана и с прогрессивными, и с регрессивными литогенетическими процессами [Япаскурт, Карпова, 2016].

5.6.1. Прогрессивные литогенетические преобразования

Диагенез. При рассмотрении кодинской и устькодинской свит, вероятно, необходимо говорить о субаквальных окислительно-восстановительном и восстановительно-окислительном типах диагенеза по [Логвиненко, 1980]. Первый в целом характерен для морских отложений с низким содержанием OB, второй – возникает в тех случаях, когда нормальный ход восстановительного морского диагенеза нарушается размывом осадка и перемывом турбидными (*u, следовательно, любыми гиперпикнальными – О. Ю.*) потоками.

Можно предполагать, что на начальной стадии литогенеза среди глинистых минералов в песчаных и глинистых отложениях преобладал смектит, который уже здесь, а также в ходе седиментогенеза, начал трансформироваться в ССО ряда иллит–смектит, а в цементе песчаников – не только в такие образования, но и ряда хлорит–смектит. В процессе диагенеза либо несколько позже, в условиях раннего катагенеза [Япаскурт, 2008] в песчаных осадках либо слабоуплотненных песчаниках вокруг зёрен развивались хлоритовые каемки, в том числе крустификационные (первый тип песчаников). Следует отметить, что согласно [Wooldridge et al., 2019 и ссылки в ней] плёнки образуются как при перекристаллизации слоистых силикатов, которые слагали различные обрывки, примыкающие к зёрнам при седиментогенезе, так и при взаимодействии минералов (растворении и переосаждении) с поровыми флюидами и либо крустификации уже существующих, либо наращивании новых каёмок. Каёмки первого типа формируются при литогенезе самых разнообразных по фациальной природе песчаных отложений. В их число входят эоловые, аллювиальные, дельтовые, эстуариевые обстановки и глубоководные конуса выноса [Worden et al., 2020]. Наличие плёнок является одной из причин последующей слаборазвитой катагенетической регенерации кварца.

Следует отметить, что иногда происходила регенерация кварцевых зёрен до образования каёмок. Источником кремнезёма для них, скорее всего, служили флюиды, которыми был насыщен погребённый осадок. Нельзя исключать, что сразу же после каёмок, на тех же стадиях (диагенез и ранний катагенез) мог формироваться карбонатный поровый цемент (рисунок 58).

Скорее всего, диагенетическую и/или раннекатагенетическую природу имеет базальный карбонатный цемент второго типа песчаников и, образовавшийся в субоксидных (?) условиях, цемент третьего типа песчаников. В частности, карбонатный цемент подтипа 2а заполнял пустоты в ещё пористом осадке и таким образом запечатал/законсервировал обломки от дальнейших преобразований и гравитационной коррозии. Например, в этом типе песчаников встречаются слабоизмененные растительные остатки и практически неизмененное другими



Цифры в кружочках и квадратиках – последовательность появления признаков в породе, наблюдаемая в шлифах. Рисунок 58. Схема предполагаемого соотношения некоторых структурно-вещественных признаков, наблюдаемых в породах кодинской и устькодинской свит, со стадиями литогенеза

процессами либо измененное слабо хлоритизированное вулканическое стекло, тогда как в песчаниках без карбонатного заполнителя оно претерпело сильные изменения (об этом ниже). В дополнение, если предположение о том, что известковые песчаники и известняки проксимальной части мелководно-морской равнины, похожие на таковые подтипа 2a, размывались во время накопления отложений фронтальной части дельты толщи IV, то карбонатизация этого типа песчаников протекала по геологическим меркам весьма быстро. Превращение стекла в хлорит завершилось ещё до карбонатизации, возможно на диагенетической стадии.

В главе 4 нами отмечено, что темпы седиментации и, надо полагать, темпы прогибания участка земной коры, где накапливались дельтовые отложения, а соответственно и скорость погружения осадков, в позднефранское время составляли более 250 м/млн лет. При этом можно говорить о том, что темпы седиментации, как правило, компенсировали, реже

193

недокомпенсировали, темпы прогибания. Подобные подсчеты, пусть и приблизительные, для устькодинской свиты представляются излишними в связи с событийностью этих отложений [Романовский, 1985]. Тем не менее, для таких обстановок, как правило, предполагаются лавинные темпы седиментации/захоронения [Лисицын, 1988]. С этим напрямую связывается [Япаскурт и др., 2003; Япаскурт, 2005; 2014; 2016 и др.] незавершенность стадии диагенеза и следующая из этого многокомпонентность и чрезвычайная реакционноспособность компонентов нелитифицированных либо слабо литифицированных образований, попадающих в зону катагенеза.

Катагенез. На этом этапе литогенеза происходил аутигенез некоторых минералов, которые образовались уже после хлоритовых плёнок в шлифах. В частности, это касается, как уже упомянуто ранее, карбонатного порового цемента, который помимо раннего катагенеза мог образовываться и на более поздней стадии, а также хлоритового порового цемента и регенерации кварца (см. рисунок 58). Представляется, что в процессе раннего катагенеза происходила карбонатизация хлоритизированного вулканического стекла в переотложенных конкрециях, сложенных карбонатизированным песчаником (подтип 2а).

Массовое развитие хлоритового цемента связано с растворением акцессорных минералов, преобразованиями вулканических стекол, в том числе обломков основных и средних вулканитов, а также с трансформацией смектитов при нагреве более 120°C [Worden et al., 2020], то есть на стадии позднего катагенеза. Ещё один возможный механизм образования такого цемента – пластичные деформации и приспособление к окружающим зёрнам обломков пород, обогащенных Fe, Mg и Al [Worden et al., 2000]. Вероятно, именно по этой причине в граувакках (первый тип песчаников) отсутствует хлоритизированное вулканическое стекло, которое в достаточно больших количествах встречается в карбонатизированных песчаниках.

Помимо интенсивной хлоритизации для стадии позднего катагенеза также характерны (1) широкое развитие конформных и инкорпорационных контактов, являющихся результатом гравитационного уплотнения и коррозии зёрен, (2) пластические, гибкие и хрупкие деформации аллотигенных компонентов, в том числе трещины в породе, и (3) практически полная трансформация смектитов в ССО ряда иллит–смектит и хлорит–смектит, наиболее благоприятные условия для которой отвечают температурам начала позднего катагенеза, а также (4) наличие швов флюидоразрыва, источниками вещества для образования которых могут быть, в том числе флюиды, возникшие при трансформации смектитов [Эпигенез..., 1971; Логвиненко, Орлова, 1987; Дриц, Коссовская, 1990; Япаскурт, 2008; Япаскурт, Карпова, 2016]. Все указанные структурно-вещественные признаки наблюдаются в рассматриваемых петрогенных граувакках кодинской и устькодинской свит (см. рисунок 58). Следует также

подчеркнуть, что обнаруженный парагенез минералов полностью отвечает гидрослюдистохлоритовой фации позднего эпигенеза по классификации В. Д. Шутова [1975].

5.6.2. Наложенные изменения

Не следует полагать, что перед поднятием на поверхность породы претерпели только позднекатагенетические изменения. Так, для части глинистых пород и ассоциирущихся с ними алевролитов отмечается полное преобразование смектитов. Однако эти пробы не отличаются ни преобладанием слюд политипа 2M₁ над другими модификациями, ни сколько бы то ни было их более широким распространением по сравнению с другими пробами, то есть нельзя с уверенностью сказать, что упомянутые породы претерпели изменения, характерные для метагенеза. Подобный феномен может быть обусловлен разнообразными факторами [Дриц, Коссовская, 1990 и ссылки там]: разнородные фациальная приуроченность отложений и микрофациальные особенности глинистых пород (текстура, проницаемость, состава исходного материала), особенности бассейна породообразования – тектоническое положение и связанная с ним геологическая история, градиент нарастания температур в нём, давление и состав флюидов, доступность калия, скорость погружения или время существования породы при благоприятных для иллитизации и хлоритизации температурах и т.д.

На первый взгляд, при рассмотрении пород кодинской свиты, можно предполагать фациальный контроль степени трансформации смектитов – аргиллиты и алевролиты, содержащие ССО ряда иллит–смектит, встречаются только среди карбонатно-глинистых слоевых ассоциаций СА2 и СА3, накапливавшихся в различных частях сублиторали. В то же время, пробы, отобранные из тех же отложений, например, 3169-9-3, 3155-5-1 (см. рисунок 59), демонстрируют полную трансформацию ССО. Не обнаруживается каких-либо тенденций и для обстановок медиальной и проксимальной частей конуса выноса устькодинской свиты. В первом случае смектиты одних и тех же генетических типов глинистых отложений изменены поразному, во втором – для разных генетических типов обнаружена одинаковая степень преобразованности³⁹.

Вероятнее всего, данное явление имеет генезис, связанный не столько с условиями седиментации, сколько с особенностями литогенеза. Например, с прогревом в результате взаимодействия пород с раннекаменноугольными дайками бекленищевской свиты (о них подробнее в главе 1), а также вдоль разломов в ходе воздымания и деформации толщ. Напомним, что разломы и зоны тектонически нарушенного залегания, а также трещины и системы трещин различных масштабов не являются редкостью для исследуемых толщ (см.

³⁹ К сожалению, детальных исследований дифрактограмм не производилось. Возможно, они отличаются количеством разбухающих пакетов.

главу 3). Дайки обнажаются в толще VI кодинской свиты, в карьерах близ д. Черемхово, а также среди пород устькодинской свиты в разрезе на р. Исеть. Иногда дайки секутся дислокациями. Неравномерная степень трансформации смектитов в разрезе, являющаяся результатом тектонических дислокаций описана, например, Д. Гелингом для третичных отложений юго-запада Рейнского грабена [Heling, 1974], а также Дж. Шунмейкером с соавторами для палеоген–неогеновых пород аккреционной призмы Барбадос [Schoonmaker et al., 1986].



См. примечание к табл. 5 и условные обозначения к рисункам 38 и 56, а также пояснения в тексте.

Рисунок 59. Распределение глинистых минералов в аргиллитах и ассоциирующихся с ними мелкозернистых алевролитах кодинской и устькодинской свит (3163, 3155, 3156, 3169–3171, 3180 –разрезы в окрестностях д. Кодинка и с. Щербаково, 3179 – карьер у Кодинского лога)

Можно предполагать, что следствием полной трансформации смектитов является наличие в граувакках, карбонатизированных песчаниках, аргиллитах, мергелях и алевролитах кодинской и устькодинской свит трещин, залеченных кремнезёмом, а также ассоциирующегося с ним кремнезема в стилолитах и поровом пространстве, в том числе в форме регенерации, то есть со вторичными наложенными изменениями (согласно критериям [Япаскурт, 2014]). Так, согласно обзорной работе [van de Kamp, 2008], при трансформации смектита в иллит в процессе диа- и катагенеза смектитом теряется значительное количество воды – порядка 70% от изначально содержавшейся, и от 17 до 28 мас. % кремнезёма по отношению к исходному

количеству смектита. Кремнезём при этом переходит в раствор и мигрирует в отложения, перекрывающие глинистые породы, выполняя трещины в них, и/или, в случае песчаников, становясь регенерационным кварцевым цементом, либо залечивает трещины в исходных аргиллитах. Последнее типично для зон метагенеза и регионального метаморфизма.

Как уже обозначено выше, трещины могли возникать при позднем катагенезе кодинской и устькодинской свит. Тем не менее, нам представляется, что трещины, залеченные кремнезёмом и ассоциирующийся с ними кремнезём в поровом пространстве вблизи трещин и по стилолитам – в целом явление несколько более позднее ввиду их предполагаемого наложенного характера, а также парагенеза со структурно-вещественными признаками, характерными для метагенеза и регрессивного литогенеза (см. описание первого типа песчаников и рисунок 58). К признакам метагенеза в исследуемых песчаниках согласно [Симанович, 1978; Япаскурт, 2008 и ссылки в ней] причисляются полоски Бёма⁴⁰, рекристаллизационный бластез, шиповидные врастания хлорита в кварц. К ним, наверное, стоит отнести и цемент проникновения, так как в некоторых образцах он представлен врастаниями хлорита. Следует подчеркнуть, что эти признаки встречаются весьма редко. На стадии метагенеза могли образовываться и стилолитовые швы и, безусловно, также происходило уплотнение минерального каркаса песчаников с различного рода деформациями зёрен (см. рисунок 58).

С этапом регрессивного литогенеза нами связывается образование карбонатных минералов (кальцита и доломита) по трещинам и в поровом пространстве вблизи трещин в результате растворения и выноса кремнезёма, а также в форме порфиробластов. Они, как и кремнезём по трещинам, имеют афациальную природу и отвечают критериям, отмеченным в [Япаскурт, 2014] как характерные для наложенных образований. Сложно сказать, что именно являлось источником соединений, из которых осаждались карбонаты. В этой роли могли выступать как флюиды, возникшие в результате трансформации смектитов, так и, например, флюиды других формаций (подстилающей кодинскую свиту карбонатной толщи или, например, толщ обрамления Кодинского блока – карбонатной исетской, терригенно-карбонатных щербаковской и кунарской свит) либо воды седиментосферы.

Минеральные новообразования, возникшие на стадии наложенного метагенеза и регрессивного литогенеза мы склонны связывать с этапами развития Уральского складчатого пояса, следующими после формирования активной континентальной окраины – коллизионным и другими.

⁴⁰ Следует отметить, что какая-то часть зёрен кварца с полосками Бёма могла быть привнесена и из породисточников сноса.

Выводы по главе 5

1. Песчаники, слагающие изученные разрезы кодинской и устькодинской свит по петрографическому составу отвечают петрокластическим кварц-полевошпатовым и полевошпатовым грауваккам, глинистые породы и глинистые мелкозернистые алевролиты являются хлорит-иллитовыми и иллит-хлоритовыми разностями, в том числе со ССО ряда иллит–смектит. Они имеют петрогенный генезис, примесь пирокластики (кристаллокласты ПШ?, неокатанное и окатанное хлоритизированное вулканическое стекло?) если и присутствует, то в незначительных количествах.

2. Учитывая схожесть особенностей минерального и химического состава аргиллитов, глинистых алевролитов и песчаников, а также территориальную и возрастную близость кодинской и устькодинской свит можно предполагать для них единый источник сноса. При этом петрофонд был весьма разнородным по составу – в верхнефранское и фаменское время размывались массивы магматических пород (базальты, андезиты, долериты, риолиты, граниты и пр.), кремневые толщи, а также в разной степени метаморфизованные образования (кварциты, сланцы, серпентиниты). Некоторые из них находились достаточно близко к области осадконакопления. Климат на палеоводосборах, скорее всего, был гумидным.

3. Структура (террейн?), на поверхности которой размывались перечисленные массивы, вероятно, представляла в позднефранско-фаменское время композитную кору, состоящую из островодужных и спрединговых комплексов, континентальной коры, о чем свидетельствует ряд косвенных доказательств. Это, в свою очередь, позволяет предполагать позднефранское время начала аккреции на восточном склоне Среднего Урала. Бассейн седиментации, в котором накапливались кодинская и устькодинская свиты, скорее всего, представлял собой окраинное море в пределах формирующейся активной континентальной окраины.

4. Перед выведением на дневную поверхность породы кодинской и устькодинской свит претерпели преобразования, характерные для стадии позднего катагенеза, а также, предположительно, наложенный метагенез и регрессивно-литогенетические изменения. При этом аргиллиты и алевролиты подверглись иллитизации (не всегда с полным превращением смектитов) и карбонатизации, песчаники – кальцитизации (несколько эпизодов, в том числе по трещинам), доломитизации (также по трещинам), ожелезнению, окремнению (редкие случаи диа- и катагенетической регенерации кварца, более поздний кремнезем по трещинам, в стилолитах и в околотрещинном поровом пространстве), хлоритизации (также в несколько этапов) с практически полным превращением смектитов, изначально присутствоваших в поровом пространстве, в хлорит и иллит. Полному преобразованию смектитов в иллиты в глинистых породах мог способствовать прогрев кодинской и устькодинской свит в результате взаимодействия с интрузиями, а также нагрев при трении вдоль разломов в ходе воздымания и деформации толщ. Кремнезём, залечивающий трещины, мог кристаллизоваться на разных этапах регрессивного литогенеза.

5. Накопление рассматриваемых отложений происходило в оксидных, дис/гипоксидных и, вероятно, субоксидных обстановках. Определение последних затруднено в толщах, вмещающих отложения экстра- и интрабассейновых гиперпикнальных потоков.

6. Минеральные новообразования, возникшие на стадии наложенного метагенеза и регрессивного литогенеза мы склонны связывать с коллизионным и последующим этапами развития Уральского складчатого пояса.

7. Предположение, что образования, накапливавшиеся в условиях мелководно-морской равнины, эпизодически опреснялись, в том числе экстрабассейновыми гиперпикнальными потоками, находит свое подтверждение и в особенностях распределения В и Ga в глинистых породах кодинской свиты.

8. По геохимическим особенностям глинистых отложений устькодинской свиты можно предполагать, что они формировались в незначительно глубоководных конусах выноса, однако каких-либо других подтверждений этому предположению нет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Синтезируя интерпретацию полученных результатов и подводя промежуточный итог исследования верхнедевонских терригенных отложений Восточно-Уральской мегазоны необходимо отметить следующее.

В позднедевонское время на аккреционной окраине Восточно-Европейского континента вблизи территории ВУМЗ существовала структура сложного состава (композитная кора). На её поверхности в условиях гумидного климата на различном удалении от приемного бассейна, скорее всего являвшегося окраинным морем, эродировались массивы магматических (базальты, андезиты, долериты, риолиты, граниты и пр.), в разной степени метаморфизованных образований (сланцы, кварциты, серпентиниты), кремневые толщи, что способствовало накоплению кодинской (верхний фран) и устькодинской (фамен) терригенных толщ. Немаловажно, что образование кодинской свиты, по-видимому, служит индикатором начала аккреционных процессов для Среднего Урала, дополняя существующие изотопные датировки [Петров и др., 2008].

Во франское время в бассейне седиментации размывались небольшие биогермные массивы. Обломочный материал этих массивов способствовал формированию позднефранской карбонатной толщи (до 60 м), подстилающей кодинскую свиту (порядка 950 м), а также некоторых пачек в составе кодинской свиты.

Для кодинской свиты предполагается седиментация в обстановках фронтальной части дельты и продельты, а также мелководно-морской равнины – литорали и периодически опреснявшейся сублиторали/продельты. Осадки поступали в виде взвеси, алевро-глинистой суспензии, с помощью речных течений, в том числе гиперпикнальных, реже в результате оползания устьевых баров. Затем они перерабатывались И перераспределялись вдольбереговыми течениями, волнениями и штормами. Тип дельтовой системы (или систем?) можно охарактеризовать как существовавший при преобладании речной активности либо речной активности в сочетании с волновой. В ходе формирования кодинской свиты дельтовая система эволюционировала от менее грубозернистого типа (глинисто-песчаного?) к более грубому (существенно песчаному). В целом, дельтовая система проградировала достаточно далеко в бассейн, о чем свидетельствует наличие в области продельты турбидитов.

Образование фаменской устькодинской свиты (более 1000 м) тесно связано с (относительно?) глубоководными обстановками. В изученных разрезах выявлены проксимальные и медиальные части конусов выноса. Обломочный материал поступал в них с мутьевыми и обломочными потоками, реже приносился оползнями. Тип системы менялся со смешанного на более гравелитистый (по [Reading, Richards, 1994]). Причиной изменений могло являться усиление тектонической активности в области сноса.

В разрезах обеих свит выделяются циклиты различных порядков, начиная от элементарных и мезоциклитов (циклитов 3-го порядка), заканчивая макроциклитами, элементами которых являются отдельные толщи. Их формирование связано как с автоциклическими, так и с аллоциклическими факторами, такими как миграция и отмирание распределительных каналов, в том числе их субаквальных частей, а также разномасштабными эвстатическими колебаниями.

Терригенный материал, поступавший в бассейн осадконакопления, в ходе литогенеза преобразовался в петрокластические кварц-полевошпатовые граувакки, хлорит-иллитовые и иллит-хлоритовые глинистые породы, и ассоциирующиеся с ними алевролиты, в том числе со ССО ряда иллит–смектит. Все перечисленные породы являются петрогенными, примесь пирокластики в песчаниках (кристаллокласты?, неокатанные преобразованные витрокласты?) если и присутствует, то в незначительных количествах.

Перед выведением на дневную поверхность породы кодинской и устькодинской свит претерпели преобразования, характерные для позднего катагенеза, а также наложенного метагенеза и регрессивного литогенеза. Последние две стадии, вероятно, протекали на фоне коллизии и орогенеза, происходивших в раннекаменноугольное и более позднее время на территории ВУМЗ. При постседиментационных изменениях аргиллиты и алевролиты подверглись иллитизации и карбонатизации, песчаники – кальцитизации (несколько эпизодов, в том числе по трещинам), доломитизации (также по трещинам), ожелезнению, окремнению (редкие случаи диа- и катагенетической регенерации кварца, более поздний кремнезем по трещинам, в стилолитах и в околотрещинном поровом пространстве), хлоритизации (также в этапов) с практически полным превращением несколько смектитов, изначально присутствовавших в поровом пространстве, в хлорит и иллит.

Представляется, что дальнейшие исследования рассматриваемых толщ должны быть связаны с (1) изучением химии акцессорных минералов песчаников, установлением возраста детритовых цирконов, в том числе немых толщ; (2) более детальным рассмотрением признаков прогрессивных и регрессивных литогенетических изменений, например, установлением природы флюидов, выполняющих трещины, при помощи определения температуры газовожидких включений в минералах; (3) уточнением представленной седиментологической модели, например, при помощи изучения микрофаций глинистых пород; (4) изучением одновозрастных кодинской и устькодинской свитам вулканогенно-осадочных толщ Алапаевско-Теченской и Медведевско-Арамильской зон; (5) установлением эволюции источников сноса в (позднефранско?)–фаменско–каменноугольный интервал времени.

201

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

ВУМЗ – Восточно-Уральская мегазона,

Fe₂O_{3T} – сумма Fe₂O₃ и FeO,

СА – слоевая ассоциация,

ПШ – полевой шпат,

- ОП обломки пород,
- ГМ гидролизатный модуль,
- АМ алюмокремниевый модуль,
- ЖМ железный модуль,
- ФМ фемический модуль,
- ТМ титановый модуль,
- НКМ нормированная щёлочность,
- ЩМ щелочной модуль,
- НМ натриевый модуль,
- КМ калиевый модуль,
- PAAS Post-Archean Australian Shale/постархейский австралийский сланец,
- РЗЭ редкоземельные элементы,
- UCC Upper Continental Crust/верхняя континентальная кора
- CIW Chemical Index of Weathering/индекс химического выветривания,
- CIA Chemical Index of Alteration/индекс химического преобразования,
- ССО смешанослойные образования,
- П. п. п. потери при прокаливании,
- ТТГ тоналит-трондьемит-гранодиорит,
- GLOSS GLObal Subducting Sediments/глобальные субдуцируемые осадки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Алексеев В. П. Литологические этюды / В. П. Алексеев. – Екатеринбург: УГГУ, 2006. – 149 с.

2. Анфимов А. Л. Верхнефранские органогенные постройки на восточном склоне Урала / А. Л. Анфимов // Материалы международной конференции "Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу (Проект 499 МПГК / Международная комиссия по стратиграфии девона)". – Новосибирск: Гео, 2005. – С. 13–15.

3. Анфимов А. Л. Водорослевые ассоциации в верхнефранских известняках разреза "Кодинка" восточного склона Среднего Урала / А. Л. Анфимов // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. – С. 6–12.

4. Анфимов А. Л. Макро- и микрофации разреза "Кодинка" / А. Л. Анфимов // Материалы VI Уральского литологического совещания "Карбонатные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения". – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. – С. 12–14.

5. Анфимов А. Л. Микрофауна известняков губинского горизонта в разрезе "Покровское" Артемовского района Свердловской области / А. Л. Анфимов // Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 162. – Екатеринбург, 2015. – С. 3–7.

6. Анфимов А. Л. Новые водоросли верхнего девона восточного склона Среднего Урала (разрез "Кодинка") / А. Л. Анфимов // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Урала и Западной Сибири (девонская и каменноугольная системы). – Екатеринбург: УрО РАН, 2011. – С. 80–89.

7. Анфимов А. Л. Верхнедевонские отложения на р. Реж у с. Сохарёво (восточный склон Среднего Урала) / А. Л. Анфимов, Б. И. Чувашов // Ежегодник-2007. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. – С. 3–10.

8. Анфимов А. Л. Известняки франского и фаменского ярусов на р. Реж у с. Сохарёво (восточный склон Среднего Урала) / А. Л. Анфимов, Б. И. Чувашов // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Урала и Западной Сибири (девонская и каменноугольная системы). – Екатеринбург: УрО РАН, 2011. – С. 127–150.

9. Анфимов А. Л. Литолого-стратиграфическая и биофациальная характеристика верхнедевонских карбонатных и терригенных пород р. Исеть (разрез "Кодинка") / А. Л. Анфимов, Б. И. Чувашов // Ежегодник-2004. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. – С. 3–9.

10. Анфимов Л. В. Петрография франских терригенных образований Урала / Л. В. Анфимов, Е. В. Силантьев // Литология главнейших типов осадочных пород франского яруса Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. – С. 4–35.

11. Афанасьев С. Л. Мега-, макро-, мезо-, микро-, нано- и пикоциклиты на примере мезозойско-кайнозойских отложений Большого Кавказа / С. Л. Афанасьев // Математические методы анализа цикличности в геологии. – М.: Наука, 1984. – С. 36–52.

12. Белоусов А. Ф. Общие принципы разработки классификационных схем применительно к горным породам / А. Ф. Белоусов // Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис). – Новосибирск: Наука, 1987. – С. 5–19.

13. Бикбаев А. З. Варианты F/F границы разреза "Першино" в конодонтовой последовательности / А. З. Бикбаев, М. П. Снигирева, М. А. Тупицына // Биостратиграфия, палеонтология и события в девоне и раннем карбоне. Материалы международной конференции. – Новосибирск: СО РАН, 2011. – С. 37–39.

14. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород / Л. Н. Ботвинкина. – М.: АН СССР, 1962. – 542 с. – (Тр. ГИН АН СССР, вып. 59).

15. Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости / Л. Н. Ботвинкина. – М.: Наука, 1965. – 260 с. – (Тр. ГИН АН СССР, вып. 119).

16. Ботвинкина Л. Н. Цикличность осадочных толщ и методика её изучения / Л. Н. Ботвинкина, В. П. Алексеев. – Свердловск: Уральский университет, 1991. – 336 с.

17. Брейвель Н. М. Фаменские и франские брахиоподы на восточном склоне Среднего Урала / Н. М. Брейвель, И. А. Брейвель // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. – Екатеринбург, 1999. – С. 95–104.

18. Вассоевич Н. Б. Текстура осадочных горных пород / Н. Б. Вассоевич // Справочное руководство по петрографии осадочных пород. – Л.: Госгортоптехиздат, 1958. – Т. 1. – С. 95–129.

19. Волчек Е. Н. Вещественный состав долеритов даек в верхнедевонских отложения р. Исети / Е. Н. Волчек, В. С. Червяковский // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157. – Екатеринбург, 2010. – С. 113–115.

20. Волчек Е. Н. Структурное положение и петрогеохимические характеристики даек долеритов Сухолочско-Теченской зоны Уральского орогена для выявдения обстановок их формирования / Е. Н. Волчек, В. М. Нечеухин, В. С. Червяковский // Литосфера. – 2016. –

21. Волчек Е. Н. О петрогеохимическом составе вулканогенных пород в визейских отложениях на востоке Среднего Урала / Е. Н. Волчек, Е. А. Слободчиков, М. Е. Притчин, В. С. Червяковский // Ежегодник-2017. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 165. – 2018. – С. 80–84.

22. Вылцан И.А. Методологические аспекты изучения цикличности / И.А. Вылцан, А.Ф. Беженцев // Теоретические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 45–56.

23. Горский И. И. Детальная геологическая съемка окрестностей Каменского завода / И. И. Горский. – М.–Л.: Геологическое издательство ГГРУ, 1931. – 90 с.

24. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XIII / под ред. В. В. Шалагина. – Екатеринбург: Департамент природных ресурсов по Уральскому региону, 2001а.

25. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XIX / под ред. В.В. Шалагина. – Екатеринбург: Департамент природных ресурсов по Уральскому региону, 20016.

26. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XXV / под ред. М. С. Рапопорта. – М.: Московский филиал ФГБУ "ВСЕГЕИ", 2017а.

27. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XXVI / под. Ред. Г. А. Петрова. – М.: Московский филиал ФГБУ "ВСЕГЕИ", 20176.

28. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-ХХХІ / под ред. М. С. Рапопорта. – М.: Московский филиал ФГБУ "ВСЕГЕИ", 2017в.

29. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XXXII / под ред. М. С. Рапопорта. – Верхняя Пышма: Комитет природных ресурсов по Свердловской области, 2000.

30. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 – Екатеринбург. Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. – 492 с. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ОАО "УГСЭ").

31. Гражданкин Д. В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье / Д. В. Гражданкин // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2003. – Т.11, №4. – С. 3–23.

32. Гражданкин Д. В. Строение и этапы формирования вендских отложений сылвицкой серии западного склона Среднего Урала / Д. В. Гражданкин, А. В. Маслов, М. Т. Крупенин // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2009. – Т.17, №5. – С. 20–40.

33. Григорьев Н. А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры / Н. А. Григорьев. – Екатеринбург: УрО РАН, 2009. – 382 с.

34. Дриц В. А. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская. – М.: Наука, 1990. – 214 с. – (Тр. ГИН АН СССР, вып. 446)

35. Друщиц В. В. Палеонтология беспозвоночных / В. В. Друщиц. – М.: МГУ, 1974. – 528 с.

36. Дуб С. А. Геологическая история Режевской изолированной карбонатной платформы (верхний девон–нижний карбон, восточный склон Среднего Урала) / С. А. Дуб, Г. А. Мизенс // Материалы XII Межрегиональной научно-практической конференции "Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий". – Уфа: ИГ КНЦ РАН, 2018. – С. 94–100.

37. Дуб С. А. Карбонатные конкреции в песчаных породах верхнедевонской кодинской свиты (восточный склон Среднего Урала) / С. А. Дуб, О. Ю. Мельничук, Г. А. Мизенс // Экзолит-2018. Научные чтения памяти О. В. Япаскурта. – М.: МГУ, 2018. – С. 29–31.

38. Еремеев В. В. Палеогеография и минералообразование нижнекарбоновых угленосных отложений Среднего Урала / В. В. Еремеев. – М.: Наука, 1972. – 224 с.

39. Иванов К. С. Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала / К. С. Иванов. – Дис. ... д. геол.-мин. наук. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. – 252 с.

40. Иванова В. П. Термический анализ минералов и горных пород / В. П. Иванова, Б. К. Касатов, Т. Н. Карасавина, Е. Л. Розинова. – Л.: Недра, 1974. – 399 с.

41. Интерпретация геохимических данных / отв. ред. Скляров Е.В. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

42. Жемчужников Ю. А. Слой и пласт / Ю. А. Жемчужников // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1950. – № 5. – С. 116–125.

43. Зайнуллин Р. И. Обстановки седиментации лохков-нижнеэмсских вулканокластических отложений Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала / Р. И. Зайнуллин. – 2018. – Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – Т. 329, № 12. – С. 104–113.

44. Карагодин Ю. Н. Седиментационная цикличность / Ю. Н. Карагодин. – М.: Недра, 1980. – 242 с.

45. Карпинский А. П. Геологические исследования на восточном склоне Среднего Урала / А. П. Карпинский // Собрание сочинений в 4-х томах. Т. IV. – М.–Л.: АН СССР, 1949. – С. 27–56.

46. Коровко А. В. Клевакинское силикатно-карбонатное месторождение марганца франского уровня (Средний Урал) / А. В. Коровко // Металлогения древних и современных океанов. – № 12. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. – С. 149–153.

47. Коровко А. В. Маминская вулканогенная толща позднего живета-раннего франа Алапаевско-Теченской зоны (Средний Урал) / А. В. Коровко, Г. Н. Бороздина, К. С. Иванов // Ежегодник-2004. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. – С. 62–68.

48. Коровко А. В. Стратиграфия и фауна образований девона и карбона Сафьяновского рудного поля / А. В. Коровко, М. В. Постоялко, Т. И. Степанова, Л. Г. Петрова, М. В. Шурыгина, К. С. Иванов, Э. О. Амон // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. – Екатеринбург: Комприроды по Свердловской области, 1999. – С. 136–141.

49. Коровко А. В. Вулканизм фамена среднеуральской части Восточно-Уральской мегазоны / А. В. Коровко, В. Н. Смирнов, Т. И. Степанова, Г. А. Мизенс // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Материалы международной научной конференции. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. – С. 158–161.

50. Коротеев В. А. Среднепалозойский вулканизм Восточной зоны Урала / В. А. Коротеев, Т. В. Дианова, Л. Я. Кабанова. – М.: Наука, 1979. – 132 с.

51. Кузнецов В. Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение / В. Г. Кузнецов.
 – М.: Недра, 2007. – 511 с.

52. Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы осадконакопления в морях и океанах / А.П. Лисицын. – М.: Наука, 1988. – 309 с.

53. Лобова Е. В. Силурийский интрузивный магматизм Восточной зоны Среднего Урала. – Дис. ... к. геол.-мин. наук. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. – 190 с.

54. Лобова Е. В. Аверинский диорит-трондьемитовый комплекс Восточной зоны Среднего Урала / Е. В. Лобова, В. Н. Смирнов, Т. Б. Баянова // Литосфера. – 2012. – №. 3 – С. 49–64.

55. Логвиненко Н. В. К геохимии диагенеза / Н. В. Логвиненко // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. – М.: ГЕОХИ, 1980. – С. 178–180.

56. Логвиненко Н. В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане / Н. В. Логвиненко, Л. В. Орлова. – Л.: Недра, 1987. – 237 с.

57. Марковский Б. П. Методы биофациального анализа / Б. П. Марковский. – М.: Недра, 1986. – 271 с.

58. Маслов А.В. Литохимические особенности песчаников Предуральского прогиба / А. В. Маслов, Г. А. Мизенс, М. Т. Крупенин // Вестник Пермского университета. Геология. – 2012. – № 3. – С. 33–46.

59. Маслов А. В. Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления / А. В. Маслов, В. Н. Подковыров, Г. А. Мизенс, А. Д. Ножкин, А. М. Фазлиахметов, А. И. Малиновский, А. К. Худолей, Л. Н. Котова, А. В. Купцова, Э. З. Гареев, Р. И. Зайнуллин // Геохимия. – 2016. – № 7. – С. 579–595.

60. Мельничук О. Ю. Идентификация петротипов песчаных пород по литохимическому составу / О. Ю. Мельничук // Литология и я: от идеи до выводов. Материалы 3-й Всероссийской

школы студентов, аспирантов и молодых учёных по литологии. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. – С. 102–105.

61. Мельничук О. Ю. Вещественный состав дайки из разреза кодинской свиты на р. Исеть (восточный склон Среднего Урала) / О. Ю. Мельничук, Е. Н. Волчек // Ежегодник-2017. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 165. – Екатеринбург, 2018. – С. 131–135.

62. Мельничук О. Ю. Верхнефранские известняки кодинского разреза – органогенная постройка? (Средний Урал) / О. Ю. Мельничук, С. А. Дуб, И. Г. Закирьянов // IX Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле: материалы конференции / ИГМ СО РАН, ИНГГ СО РАН, НГУ. – Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2018. – С. 371–373.

63. Мельничук О. Ю. Гидрофации верхнедевонскиой кодинской свиты по палеонтологическим и геохимическим данным (восточный склон Среднего Урала) / О. Ю. Мельничук, А. Г. Мизенс // Уникальные литологические объекты через призму их разнообразия. Материалы 2-й Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых учёных по литологии. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. – С. 162–165.

64. Мельничук О. Ю. К методике интерпретации лито- и геохимических особенностей состава мелко- и глубоководных глинистых пород / О. Ю. Мельничук // Методы, методы и снова методы в литологии. Материалы 4-й Всероссийской школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. – С. 30–33.

65. Мельничук О. Ю. Фации продельты в составе позднедевонского дельтового конуса (восток Среднего Урала) / О. Ю. Мельничук // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. № 19. – Пермь: ПГНИУ, 2016. – С. 201–206.

66. Мизенс А. Г. Биостратиграфическое расчленение живетско-фаменских отложений Среднего и Южного Урала по брахиоподам / А. Г. Мизенс // Литосфера. – 2012а. – № 2. – С. 43–54.

67. Мизенс А. Г. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего девона Среднего и Южного Урала / А.Г. Мизенс. – Екатеринбург: РИО РАН, 20126. – 324 с.

68. Мизенс А. Г. Брахиоподы из верхнефранских отложений разреза "Кодинка" (восточный склон Среднего Урала) и их стратиграфическое значение / А. Г. Мизенс // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Урала и Западной Сибири (девонская и каменноугольная системы). – Екатеринбург: УрО РАН, 2011. – С. 58–79.

69. Мизенс А. Г. Брахиоподы кодинской свиты на р. Исеть в окрестностях г. Каменск-Уральский (восточный склон Среднего Урала) / А. Г. Мизенс, Л. И. Мизенс // Ежегодник-2017. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 165. – Екатеринбург, 2018. – С. 25–28. 70. Мизенс А. Г. Новые данные по позднефранским брахиоподовым сообществам ровного дна из стратотипа кодинской свиты (восточный склон Среднего Урала) / А. Г. Мизенс, Л. И. Мизенс // Ежегодник-2018. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 166. – Екатеринбург, 2019. С. 34–38.

71. Мизенс Г. А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала / Г. А. Мизенс. – Екатеринбург: УрО РАН, 1997. – 230 с.

72. Мизенс Г. А. Изучение осадочных пород в прозрачных шлифах. / Г. А. Мизенс. – Екатеринбург: УГГУ, 2017. – 140 с.

73. Мизенс Г. А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми юга Урала / Г. А. Мизенс. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. – 190 с.

74. Мизенс Г. А. Гравитационные образования в составе толщи верхнедевонских известняков в окрестностях с. Першино (р. Реж, восточный склон Среднего Урала) / Г. А. Мизенс, Н. С. Клещенок // Ежегодник-2004. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. – С. 40–45.

75. Мизенс Г. А. Некоторые особенности геохимии стабильных изотопов углерода и кислорода (δ¹³С и δ¹⁸О) в разрезе изолированной карбонатной платформы на востоке Урала (фаменский и турнейский ярусы / Г. А. Мизенс, В. Н. Кулешов, С. А. Сапурин, Т. И. Степанова, О. Л. Петров // Литосфера. – 2016. – № 3. – С. 126–138.

76. Мизенс Г. А. Отражение глобальных геологических событий фаменского и турнейского веков в разрезе изолированной карбонатной платформы на востоке Урала / Г. А. Мизенс, В. Н. Кулешов, Т. И. Степанова, Н. А. Кучева // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 11. – С. 1945–1960.

77. Мизенс Г. А. О палеогеографии Урала в девоне / Г. А. Мизенс, И. А. Свяжина // Литосфера. – 2007. – № 2. – С. 29–44.

78. Мизенс Г. А. Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники) / Мизенс Г. А., Степанова Т. И., Кучева Н. А. // Литосфера. – 2012. – №. 4. – С. 107–126.

79. Мизенс Г. А. Геохимические особенности известняков и условия осадконакопления на изолированной карбонатной платформе в позднем девоне и начале карбона на восточной окраине Урала / Г. А. Мизенс, Т. И. Степанова, Н. А. Кучева, С. А. Сапурин // Литосфера. – 2014. – № 6. – С. 53–76.

80. Наседкина В. А. Биостратиграфия верхнего девона на восточном склоне Среднего и Северного Урала / В. А. Наседкина, Г. Г. Зенкова // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. – Екатеринбург: Комприроды по Свердловской области, 1999. – С. 51–74.

81. Наседкина В. А. Конодонты из пограничных отложений среднего-верхнего девона на восточном склоне Среднего Урала / В. А. Наседкина, Г. Н. Бороздина// Проблемы стратиграфии

и палеонтологии Урала. – Екатеринбург: Комприроды по Свердловской области 1999. – С. 45–51.

82. Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии: объяснительная записка к Геодинамической карте Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1:2 500 000 / В. М. Нечеухин, В. А. Душин, В. Г. Оловянишников. – Екатеринбург: УрО РАН; УГГУ, 2009. – 158 с.

83. Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса / А. В. Пейве // Материалы к познанию геологического строения СССР (новая серия), 1947. – Вып. 4. – 203 с.

84. Петров Г. А. Вендский и силурийский этапы офиолиообразования на восточном склоне Среднего Урала / Г. А. Петров, Ю. Л. Ронкин, А. В. Маслов, О. П. Лепихина // Докл. АН. – 2010. – Т. 432, № 2. – С. 220–226.

85. Петров Г. А. Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале / Г. А. Петров,
Ю. Л. Ронкин, А. В. Маслов, И. А. Свяжина, А. В. Рыбалка, О. П. Лепихина // Докл. АН. – 2008.
– Т. 422, № 3. – С. 365–370.

86. Петров Г. А. Геология допалеозойских комплексов Средней части Уральского подвижного пояса – Дис. ... д. геол.-мин. наук. – Санкт-Петербург: СпбГУ, 2017. – 330 с.

87. Петров Г. А. Проявление тектонической обстановки скольжения плит в фанерозойской истории Среднего урала: постановка проблем и некоторые направления исследования / Г. А. Петров. – Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 160. – 2013. – С. 56–61.

88. Петров Г. А. Раннекаменноугольные палеобассейны на восточном склоне Среднего Урала: постановка проблемы интерпретации обстановки формирования и главные черты минерагении/ Г. А. Петров. – Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157. – 2010. – С. 79–82.

89. Погромская О. Э. Литобиомикрофации карбонатных пород верхнего девона Среднего и Южного Урала / О. Э. Погромская. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002. – 282 с.

90. Подковыров В. Н. Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба / В. Н. Подковыров, Д. В. Гражданкин, А. В. Маслов // Литология и полез. ископаемые. – 2011. – № 5. – С. 484–504.

91. Прошляков Б. К. Литология / Б. К. Прошляков, В. Г. Кузнецов. – М.: Недра, 1991. – 444 с.

92. Прудников И. А. Модели формирования азямской и абдрезяковской свит (карбон) Уфимского амфитеатра (западный склон Южного Урала) в свете новых литологических и стратиграфических данных / И. А. Прудников, Е. Л. Зайцева, А. О. Хотылев, Ал. В. Тевелев, А. В. Тевелев // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 2015. – Т. 90, вып. 4. – С. 3–30.

93. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала / В. Н. Пучков. – Уфа: Даурия, 2000. – 145 с.

94. Прибавкин С. В. Вещественный состав лампрофира из окрестностей г. Сухой Лог, Средний Урал / С. В. Прибавкин // Геология, петрология, минералогия и генезис щелочных пород. – Миасс: ИМин, 2006. – С. 211–215.

95. Пронин А. А. Девонские образования Алапаевско-Каменского района на Урале /
А. А. Пронин // Сборник по вопросам стратиграфии № 1. Тр. Горно-геологического Института
УфАН СССР. – Свердловск: 1950. – С. 21–36.

96. Пронин А. А. Новые данные по стратиграфии среднего и верхнего палеозоя восточного склона Урала / А. А. Пронин, А. Н. Ходалевич // Геология и полезные ископаемые Урала, вып. І. – М.: Госгеолиздат, 1947. – С. 146–156.

97. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении) / В. Н. Пучков. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.

98. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала / В. Н. Пучков. – Уфа: ГИЛЕМ, 2000. – 146 с.

99. Пучков В. Н. О возрасте вулканогенных формаций и времени заложения островной дуги на востоке Среднего урала / В. Н. Пучков, К. С. Иванов, А. В. Коровко // Докл. АН СССР. – 1990. – Т. 315, № 5. – С. 1203–1205.

100. Романовский С. И. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. / С. И. Романовский. – Л.: Недра, 1985. – 263 с.

101. Рянская А. Д. Отработка методики получения ориентированных образцов глин для рентгеноструктурного анализа / А. Д. Рянская, Т. Я.Гуляева, М. В. Стрелецкая // Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 162. – Екатеринбург, 2015а. – С. 254–266.

102. Рянская А. Д. Полнопрофильный рентгенодифракционный анализ фазовоминерального состава пород-коллекторов нефти и газа с использованием программы SiroQuant (на примере искусственных смесей) / А. Д. Рянская, Ю. В. Щапова, Т. Я. Гуляева, О. Л. Галахова, В. Г. Петрищева, Н. П. Горбунова, Л. А. Татаринова // Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 162. – Екатеринбург, 2015б. – С. 267–275.

103. Свяжина И. А. Миграция террейнов Уральского подвижного пояса и палеозойские аккреционные события на уральской окраине Восточно-Европейского палеоконтинента / И. А. Свяжина, Г. А. Петров // Литосфера. – 2011. – № 6. – С. 3–13.

104. Симанович И. М. Кварц песчаных пород (генетические типы и постседиментационные преобразования) / И. М. Симанович. – М.: Наука, 1978. – 152 с.

105. Смирнов В. Н. О времени раскрытия Уральского палеоокеана (биостратиграфические и геохимические данные) /В. Н. Смирнов, Г. Н. Бороздина, Л. И.

Дестниченко, К. С. Иванов, Т. Ю. Медведева, И. Ф. Фадеичева // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 6. – С. 755–761.

106. Смирнов В. Н. Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала / В. Н. Смирнов, Г. Б. Ферштатер, К. С. Иванов // Литосфера. – 2003. – № 2. – С. 40–56.

107. Смирнов В. Н. Изотопный состав Sr, Nd и Hf в породах рефтинского габбро-диориттоналитового комплекса (восточный склон Среднего Урала): петрологические и геологические следствия / В. Н. Смирнов, К. С. Иванов, Ю. Л. Ронкин, П. А. Серов, А. Гердес // Геохимия. – 2018. – № 6. – С. 499–513.

108. Смирнов В. Н. Новые данные о времени существования окраинно-континентальной зоны субдукции на Среднем Урале / В. Н. Смирнов, К. С. Иванов, С. П. Шокальский // Докл. АН. – 2016. – Т. 471, № 4. – С. 455–458.

109. Смирнов В. Н. Основные этапы магматизма восточного склона Среднего Урала / В. Н. Смирнов // Литосфера. – 2012. – № 5. – С. 4–15.

110. Смирнов В. Н. Палеозойский вулканизм Восточной зоны Среднего Урала / В. Н. Смирнов, А. В. Коровко // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. – С. 395–420.

111. Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 3. Фаменский век / Γ. А.
 Смирнов, Т. А. Смирнова. – Свердловск: УФ АН СССР, 1961. – 85 с.

112. Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 4. Турнейский век / Γ. А. Смирнов, Т. А. Смирнова. – Свердловск: УФ АН СССР, 1967. – 204 с.

113. Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 5. Франский век / Г. А. Смирнов, Т. А. Смирнова, М. Л. Клюжина, Л. В. Анфимов. – М.: Наука, 1974. – 218 с.

114. Смирнов Г. А. Краткая петрографо-геохимическая характеристика важнейших типов граувакк франского яруса на восточном склоне Среднего и Южного Урала / Г. А. Смирнов, Л. В. Анфимов, Е.В. Силантьев // Тр. Института Геологии и Геохимии. – Свердловск: УФ АН СССР, 1971. – С. 46–50.

115. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Уралгеолком, 1993.

116. Стратиграфический кодекс России. Издание третье / отв. ред. А. И. Жамойда. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с. – (Межведомственный стратиграфический комитет России, ВСЕГЕИ).

117. Тейлор С. Р. Континентальная кора: её состав и эволюция / С. Р. Тейлор, С. М. МакЛеннан. – М.: Мир, 1988. – 384 с.

118. Тимофеев П. П. Основные проблемы современной литологии и задачи Межведомственного литологического комитета/ П. П. Тимофеев. – Литология и полез. ископаемые. – 1978. – № 6. – С. 3–15.

119. Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений / В. Т. Фролов. – М.: Недра, 1984. – 222 с.

120. Фролов В. Т. Литология. Кн. 1 / В. Т. Фролов. – М.: МГУ, 1992. – 336 с.

121. Фролов В. Т. Литология. Кн. 3 / В. Т. Фролов. – М.: МГУ, 1995. – 352 с.

122. Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана) / В. Т. Фролов. – М.: МГУ, 1965. – 197 с.

123. Холодов В. Н. О терминах, применяемых при изучении вторичных изменений осадочных пород / В. Н. Холодов // Литология и полез. ископаемые. – 1970. – № 6. – С. 91–101.

124. Чибрикова Е.В. Верхнедевонские отложения в разрезе "Кодинский" / Е.В. Чибрикова, В.А. Олли // Геологический сборник №8. ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. – С. 20–22.

125. Чувашов Б. И. Рифовые системы Уральского подвижного пояса и эволюция рифообразующих биот. Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы / Б. И. Чувашов. – М.: ПИН РАН, 2011. – С. 71–115.

126. Чувашов Б. И. Карбонатно-терригенные отложения разреза "Кодинка–Щербаково" – опорный разрез верхнего девона бассейна р. Исеть (восточный склон Среднего Урала) / Б. И. Чувашов, А. Л. Анфимов // Ежегодник-2007. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. – С. 88–97.

127. Чувашов Б. И. Основные типы органогенных построек верхнего девона Урала / Б. И. Чувашов, В. П. Шуйский, О. Э. Пилосова // Ежегодник-1996. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. – С. 22–27.

128. Шванов В. Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов) / В. Н. Шванов. – Л.: Недра, 1987. – 269 с.

129. Шишлов С. Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций / С. Б. Шишлов. – СПб.: СПбГУ, ЛЕМА, 2010. – 276 с.

130. Шутов В. Д. Классификация песчаников / В. Д. Шутов // Литология и полез. ископаемые. – 1967. – № 5. – С. 86–103.

131. Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов / В. Д. Шутов. – М.: Наука, 1975. – 115 с. – (Тр. ГИН АН СССР, вып. 278).

132. Эпигенез и его минеральные индикаторы / отв. ред. А. Г. Коссовская. – М.: Наука, 1971. – 170 с. – (Тр. ГИН АН СССР, вып. 221).

133. Юдович Я. Э. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис. – Екатеринбург: УрО РАН, 2010. – 142 с.

134. Юдович Я. Э. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия) / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис. – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.

135. Юдович Я. Э. Геохимия титана / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис, Н. В. Рыбина. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. – 432 с.

136. Юдович Я. Э. Основы литохимии / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.

137. Язева Р. Г. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования) / Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. – 204 с.

138. Япаскурт О.В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза / О.В. Япаскурт. – Литосфера. – 2005. – № 3. – С. 5–30.

139. Япаскурт О.В. Влияние геодинамических факторов на внутристратисферные процессы литификации осадочных отложений / О.В. Япаскурт. – Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2016. – № 1. – С. 10–19.

140. Япаскурт О. В. Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов породои рудообразования / О. В. Япаскурт. – М.: ЭСЛАН, 2008. – 356 с.

141. Япаскурт О. В. Новое о типизации постседиментационных преобразований терригенных отложений континентов и их окраин (с учетом влияния геодинамических факторов на литогенез / О. В. Япаскурт // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2014. – № 4. – С. 42–49.

142. Япаскурт О. В. Стадиальный анализ литогенеза / О. В. Япаскурт, Е. В. Карпова. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: ИНФРА-М, 2016. – 161 с.

143. Япаскурт О. В. Постседиментационный литогенез терригенных комплексов и палеотектоника / О. В. Япаскурт, Ю. В. Ростовцева, Е. В. Карпова // Литосфера. – 2003. – № 1. – С. 39–53.

144. Ahmed S. Facies architecture and stratigraphic evolution of a river-dominated delta front, Turonian Ferron Sandstone, Utah, U.S.A. / S. Ahmed, J. P. Bhattacharya, D. E. Garza, Y. Li // J. Sed. Res. – 2014. – V. 84, No. 2. – P. 97–121.

145. Ainsworth R. B. Dynamic spatial and temporal prediction of changes in depositional processes on clastic shorelines: Toward improved subsurface uncertainty reduction and management / R. B. Ainsworth, B. K. Vakarelov, R. A. Nanson // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. – 2011. – V. 95, No 2. – P. 267–297.

146. Algeo T. J. Redox classification and calibration of redox thresholds in sedimentary systems / T. J. Algeo, C. Li // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2020. – V. 287. – P. 8–26.

147. Algeo T. J. Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenium–uranium covariation / T. J. Algeo, N. Tribovillard // Chem. Geol. – 2009. – V. 268. – P. 211–225.

148. Bates C. C. Rational theory of delta formation / C. C. Bates // AAPG Bulletin. – 1953. – V. 37, No. 9. – P. 2119–2162.

149. Bahlburg H. A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions / H. Bahlburg, N. Dobrzinski // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / eds. E. Arnaud, G. P. Harvelson, G. Shields-Zhou. – Geol. Soc. Lond. Mem. – 2011. – V. 36. – P. 81–92.

150. Becker R. T. Devonian climate, sea level and evolutionary events: an introduction // R. T. Becker, P. Königshof, C. E. Brett // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. – 2016a. – V. 423. – P. 1–10.

151. Becker R. T. Review of chrono-, litho- and biostratigraphy across the global Hangenberg crisis and Devonian–Carboniferous boundary / R. T. Becker, S. I. Kaiser, M. Aretz // Devonian climate, sea level and evolutionary events / eds. R. T. Becker, P. Köngshof, C. E. Brett. – Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. – 20166. – V. 423. – P. 355–386.

152. Becker R. T. The Devonian period / R. T. Becker, J. E. A. Marshall, A.-C. Da Silva, F. P. Arterberg, F. M. Gradstein, J. G. Ogg // Geological Time Scale 2020 / eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz. G. M. Ogg. – Elsevier, 2020. – V. 2. – P. 733–810.

153. Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones / M. R. Bhatia // J. Geol. – 1983. – V. 91, No. 6. – P. 611–627.

154. Bhatia M. R. Trace elements characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins / M. R. Bhatia., K. A. W. Crook // Contrib. Mineral. Petrol. – 1986. – V. 92. – P. 181–193.

155. Bhattacharya J. P. Deltas / J. P. Bhattacharya // Facies models revisited / eds. H. W. Posamentier, R. G. Walker. – SEPM Society for Sedimentary Geology, 2006. – P. 237–292.

156. Bhattacharya J. P. Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America / J. P. Bhattacharya, J. A. MacEachern // J. Sed. Res. – 2009. – V. 79, No. 4. – P. 184–209.

157. Bhattacharya J. P. Sedimentology and structure of growth faults at the base of the Ferron Sandstone member along Muddy Creek, Utah / J. P. Bhattacharya, R. K. Davies // AAPG Studies on Geology No. 50. – 2003. – P. 278–304.

158. Bouma A. H. Sedimentology of some Flysh deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation / A. H. Bouma. – 1962. – Elsevier: Amsterdam, 168 pp.

159. Boyd R. Classification of clastic coastal depositional environments / R. Boyd, R. Dalrymple, B. A. Zaitlin // Sed. Geol. – 1992. – V. 80. – P. 139–150.

160. Bracciali L. Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): From source areas to configuration of margins / L. Bracciali, M. Marroni, L. Pandolfi, S. Rocchi // Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., V. 420 / eds. J. Arribas, S. Critelli, M. J. Johnsson. – 2007. – P. 73–93.

161. Brenchley P. J. Palaeocology. Ecosystems, environments and evolution / P. J. Brenchley, D. A. T. Harper. – London: Chapman & Hall, 1998. – 402 pp.

162. Caillaud A. Turbidite-induced re-oxygenation episodes of sediment-water interface in a diverticulum of the Tethys Ocean during the Ocean Anoxic Event 1a: The French Vocontian Basin / A. Caillaud, M. Quijada, B. Huet, J.-Y. Reynaud, A. Riboulleau, V. Bout-Roumazeilles, F. Baudin, A. Chappaz, T. Adatte, J.-N. Ferry, N. Tribovillard // J. Depos. Rec. – 2020. – In print.

163. Carmichael S. K. Paleogeography and paleoenvironments of the Late Devonian Kellwasser Event: a review of its sedimentological and geochemical expression / S. K. Carmichael, J. A. Walters, P. Königshof, T. J. Suttner, E. Kido // Glob. Planet. Change. – 2019. – V. 183. – P. 1– 17.

164. Chiarella D. Types of mixing and heterogeneities in siliclastic-carbonate sediments / D. Chiarella, S. G. Longhitano, M. Tropeano // Mar. Pet. Geol. – 2017. – V. 88. – P. 617–627.

165. Condie K. C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales / K. C. Condie // Chem. Geol. – 1993. – V. 104. – P. 1–37.

166. Condie K. C. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal craton as an index of craton evolution / K. C. Condie, D. J. Wronkiewicz // Earth Planet. Sci. Lett. – 1990. – V. 97. – P. 256–267.

167. Da Silva A.-C. Stromatoporoid palaeoecology in the Frasnian (Upper Devonian) Belgian platform, and its applications in interpretation of carbonate platform environments / A.-C. da Silva, S. Kershaw, F. Boulvain // Palaeontol. – 2011. – V. 54, Part 4. – P. 883–905.

168. Dalrymple R. W. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation / R. W. Dalrymple, K. Choi // Earth-Sci. Rev. – 2007. – V. 81, Iss. 3–4. – P. 135–174.

169. Dasgupta P. Geometrical mechanism of inverse grading in grain-flow deposits: An experimental revelation / P. Dasgupta, P. Manna // Earth-Sci. Rev. – 2011. – V. 204. – P. 186–198.
170. Dunham R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture / R. J. Dunham // Classification of carbonate rocks: Amer. Assoc. Petr. Geol. Mem. / Ham W. E. (ed.). – 1962. – P. 108–121.

171. Ernst R. E. Age correlation of large Igneous Provinces with Devonian biotic crises / R. E. Ernst, S. A. Rodygin, O. M. Grinev // Glob. Planet. Change. – 2020. – V. 182. – P. 1–12.

172. Faugeres J.-C. Contour currents and contourite drifts / J.-C. Faugeres, T. Mulder // Deepsea sediments. Developments in Sedimentology, V. 63 / eds. H. Hüneke, T. Mulder. – 2011. – Elsevier: Amsterdam. – P. 149–214.

173. Fedo C. M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance / C. M. Fedo, H. W. Nesbitt, G. M. Young // Geology. – 1995. – V. 23. – P. 921–924.

174. Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, application and interpretation / Flügel E. -2^{nd} ed. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010. – 984 pp.

175. Fürsich F. T. Shell beds as tools on basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India / F. T. Fürsich, W. Oschmann // J. Geol. Soc. Lond. – 1993. – V. 150. – P. 169–185.

176. Galloway W. E. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems / W. E. Galloway // Deltas: Models for explorations / ed. M.L. Broussard. – 1975. – Houston, Texas, Houston Geological Society. – P. 87–98.

177. Ghadeer S. G. Sediment processes in an ancient mud-dominated succession: a comparison of processes operating in marine offshore settings and anoxic basinal environments / S. G. Ghadeer, J. H. S. Macquacker // J. Geol. Soc. Lond. – 2011. – V. 168. – P. 1121–1132.

178. Golonka J. Late Devonian paleogeography in the framework of global plate tectonics / J. Golonka // Glob. Planet. Change. – 2020. – V. 186. – P. 1–19.

179. Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering / L. Harnois // Sed. Geol. – 1988. – V. 55. – P. 319-322.

180. Hatch J. R. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. / J. R. Hatch, J. S. Leventhal // Chem. Geol, 1992. – V. 99. – P. 65–82.

181. Heling D. Diagenetic alteration of smectite in argillaceous sediments of Rhinegraben (SW Germany) / D. Heling // Sedimentology. – 1974. – V. 21. – P. 463–472.

182. Ichaso A. A. Tide- and wave-generated fluid mud deposits in the Tijle Formation (Jurasic), offshore Norway / A. A. Ichaso, R. W. Dalrymple // Geology. – 2009. – V. 37. – P. 539–542.

183. Ingersoll R. V. The effect of grain size in detritial modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method / R. V. Ingersoll, T. F. Bullard, R. L. Ford, J. D. Pickle, S. W. Sares // J. Sed. Petrol. – 1984. – V. 54, No. 1. – P. 103–116.

184. Jones B. Comparsion of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones / B. Jones, D. A. C. Manning // Chem. Geol. – 1994. – V. 111. – P. 111–129.

185. Kaiser S. I. The global Hangenberg crisis (Devonian–Carboniferous transition): review of a first-order mass extinction / S. I. Kaiser, M. Aretz, R. T. Becker // Devonian climate, sea level and evolutionary events / eds. R. T. Becker, P. Köngshof, C. E. Brett. – Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. – 2016. – V. 423. – P. 387–437.

186. Kane I. A. Sedimentological criteria to differentiate submarine channel levee subenvironments: Exhumed examples from the Rosario Fm. (Upper Cretaceous) of Baja California, Mexico, and the Fort Brown Fm. (Permian), Karoo Basin, S. Africa / I. A. Kane, D. M. Hodgson // Mar. Petrol. Geol. – 2011. – V. 27. – P. 807–823.

187. Keith M. L. Geochemical indicators of marine and freshwater sediments / M. L. Keith, E.
T. Degens // Researches in Geochemistry / ed. Abelson P. H. – 1959. –Wiley and Sons: New York. –
P. 38–61.

188. Kirby R. Distribution and behavior of fine sediment in the Severn Estuary and inner Bristol Channel, U. K. / R. Kirby, W. R. Parker // Can. J. Fish. Aquat. Sci. – 1983. – V. 40. – P. 83–95.

189. Knaust D. Atlas of trace fossils in well core / D. Knaust. – Springer international publishing AG, 2017. – 210 pp.

190. Kuznetsov N. B. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models / N. B. Kuznetsov, L. M. Natapov, E. F. Belousova, S. Y. O'Reilly, W. L. Griffin // Gondwana Res. – 2010. – V. 17. – P. 583–601.

191. Lowe D. R. Grain flow and grain flow deposits / D. R. Lowe // J. Sed. Petrol. – 1976. – V. 46. – P. 188–199.

192. Lowe D. R. Sediment gravity flows. II. Depositional models with special reference to high density turbidity currents / D. R. Lowe // J. Sed. Petrol. – 1982. – V. 52. – P. 279–298.

193. MacEachern J. Ichnology of deltas: organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms and tides / J. MacEachern, K. Bann, J. P. Bhattacharya, C. D. Howell // River Deltas – Concepts, Models, and Examples / eds. Giosan L., Bhattacharya J. P. – SEPM, Special Publication 83. – 2005. – P. 49–85.

194. Maynard J. B. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin / J. B. Maynard., R. Valloni., H.-S. Yu // J. Geol. Soc. Amer. – 1982. – V. 10 – P. 551–561.

195. McLennan S. M. Rare earth elements in sedimentary rocks. Influence of provenance and sedimentary processes / S. M. McLennan // Reviews in mineralogy. – 1989. – V. 21. – P. 169–200

196. McLennan S. M. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics / S. M. McLennan, S. Hemming, D. K. McDaniel, G. N. Hanson // Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., V. 284 / eds. M. J. Johnsson, A. Basu. – 1993. – P. 21–40.

197. Meuner A. The weathering intensity scale (WIS): An alternative approach of the Chemical Index of Alteration (CIA) / A. Meuner, L. Caner, F. Hubert, A. el Albani, D. Prêt // Am. J. Sci. – 2013. – P. 113–143.

198. Mulder T. Gravity Processes and Deposits on Continental Slope, Rise and Abyssal Plains /
T. Mulder // Deep-sea sediments. Developments in Sedimentology, V. 63 / eds. H. Hüneke, T. Mulder.
2011. – Elsevier: Amsterdam. – P. 24–148.

199. Mulder T. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review / T. Mulder, J. P. M. Syvitski, S. Migeon, J.-C. Faugeres, B. Savoye // Mar. Pet. Geol. – 2003. – V. 20, Iss. 6–8. – P. 861–882.

200. Mulder T. The physical character of sedimentary density currents and their deposits / T. Mulder, J. Alexander // Sedimentology. – 2001. – V. 48. – P. 269–299.

201. Mulder T. Turbidity current generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans / T. Mulder, J. P. M. Syvitski // J. Geol. – 1995. – V. 103, No. 3. – P. 285–299.

202. Nemec W. The dynamics of deltaic suspension plumes / W. Nemec // Geology of Deltas / eds. Oti M. N., Postma G. – Rotterdam, Balkema, 1995. – P. 31–93.

203. Nesbitt H. W. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites / H. W. Nesbitt, G. M. Young // Nat. – 1982. – V. 299. – P. 715–717.

204. Nishida N. Clay fabric of fluid mud deposits from laboratory and field observations: potential application to the stratigraphic record / N. Nishida, M. Ito, A. Inoue, S. Takizawa / Mar. Geol. -2013. - V.337. - P.1-8.

205. Olariu C. Delta front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modeling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah / C. Olariu, R. J. Steel, A. L. Petter / AAPG Bull. - 2010. – V. 94, No. 6 – P. 819–845.

206. Olariu C. Terminal distributary channels and delta front architecture of river-dominated delta systems / C. Olariu, J. P. Bhattacharya // J. Sed. Res. – 2006. – V. 76, No. 2. – P. 212–233.

207. Orton G. J. Variability of deltaic processes in terms of sedimentary supply, with particular emphasis on grain size / G. J. Orton., H. G. Reading // Sedimentology. – 1993. – V. 40. – P. 475–512.

208. Patruno S. Quantitative characterization of deltaic and subaqueous clinoforms / S. Patruno, G. J. Hampson, C. A-L. Jackson // Earth-Sci. Rev. – 2015. – V. 142. – P. 79–119.

209. Peng Y. Mixed-energy process interactions read from a compound-clinoform delta (paleo-Orinoco delta, Trinidad): preservation of river and tide signals by mud-induced wave damping / Y. Peng, R. J. Steel, V. M. Rossi, C. Olariu // J. Sed. Res. – 2018. – V. 88. – P. 75–90.

210. Piper D. J. W. Turbidite muds and silts on deepsea fans and abyssal plains / D. J. W. Piper
// Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches / eds. D. J. Stanley and G. Kelling. – 1978.
– Dowden, Hutchinson and Ross: Stroudsburg, Pennsylvania. – C. 163–176.

211. Pisarzowska A. Large environmental disturbances caused by magmatic activity during the Late Devonian Hangenberg Crisis / A. Pisarzowska, M. Rakocinski, L. Marynowski, M. Szczerba, M. Thoby, M. Paszkowski, M. C. Perri, C. Spalletta, H.-P. Schönlaub, N. Kowalik, M. Gereke // Glob. Planet. Change. – 2020. – V. 190. – P. 103155.

212. Plank T. The chemical composition of subducting sediments / T. Plank // Treatise on geochemistry. 2^{nd} ed. – 2014. – V. 4. – P. 607–629.

213. Plank T. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle / T. Plank, C. H. Langmuir // Chem. Geol. – 1998. – V. 145. – P. 325–394.

214. Plink-Björklund P. Initiation of turbidity currents: Outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites / P. Plink-Björklund, R. J. Steel // Sed. Geol. – 2004. – V. 165, Iss. 1–2. – P. 29–52

215. Plint G. A. Bedload transport of mud across a wide, storm-influenced ramp: Cenomanian– Turonian Kaskapau Formation, Western Canada foreland basin / G. A. Plint, J. H. S. MacQuaker, B. L. Varban // J. Sed. Res. – 2012. – V. 82, No. 11. – P. 801–822.

216. Plint G. A. Mud dispersal across a Cretaceous prodelta: storm generated, wave-enhanced sediment gravity flows inferred from mudstone microtexture and microfacies // G. A. Plint // Sedimentology. – 2014. – V. 61, Iss. 3. – P. 609–647.

217. Postma G. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis / G. Postma // Coarse-grained deltas / ed. A. Colella and D. B. Prior. – Blackwell Scientific Publications, 1990. – P. 13–27.

218. Puchkov V. N. The diachronous (step-wise) arc-continent collision in the Urals / V. N. Puchkov // Tectonophysics. – 2009. – V. 479. – P. 175–184.

219. Racki G. A volcanic scenario for the F-F major biotic crises and other late Devonian global changes: more answers than questions? / G. Racki // Glob. Planet. Change. – 2020. – V. 189. – P. 1–29.

220. Reading H. G. Clastic coasts / H. G. Reading., J. D. Collinson // Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy / ed. H.G. Reading. – 3rd ed. – Blackwell Publishing, 1996. – P. 154–231.

221. Reading H. G. The classification of deep-water siliclastic depositional systems by grain size and feeder system / H. G. Reading, M. T. Richards // AAPG Bull. – V. 78, No. 5. – P. 792–822.

222. Richards M. Submarine-fan systems I: characterization and stratigraphic prediction / M. Richards, M. Bowman, H. Reading // Mar. Pet. Geol. – 1998. – V. 15. – P. 689–717.

223. Roser B. P. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K_2O/Na_2O ratio / B. P. Roser., R. J. Korsch // J. Geol. – 1986. – V. 94, No. 5. – P. 635–650.

224. Roser B. P. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data / B. P. Roser., R. J. Korsch // Chem. Geol. – 1988. – V. 67. – P. 119–139.

225. Rossi V. M. Quantifying mixed-process variability in shallow-marine depositional systems: What are sedimentary structures really telling us? / V. M. Rossi, M. M Perillo, R. J. Steel, C. Olariu // J. Sed. Res. – 2017. – V. 87. – P. 1060–1074.

226. Rossi V. M. The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina) / V. M. Rossi, R. J. Steel // Sedimentology. – 2016. – V. 63. – P. 824–864.

227. Rudnick R. L. Composition of the continental crust / R. L. Rudnick, S. Gao // Treatise on geochemistry. 2nd ed. – 2014. – V. 4. – P. 1–51.

228. Schieber J. Accretion of mudstone beds from migrating floccules ripples // J. Scheiber, J. B. Southard, K. Thaisen // Science. – 2007. – V. 318. – P. 1760–1763.

229. Schoonmaker J. Tectonic implications of illite/smectite diagenesis, Barbados accretionary prism / J. Schoonmaker, F. T. Mackenzie, R. C. Speed // Clays Clay Miner. – 1986. – V. 34. – P. 465–472.

230. Sediment transfer from shelf to deep water – Revisiting the delivery system / eds. R. M. Slatt, C. Zavala. – AAPG Studies in Geology 61, 2011. 214 p.

231. Shanmugam G. Submarine fans: characteristics, models, classification and reservoir potential / G. Shanmugam, R. J. Moiola // Earth-Sci. Rev. – 1988. – V. 24. – P. 383–428.

232. Steel E. Hyperpycnal delivery of sand to continental shelf: Insights from the Jurassic Lajas Formation, Neuquen Basin, Argentina / E. Steel, A. R. Simms, R. Steel, C. Olariu // Sedimentology. – 2018. – V. 65. – P. 2149–2170.

233. Stevenson C. J. The spatial and temporal distribution of grain-size breaks in turbidites / C. J. Stevenson, P. J. Talling, D. G. Masson, E. J. Sumner, M. Frenz, R. B. Wynn // Sedimentology. – 2014. – V. 61. – P. 1120–1156.

234. Stow D. A. V. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments / D. A. V. Stow, G. Shanmugam // Sediment. Geol. – 1980. – V. 25. – P. 23–42.

235. Swift D. J. P. Sedimentation on continental margins, IV: lithofacies and depositional systems / Swift D. J. P., Phillips S. and Thorne J. A. // Shelf sand and sandstone bodies: geometry, facies and sequence stratigraphy / ed. D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W. Tillman and J. A. Thorne. – 1991. – P. 89–152.

236. Talling P. J. Can liquefied (debris) flows deposit clean sandstone over large areas of the sea floor? Field evidence from Marnoso-arenacea Formation, Italian Apennines. / P. J. Talling, G. Malgesini, F. Felletti // Sedimentology. – 2012a. – V. 60, Iss. 3. – P. 720–762.

237. Talling P. J. On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings / P. J. Talling // Mar. Geol. – 2014. – V. 352. – P. 155–182.

238. Talling P. J. Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposit types / P. J. Talling, D. G. Masson, E. J. Sumner, G. Malgesini // Sedimentology. – 20126. – V. 59. – P. 1937–2003.

239. Tribovillard N. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update / N. Tribovillard, T. J. Algeo, T. Lyons, A. Riboulleau // Chem. Geol. – 2006. – V. 232. – P. 46–58.

240. Tribovillard N. Analysis of marine environmental conditions based on molybdenumuranium covariation – Applications to Mesozoic paleoceanography / N. Tribovillard, T. J. Algeo, F. Baudin, A. Riboulleau // Chem. Geol. – 2012. – V. 324–325. – P. 12–32.

241. Uchman A. Deep-Sea Fans / A. Uchman, A. Wetzel // Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments / eds. D. Knaust, R. G. Bromley. – Developments in Sedimentology, V. 64. – 2012. – P. 643–671.

242. Vakarelov B. K. A hierarchical approach to architectural classification in marginal-marine systems: Bridging the gap between sedimentology and sequence stratigraphy / B. K. Vakarelov, R. B. Ainsworth // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. – 2013. – V. 97, No. 7. – P. 1121–1161.

243. Van de Kamp P. C. Smectite-illite-muscovite transformations, quartz dissolution and silica release in shales / P. C. van de Kamp // Clays Clay Miner. – 2008. – V. 56, No. 1. – P. 66–81.

244. Van der Plas L. A chart for judging the reliability of point counting results / L. van der Plas, A. C. Tobi // Amer. J. Sci. – 1965. – V. 263, No. 1. – P. 87–90.

245. Verma S. P. Road from Geochemistry to Geochemometrics / S. P. Verma. – Springer Nature Singapore Pte Ltd, 2020. – 675 pp.

246. Verma S. P. Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings / S. P. Verma, J. S. Armstrong-Altrin // Sed. Geol. – 2016. – V. 332. – P. 1–12.

247. Verma S. P. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins / S. P. Verma, J. S. Armstrong-Altrin // Chem. Geol. – 2013. – V. 355. – P. 117–133.

248. Walker R. G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models of exploration for stratigraphic traps / R. G. Walker // Bul. AAPG. – 1978. – V. 62, No. 6. – P. 932–966.

249. Wei W. Identifying marine incursions into the Paleogene Bohai Bay Basin lake system in northeastern China / W. Wei, T. Algeo, Y. Lu, Y. Lu, H. Liu, S. Zhang, L. Peng, J. Zhang, L. Chen // Int. J. Coal Geol. – 2018. – 1–17.

250. Wei W. Elemental proxies for paleosalinity analysis of ancient shales and mudrocks / W. Wei, T. J. Algeo // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2020. – V. 287. – P. 341–366.

251. Wendte J. Depositional facies framework, evolution, and reservoir architecture of the Upper Devonian Jean Marie Member (Redknife Formation) in the July lake area of northeastern British Columbia / J. Wendte, D. Sargent, A. Byrnes, I. Al-Aasm // Bull. Canad. Petroleum Geol. – 2009. – V. 57, No. 3. – P. 209–250.

252. Wooldridge L. J. Clay coat diversity in marginal marine sediments / L. J. Wooldridge, R. H. Worden, J. Griffiths, J. E. P Utley. – Sedimentology. – 2019. – V. 66. – P. 1118–1138.

253. Worden R. H. The effect of ductile-lithic sand grains and quartz cement on porosity and permeability in Oligocene and Lower Miocene clastics, South China Sea: prediction of reservoir quality / R. H. Worden, M. Mayall, I. J. Evans // AAPG Bull. –2000. – V. 84, No. 3. – P. 345–359.

254. Worden R. H. Chlorite in sandstones / R. H. Worden, J. Griffiths, L. J. Wooldridge, J. E. P. Utley, A. Y. Lawan, D. D. Muhammed, N. Simon, P. J. Armitage // Earth-Sci. Rev. – 2020. – V. 204. – P. 1–38.

255. Yang B. C. Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, south-western Korea: summer tidal flat – winter shoreface / B. C. Yang, R. W. Dalrymple, S. S. Chun // Sedimentology. – 2005. – V. 52. – P. 235–252.

256. Yang H. Geochemical and Nd isotopic compositions of the metasedimentary rocks in the La Ronge Domain, Trans-Hudson Orogen, Canada: implications for evolution of the domain / H. Yang, K. Kyser, K. Ansdell // Prec. Res. – 1998. – V. 92. – P. 37–64.

257. Yang R. The influence of hyperpycnal flows on the salinity of deep-marine environments, and implications for the interpretation of marine facies / R. Yang, A. Fan, A. J. Van Loon (Tom), Z. Han, C. Zavala // Mar. Petrol. Geol. – 2018. – V. 98. – P. 1–11.

258. Yao L. Gigantoproductid brachiopod storm shell beds in the Mississippian of South China: implications for their palaeoenvironmental and palaeogeographical significances / L. Yao, M. Aretz, Y. Li, X. Wang // Geologica Belgica. – 2016. – Vol.19 (1–2).

259. Zavala C. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpychal flow deposits / C. Zavala, M. Arcuri, M. Di Meglio, H. Gamero Diaz, C. Contresas // Sediment transfer from shelf to deep water – Revisiting the delivery system / eds. R. M. Slatt, C. Zavala. – AAPG Studies in Geology 61, 2011. – P. 31–51.

260. Zavala C. Hyperpycnal flows and hyperpycnites: origin and distinctive characteristics / C. Zavala, S. Pan // Lithologic Reservoirs. – 2018. – V. 30 (1). – P. 1–27.

261. Zavala C. Intrabasinal and extrabasinal turbidites: origin and distinctive characteristics / C. Zavala, M. Arcuri // Sed. Geol. – 2016. – V. 337. – P. 36–54.

Фондовая

262. Информационный отчет по прогнозно-поисковым работам на золото на Алапаевской площади. Лист О-41-ХХ. Отчет Исетской ГСП за 2000–2002 гг. / отв. исполн. А. В. Коровко. – Верхняя Пышма: ОАО СУГРЭ. – 2002. –282 с.

263. Отчет по опережающим геофизическим и геохимическим работам и геологическому доизучению масштаба 1:50000 с общими поисками золота и меди в пределах Сосновской площади (топопланшеты О-41-123-А, Б, В, Г; О-41-135-А) за 1987–1995 гг. / исполн. В. В. Ведерников, Двоеглазов Д. А. – 1997.

Приложение А. Список работ, опубликованных автором по тематике диссертации Статьи в журналах, входящих в список ВАК

1. *Мельничук О. Ю*. Особенности вещественного состава аргиллитов кодинской свиты (верхний девон, восток Среднего Урала) / О. Ю. Мельничук, А. Д. Рянская // Литосфера. – 2017. – Т. 17, № 3. – С. 71–86.

2. *Мельничук О. Ю*. Позднедевонская дельтовая система на востоке Среднего Урала / О. Ю. Мельничук // Вестник Пермского Университета. Геология. – 2018. – Т. 17, № 1. – С. 18–32.

3. *Мельничук О. Ю.* Устькодинская свита фамена восточного склона Среднего Урала: фациально-генетические реконструкции / О. Ю. Мельничук // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. – 2018. – № 3 (279). – С. 8–16.

4. Маслов А. В. Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 1. Минералого-петрографические подходы и методы / А. В. Маслов, *О. Ю. Мельничук*, Г. А. Мизенс, Ю. В. Титов // Литосфера. – 2019. – Т. 19, № 6. – С. 834–860.

Маслов А. В. Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы / А. В. Маслов, О. Ю. Мельничук, Г. А. Мизенс, Ю. В. Титов, М. В. Червяковская // Литосфера. – 2020. – Т. 20, № 1. – С. 40–62.

Статьи в Ежегоднике ИГГ УрО РАН

1. Бадида Л. В. Текстура "конус в конусе" в терригенной толще верхнедевонской кодинской свиты на востоке Среднего Урала / Л. В. Бадида, Г. А. Мизенс, *О. Ю. Мельничук* // Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 162. –Екатеринбург, 2015. – С. 44–48.

2. *Мельничук О. Ю.* Разрез верхнедевонской кодинской свиты на правобережье р. Исеть (восточный склон Среднего Урала) / О. Ю. Мельничук, Г. А. Мизенс // Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 162. – Екатеринбург, 2015. – С. 64–70.

3. *Мельничук О. Ю*. Глинистые породы верхнедевонской кодинской свиты (восточный склон Среднего Урала): минералогия и химический состав, палеореконстркции / О. Ю. Мельничук // Ежегодник-2015. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 163. – Екатеринбург, 2016. – С. 51–57.

4. *Мельничук О. Ю.* Вещественный состав дайки из разреза кодинской свиты на р. Исеть (восточный склон Среднего Урала) / О. Ю. Мельничук, Е. Н. Волчек // Ежегодник-2017. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 165. – Екатеринбург, 2018. – С. 131–135.

5. *Мельничук О. Ю.* К вопросу о типах терригенных мелководно-морских осадочных систем / О. Ю. Мельничук // Ежегодник-2018. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 166. – Екатеринбург, 2019. – С. 73–78.

6. *Мельничук О. Ю*. Краткая история изучения верхнефранской кодинской и фаменской устькодинской свит (восточный склон Среднего Урала) / О. Ю. Мельничук // Ежегодник-2018. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 166. – Екатеринбург, 2019. – С. 79–84.

Материалы и тезисы конференций

1. *Мельничук О. Ю.* Особенности терригенного осадконакопления в прибрежно-морских обстановках / О. Ю. Мельничук // Виртуальные и реальные литологические модели. Материалы I Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. – С. 87–88.

2. *Мельничук О. Ю.* Литохимия глинистых пород кодинской свиты (восточный склон Среднего Урала) / О. Ю. Мельничук // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания. – М.: РГУНГ, 2015. – Т. II. – С. 424–426.

3. *Мельничук О. Ю.* Фации продельты в составе позднедевонского дельтового конуса (восток Среднего Урала) / О. Ю. Мельничук // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. – Вып. 19. – Пермь:, 2016. – С. 201–206.

4. Мельничук О. Ю. Обстановки формирования верхнедевонских отложений среднеуральского сегмента Восточно-Уральской мегазоны / О. Ю. Мельничук // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. Материалы IV Всероссийской молодежной геологической конференции. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2016. – С. 45–49.

5. *Мельничук О. Ю.* Гидрофации верхнедевонской кодинской свиты по палеонтологическим и геохимическим данным (восточный склон Среднего Урала) / О. Ю. Мельничук, А. Г. Мизенс // Уникальные литологические объекты через призму их разнообразия. Материалы 2-й Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. – С. 162–165.

6. *Мельничук О. Ю.* К вопросу об эволюции источников сноса во время формирования кодинской и устькодинской свит (верхний девон, восточный склон Среднего Урала) / О. Ю. Мельничук // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXVII Всероссийской молодежной конференции с участием исследователей из других стран. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. – С. 149–150.

7. Бадида Л. В. Текстура конус в конусе в терригенной толще верхнедевонской кодинской свиты на востоке Среднего Урала / Л. В. Бадида, Г. А. Мизенс, *О. Ю. Мельничук* //

Литология и я: от идей до выводов. Материалы 3-й Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. – С. 63–65.

8. Дуб С. А. Карбонатные конкреции в песчаных породах верхнедевонской кодинской свиты (восточный склон Среднего Урала) / С. А. Дуб, *О. Ю. Мельничук*, Г. А. Мизенс // Экзолит-2018. Научные чтения памяти О.В. Япаскурта. – М.: МГУ, 2018. – С. 29–31.

9. *Мельничук О. Ю.* Идентификация петротипов песчаных пород по литохимическому составу / О. Ю. Мельничук // Литология и я: от идей до выводов. Материалы 3-й Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. – С. 102–105.

10. *Мельничук О. Ю.* Краткая геологическая история фран-фаменских отложений кодинского блока Алапаевско-Теченской зоны (Средний Урал, Восточно-Уральская мегазона) / О. Ю. Мельничук // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. Материалы VI Всероссийской молодежной геологической конференции. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2018. – С. 17–21.

11. *Мельничук О. Ю.* Верхнефранские известняки кодинского разреза – органогенная постройка? (Средний Урал) / О. Ю. Мельничук, С. А. Дуб, И. Г. Закирьянов // Материалы IX Сибирской конференции молодых учёных по наукам о Земле. – Новосибирск: СО РАН, 2018. – С. 371–373.

12. *Мельничук О. Ю*. Гиперпикниты в разрезе кодинской свиты (верхний девон, восточный склон Среднего Урала) / О. Ю. Мельничук // Экзолит-2019. Фациальный анализ в литологии: теория и практика. Годичное собрание (научные чтения), посвященные 110-летию со дня рождения Г.Ф. Крашенинникова / ред. Ю.В. Ростовцевой. – М.: МГУ, 2019. – С. 94–96.

13. Дуб С. А. Известковые цианобактерии и кальцимикробы в верхнем девоне и нижнем карбоне восточного склона Среднего Урала / C. A. Дуб, О. Ю. Мельничук // Цианопрокариты/цианобактерии: систематика, экология, распространение. Материалы докладов II Международной научной школы-конференции. – Сыктывкар: ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2019. – С. 127–131.

14. *Мельничук О. Ю.* Особенности седиментации верхнедевонской дельтовой системы (кодинская свита, восточный склон Среднего Урала) / О. Ю. Мельничук // Осадочные планетарные системы позднего палеозоя: стратиграфия, геохронология, углеводородные ресурсы. Сборник тезисов Международной стратиграфической конференции Головкинского. – Казань: КФУ, 2019. – С. 165–166.

15. Мельничук О. Ю. Особенности вещественного состава песчаников верхнедевонской кодинской и устькодинской свит (восточный склон Среднего Урала) / О. Ю. Мельничук // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: материалы IX

Всероссийского литологического совещания (с международным участием). – Казань: КФУ, 2019. – С. 287–288.

16. *Мельничук О. Ю.* К методике интерпретации лито- и геохимических особенностей состава мелко- и глубоководных глинистых пород / О. Ю. Мельничук // Методы, методы и снова методы в литологии. Материалы 4-й Всероссийской школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. – С. 30–33.

17. *Мельничук О. Ю.* Микротрещины в верхнедевонских песчаных породах Кодинского блока Алапаевско-Теченской зоны (средний сегмент Восточно-Уральской мегазоны) / О. Ю. Мельничук // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. – Вып. 25. – Пермь: ПГНИУ, 2022. – С. 154–160.

Приложение Б.	Условные	обозначения	к литологическим и	седиментологическим колонкам
---------------	----------	-------------	--------------------	------------------------------

	Породы		Текстуры
	Известняки		Внешне неслоистая
- • - • - •	Известняковые алевролиты (кальцилютиты)		Горизонтально-слоистая/ строматолитовая в известняках
	Мергели и глинистые известняки	~~~	Рябь волнения
•••	Песчаники	-11	Сложная
- <u>·</u> ,	Алевролиты	<u>~~</u>	Линзовидная слоистость
	Аргиллиты		Волнистая слоистость
	Тектонические нарушения		Косо-волнистая слоистость Рябь течения (сверху – на
(()	Органические остатки Микробиальные		поверхности напластования) Косая однонаправленная споистость
TA	Водорости		
+ 	Углефицированный растительный аттрит и детрит Крупные растительные		аргиллита разных размеров Литокласты основных/средних пород, гальки кварца и кремней
	остатки	0	Оползневой колобок
	Фораминиферы	0	Карбонатные линзы и и конкреции
2	Ценостеумы амфипор	-	Ожелезнение
	Столбики строматопор	500	Ракушняки
D	Одиночные кораллы	15	Ходы илоедов
8	Колониальные кораллы		Циклиты 2-го и 3-го порядка
y	Пелециподы		(слева – рециклит, справа – проциклит)
â	Гастроподы		Места отбора образцов
୭	Аммоноидеи	@ 8-1	Шлифы
Manalist	Тентакулит	©13-4	Геохимия
0	Остракоды	015-2	Определение макрофауны
Y	Мшанки	9	Номера пачек
	Брахиоподы	-098	Распространенность створок и раковин брахиопод слева
\odot	Криноидеи		направо: единичные (1–2), не более 10, 11–50, 51–100.
~	Конодонты		более 100
Ø	Ихтиодетрит	Фор	менные элементы в известняках Биокласты
!	Обилие остатков в толще		Биокласты
<u> </u>	либо на отдельных её уровнях (например, ракушняки)	0	Интракласты
3	адернованные участки	-	пелоиды
н <u>н</u> п	В литологической колонке	0	Онколиты
\searrow	В седиментологической	0	Ооиды
	колонке		Преобладают (линия сверху), встречаются умеренно (средняя линия), редко (пунктирная)

Приложение В. Петрохимический состав песчаников, аргиллитов и алевролитов кодинской и устькодинской свит Начало таблицы

№ п/п	№ обр.	Литотип	Хемотип	Толща	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3T}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P_2O_5	П. п. п.	ГМ	ЖМ	ФМ	AM	ТМ	НКМ	ЩМ	CIA
1	3179-3-5	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	D ₃ uk	51.84	0.90	18.17	9.20	0.19	4.73	1.11	0.81	2.98	0.12	10.00	0.55	0.49	0.27	0.35	0.05	0.21	0.27	74
2	3179-3-3	Глинистый алевролит	Псевдо- сиаллит	D ₃ uk	56.63	0.73	18.51	7.28	0.24	3.44	1.75	2.47	2.10	0.17	6.70	0.47	0.39	0.19	0.33	0.04	0.25	1.17	70
3	3179-3-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	D ₃ uk	56.22	0.81	17.35	7.67	0.21	4.13	1.15	1.40	2.61	0.14	8.40	0.46	0.43	0.21	0.31	0.05	0.23	0.54	72
4	3179-2-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	D ₃ uk	52.39	0.93	18.77	8.23	0.13	5.23	1.10	1.20	2.52	0.12	9.50	0.54	0.42	0.26	0.36	0.05	0.20	0.48	75
5	3181-6	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	D ₃ uk	56.02	0.99	22.21	5.11	0.03	3.03	0.70	0.87	4.09	0.17	6.90	0.51	0.22	0.15	0.40	0.04	0.22	0.21	77
6	3181-5	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	D ₃ uk	54.53	0.90	20.95	6.39	0.04	3.94	0.60	0.85	4.08	0.11	7.80	0.52	0.29	0.19	0.38	0.04	0.24	0.21	76
7	3180-5-1	Глинистый алевролит	Сиаллит	D ₃ uk	55.26	0.87	20.50	6.96	0.06	2.59	0.91	2.18	3.31	0.14	7.20	0.51	0.33	0.17	0.37	0.04	0.27	0.66	71
8	3180-4-11	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	D ₃ uk	56.18	0.90	18.82	8.15	0.06	3.96	0.62	1.89	2.97	0.18	6.40	0.50	0.42	0.22	0.34	0.05	0.26	0.64	73
9	3180-4-6	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	D ₃ uk	56.24	0.92	18.99	7.42	0.06	3.89	0.56	1.72	3.35	0.15	6.80	0.49	0.38	0.20	0.34	0.05	0.27	0.51	73
10	3180-4-2	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	D ₃ uk	53.48	0.90	20.52	7.16	0.05	4.52	0.60	1.25	3.97	0.13	7.40	0.54	0.34	0.22	0.38	0.04	0.25	0.32	74
11	3180-4-1	Глинистый алевролит	Псевдо- сиаллит	D ₃ uk	55.98	0.85	17.50	9.69	0.07	4.82	0.78	1.87	2.29	0.15	6.20	0.50	0.53	0.26	0.31	0.05	0.24	0.82	73
12	3180-3-4	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	D ₃ uk	54.32	1.11	20.12	7.81	0.05	3.85	0.69	1.23	3.26	0.18	7.50	0.54	0.37	0.22	0.37	0.05	0.22	0.38	76
13	3183-6	Глинистый алевролит	Сиаллит	D ₃ kd	60.75	0.72	14.50	10.34	0.11	2.64	0.87	1.22	1.17	0.17	7.63	0.42	0.69	0.22	0.24	0.05	0.17	1.04	77
14	3183-5	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	D_3kd	55.43	0.98	20.86	6.17	0.06	3.30	0.74	0.93	3.60	0.10	7.81	0.51	0.29	0.17	0.38	0.05	0.22	0.26	76
15	3183-2	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	D ₃ kd	54.76	0.95	22.01	6.04	0.04	3.20	0.49	0.67	4.32	0.12	7.57	0.53	0.26	0.17	0.40	0.04	0.23	0.16	77
16	3182-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	VIII?	55.73	0.98	18.40	9.40	0.10	5.29	0.55	1.21	1.95	0.15	6.39	0.52	0.49	0.27	0.33	0.05	0.17	0.62	80
17	3180-1-6	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	VIII	55.53	0.98	18.38	9.69	0.10	5.00	0.71	1.09	1.89	0.12	6.63	0.52	0.51	0.27	0.33	0.05	0.16	0.58	79
18	3180-1-5	Глинистый алевролит	Псевдо- сиаллит	VIII	55.88	0.99	18.23	9.54	0.12	5.24	0.59	1.31	1.83	0.14	6.23	0.52	0.50	0.27	0.33	0.05	0.17	0.72	79
19	3180-1-3	Глинистый алевролит	Псевдо- сиаллит	VIII	59.78	0.91	16.79	8.32	0.11	4.60	0.83	1.35	1.71	0.12	5.44	0.44	0.48	0.22	0.28	0.05	0.18	0.79	76
20	3171-13-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	VIII	55.74	0.93	16.83	10.14	0.22	5.06	1.16	0.90	2.07	0.14	6.40	0.50	0.58	0.28	0.30	0.06	0.18	0.44	79

№ п/п	№ обр.	Литотип	Хемотип	Толща	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3T}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P_2O_5	П. п. п.	ГМ	ЖМ	ФМ	AM	ТМ	НКМ	ЩМ	CIA
21	3171-7-2	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	VIII	57.28	0.99	16.73	9.46	0.18	5.28	0.70	1.21	1.87	0.13	5.80	0.48	0.54	0.26	0.29	0.06	0.18	0.64	77
22	3171-1-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	VIII	56.35	0.97	17.23	9.68	0.16	5.27	0.61	1.12	1.89	0.15	6.30	0.50	0.54	0.27	0.31	0.06	0.17	0.60	79
23	3169-10-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	VIII	56.65	0.97	16.69	9.30	0.19	5.52	0.79	1.20	2.44	0.12	5.70	0.48	0.54	0.26	0.29	0.06	0.22	0.49	78
24	3169-8-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	VIII	56.23	0.99	16.39	9.49	0.21	5.73	1.09	1.17	2.05	0.15	6.10	0.48	0.56	0.27	0.29	0.06	0.20	0.57	78
25	3169-1-3	Глинистый алевролит	Псевдо- сиаллит	VIII	55.14	0.95	14.96	10.13	0.26	6.41	2.48	1.48	1.36	0.14	6.30	0.48	0.65	0.30	0.27	0.06	0.19	1.09	79
26	3169-1-2	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	VIII	57.46	0.95	16.83	8.35	0.15	5.48	0.77	1.27	2.33	0.12	6.00	0.46	0.48	0.24	0.29	0.06	0.21	0.54	75
27	3168-1-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	VIII	56.65	0.92	16.31	9.20	0.20	5.86	0.92	1.27	2.15	0.13	6.00	0.47	0.55	0.27	0.29	0.06	0.21	0.59	77
28	3156-33-12	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	VII	53.91	0.92	17.82	8.25	0.14	6.73	1.28	1.37	3.74	0.12	5.96	0.50	0.45	0.28	0.33	0.05	0.29	0.37	68
29	3156-33-9	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	VII	55.78	0.94	16.13	8.98	0.18	7.02	1.34	1.99	2.46	0.12	5.31	0.47	0.54	0.29	0.29	0.06	0.28	0.81	67
30	3156-31-21	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	VI	56.37	0.94	16.30	10.05	0.21	6.43	0.68	0.95	2.19	0.14	5.98	0.49	0.60	0.30	0.29	0.06	0.19	0.43	77
31	3156-31-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	VI	55.98	1.00	17.30	9.72	0.14	5.75	0.87	0.94	1.89	0.17	6.58	0.50	0.54	0.28	0.31	0.06	0.16	0.50	82
32	3156-24-5	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	VI	56.09	0.99	16.58	10.01	0.13	5.50	1.35	0.95	1.77	0.13	6.91	0.49	0.58	0.28	0.30	0.06	0.16	0.54	83
33	3156-22-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	VI	58.50	0.92	17.60	8.15	0.06	3.09	1.07	0.64	2.76	0.13	7.53	0.46	0.44	0.19	0.30	0.05	0.19	0.23	76
34	3156-19-3	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	V	56.45	0.92	17.31	8.82	0.11	3.49	2.16	0.82	2.66	0.16	7.37	0.48	0.49	0.22	0.31	0.05	0.20	0.31	79
35	3156-17-5	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	V	56.23	0.90	17.22	9.71	0.16	5.03	1.14	0.89	2.55	0.12	6.19	0.50	0.54	0.26	0.31	0.05	0.20	0.35	74
36	3156-11-7	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	IV	54.07	1.03	18.95	7.76	0.13	5.44	1.52	1.32	3.80	0.27	5.96	0.52	0.39	0.25	0.35	0.05	0.27	0.35	_
37	3156-6-5	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	IV	55.52	0.90	17.70	8.56	0.15	5.32	1.32	1.14	3.27	0.12	6.17	0.49	0.47	0.25	0.32	0.05	0.25	0.35	73
38	3156-2-3	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	IV	55.08	0.92	16.80	9.14	0.20	4.77	3.01	1.44	2.14	0.19	6.60	0.49	0.53	0.26	0.30	0.05	0.21	0.67	75
39	3155-13-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	III	55.18	0.94	18.79	7.91	0.09	4.06	1.88	0.88	3.43	0.17	6.89	0.50	0.41	0.22	0.34	0.05	0.23	0.26	78
40	3155-10-4	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	III	55.80	0.87	18.09	8.01	0.13	6.58	0.79	1.41	2.73	0.13	5.82	0.49	0.43	0.26	0.32	0.05	0.23	0.52	74
41	3155-9-8	Глинистый алевролит	Псевдо- сиаллит	III	58.83	0.85	16.86	7.43	0.13	5.72	0.87	2.23	2.27	0.15	5.02	0.43	0.43	0.23	0.29	0.05	0.27	0.98	73

№ п/п	№ обр.	Литотип	Хемотип	Толща	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3T}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P_2O_5	П. п. п.	ГМ	ЖМ	ФМ	AM	ТМ	НКМ	ЩМ	CIA
42	3155-5-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	III	57.03	0.91	17.27	9.02	0.11	5.50	0.66	1.16	1.87	0.15	6.43	0.48	0.50	0.26	0.30	0.05	0.18	0.62	78
43	3155-4-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	III	58.04	0.97	17.80	8.10	0.06	3.63	1.27	0.68	2.81	0.21	6.74	0.46	0.43	0.20	0.31	0.05	0.20	0.24	78
44	3155-3-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	III	56.57	0.82	17.91	7.96	0.05	3.34	1.20	0.53	2.62	0.15	9.21	0.47	0.43	0.20	0.32	0.05	0.18	0.20	80
45	3155-1-2	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	III	60.08	0.93	17.15	7.95	0.06	3.26	0.66	0.32	3.14	0.13	6.75	0.43	0.44	0.19	0.29	0.05	0.20	0.10	78
46	3163-32-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	II	54.85	0.91	16.81	9.27	0.14	5.17	1.48	1.18	2.71	0.30	6.90	0.49	0.53	0.27	0.31	0.05	0.23	0.43	74
47	3163-29-1	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	II	54.57	0.91	17.25	8.97	0.15	4.37	1.57	0.99	3.16	0.14	7.80	0.50	0.50	0.25	0.32	0.05	0.24	0.31	76
48	3163-23-3	Аргиллит	Псевдо- сиаллит	Ι	56.80	0.94	16.04	10.50	0.14	4.89	0.66	1.00	2.07	0.10	6.60	0.49	0.63	0.27	0.28	0.06	0.19	0.49	77
49	3163-13-4	Известко- вистый аргиллит	Псевдо- гидро- лизат	Ι	49.41	0.96	17.63	10.19	0.07	4.15	3.55	0.59	2.56	0.19	10.50	0.58	0.55	0.29	0.36	0.05	0.18	0.23	82
50	3163-9-3	Известко- вистый аргиллит	Псевдо- гидро- лизат	Ι	47.89	0.96	17.82	10.02	0.10	4.15	4.03	0.93	2.48	0.21	11.30	0.60	0.54	0.30	0.37	0.05	0.19	0.37	81
51	3180-4-10	Песчаник	Псевдо- сиаллит	D ₃ uk	54.44	0.76	15.67	12.17	0.12	5.83	1.52	2.24	1.24	0.19	5.80	0.53	0.75	0.33	0.29	0.05	0.22	1.80	_
52	3180-4-9	Песчаник	Псевдо- сиаллит	D ₃ uk	57.46	0.81	17.29	8.31	0.09	4.31	1.16	2.21	2.15	0.17	6.00	0.46	0.46	0.22	0.30	0.05	0.25	1.03	_
53	3180-4-8	Песчаник	Псевдо- сиаллит	D ₃ uk	56.70	0.71	15.45	11.09	0.10	5.63	1.08	2.78	1.06	0.17	5.20	0.48	0.69	0.30	0.27	0.05	0.25	2.62	-
54	3171-7-1	Песчаник	Псевдо- сиаллит	VIII	51.79	0.91	14.33	9.17	0.33	4.83	4.35	1.85	0.90	0.16	11.40	0.48	0.62	0.28	0.28	0.06	0.19	2.05	_
55	3164-1-1	Песчаник	Псевдо- сиаллит	VIII	62.78	0.61	13.15	8.14	0.15	6.05	1.61	2.70	0.96	0.12	3.70	0.35	0.60	0.23	0.21	0.05	0.28	2.82	-
56	3156-33-15	Песчаник	Псевдо- сиаллит	VII	63.28	0.72	12.09	7.79	0.14	6.39	2.42	2.65	0.57	0.13	3.80	0.33	0.62	0.23	0.19	0.06	0.27	4.63	_
57	3156-33-7	Песчаник	Псевдо- сиаллит	VII	63.08	0.51	12.08	7.18	0.13	5.18	3.70	2.73	0.65	0.11	4.70	0.32	0.58	0.20	0.19	0.04	0.28	4.19	-
58	3156-31-4	Песчаник	Псевдо- сиаллит	VI	54.10	0.94	15.51	9.56	0.30	4.79	3.37	1.23	1.42	0.14	8.70	0.49	0.60	0.27	0.29	0.06	0.17	0.87	-
59	3156-24-4	Песчаник	Псевдо- сиаллит	VI	56.89	0.93	15.37	10.49	0.14	5.48	1.27	1.44	1.03	0.14	6.80	0.47	0.65	0.28	0.27	0.06	0.16	1.40	-
60	3156-24-2	Песчаник	Псевдо- сиаллит	VI	56.84	1.07	15.62	10.41	0.18	5.57	1.55	1.55	1.07	0.15	6.28	0.48	0.63	0.28	0.27	0.07	0.17	1.45	-
61	3156-19-5	Песчаник	Псевдо- сиаллит	v	53.42	0.86	16.56	8.43	0.13	3.23	4.53	0.97	2.39	0.13	9.40	0.49	0.49	0.22	0.31	0.05	0.20	0.41	-

№ обр.	Литотип	Хемотип	Толща	SiO ₂	TiO_2	Al ₂ O ₃	Fe_2O_{3T}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P_2O_5	П. п. п.	ГМ	ЖМ	ФМ	AM	ТМ	НКМ	ЩМ	CIA
3156-17-1	Песчаник	Псевдо- сиаллит	IV	60.27	0.73	13.60	8.79	0.17	5.63	2.55	2.70	0.69	0.13	4.80	0.39	0.62	0.24	0.23	0.05	0.25	3.89	-
3156-11-2	Песчаник	Псевдо- сиаллит	IV	59.91	0.95	13.23	9.88	0.19	6.56	1.85	2.48	0.72	0.16	4.10	0.40	0.71	0.28	0.22	0.07	0.24	3.46	-
3156-6-6	Песчаник	Псевдо- сиаллит	IV	59.49	0.81	12.90	8.83	0.17	6.16	3.23	2.37	0.80	0.16	5.00	0.38	0.66	0.25	0.22	0.06	0.25	2.95	_
3156-6-2	Песчаник	Псевдо- сиаллит	IV	55.04	0.84	15.03	10.59	0.15	7.45	2.29	1.60	1.41	0.16	5.40	0.48	0.68	0.33	0.27	0.06	0.20	1.14	_
3155-18-3	Са- песчаник	Силит	III	60.03	0.25	5.76	3.07	0.41	0.99	17.29	1.74	0.38	0.16	10.28	0.16	0.58	0.07	0.10	0.04	0.37	4.59	_
3155-10-3	Песчаник	Псевдо- силит	III	66.19	0.47	12.06	6.06	0.11	5.90	1.75	3.66	0.28	0.12	3.61	0.28	0.49	0.18	0.18	0.04	0.33	12.91	-
3155-9-9	Песчаник	Псевдо- сиаллит	III	58.85	0.91	15.49	8.27	0.15	6.29	1.72	2.69	1.21	0.17	4.53	0.42	0.51	0.25	0.26	0.06	0.25	2.22	_
3155-7-3	Fe- песчаник	Сиферлит	III	20.63	0.42	8.29	44.05	2.07	1.47	2.40	0.63	0.67	0.21	19.80	2.66	5.30	2.31	0.40	0.05	0.16	0.94	_
3163-27-2	Песчаник	Псевдо- сиаллит	Π	60.39	0.75	12.91	9.54	0.26	5.33	2.31	2.22	0.56	0.18	5.60	0.39	0.72	0.25	0.21	0.06	0.21	3.95	_
3163-23-6	Са- песчаник	Сиферлит	Ι	24.57	0.31	5.76	5.64	0.44	2.35	33.79	1.67	0.19	0.11	25.20	0.49	1.00	0.34	0.23	0.05	0.32	8.90	_
3163-23-2	Са- песчаник	Псевдо- сиферлит	Ι	41.24	0.70	11.75	11.03	0.18	3.56	15.36	2.16	0.55	0.21	13.40	0.57	0.90	0.36	0.28	0.06	0.23	3.92	_
3163-13-2	Са- песчаник	Псевдо- сиферлит	Ι	46.02	0.67	11.76	11.09	0.14	3.39	12.00	1.69	0.60	0.20	12.70	0.51	0.90	0.32	0.26	0.06	0.19	2.85	_
	№ обр. 3156-17-1 3156-11-2 3156-6-6 3155-18-3 3155-10-3 3155-7-3 3163-27-2 3163-23-6 3163-13-2	№ обр. Литотип 3156-17-1 Песчаник 3156-11-2 Песчаник 3156-6-6 Песчаник 3156-6-7 Песчаник 3156-6-2 Песчаник 3155-18-3 Са- песчаник 3155-18-3 Песчаник 3155-10-3 Песчаник 3155-7-3 Fe- песчаник 3163-27-2 Песчаник 3163-23-6 Са- песчаник 3163-23-2 Са- песчаник 3163-13-2 Са- песчаник	№ обр. Литотип Хемотип 3156-17-1 Песчаник Псевдо- сиаллит 3156-11-2 Песчаник Псевдо- сиаллит 3156-6-6 Песчаник Псевдо- сиаллит 3156-6-2 Песчаник Псевдо- сиаллит 3155-18-3 Са- песчаник Силит 3155-19-9 Песчаник Псевдо- сиаллит 3155-7-3 Гес- песчаник Псевдо- сиаллит 3163-27-2 Песчаник Псевдо- сиаллит 3163-23-6 Са- песчаник Сиферлит 3163-23-2 Са- песчаник Псевдо- сиферлит 3163-13-2 Са- песчаник Псевдо- сиферлит	№ обр. Литотип Хемотип Толща 3156-17-1 Песчаник Псевдо- сиаллит IV 3156-17-2 Песчаник Псевдо- сиаллит IV 3156-11-2 Песчаник Псевдо- сиаллит IV 3156-6-6 Песчаник Псевдо- сиаллит IV 3156-6-2 Песчаник Псевдо- сиаллит IV 3155-18-3 Са- песчаник Силит III 3155-10-3 Песчаник Псевдо- сиаллит III 3155-70-3 Гесчаник Псевдо- сиаллит III 3163-27-2 Песчаник Псевдо- сиаллит III 3163-23-6 Са- песчаник Сиферлит I 3163-23-2 Са- песчаник Псевдо- сиферлит I 3163-13-2 Са- песчаник Псевдо- сиферлит I	№ обр. Литотип Хемотип Толща SiO₂ 3156-17-1 Песчаник Псевдо- сиаллит IV 60.27 3156-17-2 Песчаник Псевдо- сиаллит IV 59.91 3156-11-2 Песчаник Псевдо- сиаллит IV 59.91 3156-6-6 Песчаник Псевдо- сиаллит IV 59.49 3156-6-2 Песчаник Псевдо- сиаллит IV 59.49 3155-6-2 Песчаник Силит III 60.03 3155-18-3 Са- песчаник Силит III 66.19 3155-10-3 Песчаник Псевдо- силит III 58.85 3155-70-3 Fe- песчаник Сиферлит III 20.63 3163-27-2 Песчаник Псевдо- сиаллит II 60.39 3163-23-6 Са- песчаник Сиферлит II 24.57 3163-23-2 Са- песчаник Псевдо- сиферлит I 41.24 3163-13-2 Са- песчаник Псевдо- сиферлит I 46.02 <	№ обр. Литотип Хемотип Толща SiO₂ TiO₂ 3156-17-1 Песчаник Псевдо- сиаллит IV 60.27 0.73 3156-11-2 Песчаник Псевдо- сиаллит IV 59.91 0.95 3156-6-6 Песчаник Псевдо- сиаллит IV 59.49 0.81 3156-6-2 Песчаник Псевдо- сиаллит IV 55.04 0.84 3155-18-3 Са- песчаник Силит III 60.03 0.25 3155-10-3 Песчаник Псевдо- силлит III 66.19 0.47 3155-70-9 Песчаник Псевдо- силлит III 58.85 0.91 3155-7-3 Fe- песчаник Сиферлит III 20.63 0.42 3163-27-2 Песчаник Псевдо- сиаллит II 60.39 0.75 3163-23-6 Са- песчаник Сиферлит II 24.57 0.31 3163-23-2 Са- песчаник Псевдо- сиферлит I 41.24 0.70	№ обр.ЛитотипХемотипТолщаSiO2TiO2Al2O33156-17-1ПесчаникПсевдо- сиаллитIV60.270.7313.603156-11-2ПесчаникПсевдо- сиаллитIV59.910.9513.233156-6-6ПесчаникПсевдо- сиаллитIV59.490.8112.903156-6-2ПесчаникПсевдо- сиаллитIV55.040.8415.033155-18-3Са- песчаникСилитIII60.030.255.763155-10-3ПесчаникПсевдо- силитIII66.190.4712.063155-7-3Fe- песчаникСиферлитIII20.630.428.293163-27-2ПесчаникПсевдо- сиаллитII60.390.7512.913163-23-6Са- песчаникСиферлитI24.570.315.763163-23-2Са- песчаникПсевдо- сиферлитI46.020.6711.76	№ обр.ЛитотипХемотипТолщаSiO2TiO2Аl2O3Fe2O3T3156-17-1ПесчаникПсевдо- сиаллитIV60.270.7313.608.793156-11-2ПесчаникПсевдо- сиаллитIV59.910.9513.239.883156-6-6ПесчаникПсевдо- сиаллитIV59.490.8112.908.833156-6-2ПесчаникПсевдо- сиаллитIV55.040.8415.0310.593155-18-3Са- песчаникСилитIII60.030.255.763.073155-10-3ПесчаникПсевдо- силитIII66.190.4712.066.063155-7-3Fe- песчаникПсевдо- силитIII58.850.9115.498.273163-27-2ПесчаникПсевдо- сиаллитIII20.630.428.2944.053163-23-6Са- песчаникСиферлитIII60.390.7512.919.543163-23-2Са- песчаникСиферлитI24.570.315.765.643163-23-2Са- песчаникСиферлитI41.240.7011.7511.033163-13-2Са- песчаникСа- песчаникIсевдо- сиферлитI46.020.6711.7611.09	№ обр.ЛитотипХемотипТолщаSiO2TiO2Аl2O3Fe2O3TМпО3156-17-1ПесчаникПсевдо- сналлитIV60.270.7313.608.790.173156-11-2ПесчаникПсевдо- сналлитIV59.910.9513.239.880.193156-6-6ПесчаникПсевдо- сналлитIV59.940.8112.908.830.173156-6-2ПесчаникПсевдо- сналлитIV55.040.8415.0310.590.153155-18-3Са- песчаникСилитIII60.030.255.763.070.413155-10-3ПесчаникПсевдо- силлитIII66.190.4712.066.060.113155-7-3Fe- песчаникСиферлитIII58.850.9115.498.270.153163-27-2ПесчаникПсевдо- сиаллитIII20.630.428.2944.052.073163-27-2ПесчаникПсевдо- сиаллитII20.630.428.2944.052.073163-23-6Са- песчаникСиферлитII24.570.315.765.640.443163-23-2Са- песчаникСиферлитI41.240.7011.7511.030.183163-23-2Са- песчаникПсевдо- сиферлитI46.020.6711.7611.090.14	№ обр.ЛитотипХемотипТолщаSiO2TiO2 Al_2O_3 Fe_2O_{3T} MnOMgO3156-17-1ПесчаникПсевдо- сналлитIV 60.27 0.73 13.60 8.79 0.17 5.63 3156-11-2ПесчаникПсевдо- сналлитIV 59.91 0.95 13.23 9.88 0.19 6.56 3156-6-6ПесчаникПсевдо- сналлитIV 59.49 0.81 12.90 8.83 0.17 6.16 3156-6-2ПесчаникПсевдо- сиаллитIV 55.04 0.84 15.03 10.59 0.15 7.45 3155-18-3Са- песчаникСилитIII 60.03 0.25 5.76 3.07 0.41 0.99 3155-10-3ПесчаникПсевдо- силитIII 66.19 0.47 12.06 6.06 0.11 5.90 3155-73Fe- песчаникПсевдо- силлитIII 58.85 0.91 15.49 8.27 0.15 6.29 3155-73Fe- песчаникСиферлитIII 20.63 0.42 8.29 44.05 2.07 1.47 3163-27-2ПесчаникПсевдо- сналлитII 20.63 0.42 8.29 44.05 2.07 5.33 3163-23-6Са- песчаникСиферлитII 24.57 0.31 5.76 5.64 0.44 2.35 3163-23-2Са- песчаникСа- песчаникСиферлитI 41.24 0.70 1	№ обр. Литотип Хемотип Толща SiO₂ TiO₂ Al₂O₃ Fe₂O₃т MnO MgO CaO 3156-17-1 Песчаник Псевдо- сналлит IV 60.27 0.73 13.60 8.79 0.17 5.63 2.55 3156-11-2 Песчаник Псевдо- сналлит IV 59.91 0.95 13.23 9.88 0.19 6.56 1.85 3156-6-6 Песчаник Псевдо- сналлит IV 59.94 0.81 12.90 8.83 0.17 6.16 3.23 3156-6-2 Песчаник Псевдо- сналлит IV 59.49 0.81 12.90 8.83 0.17 6.16 3.23 3156-6-2 Песчаник Псевдо- сналлит III 60.03 0.25 5.76 3.07 0.41 0.99 1.729 3155-18-3 Песчаник Псевдо- сиаллит III 66.19 0.47 12.06 6.06 0.11 5.90 1.72 3155-7-3 Песчаник Псевдо- сиалли	№ обр.ЛитотипХемотипТолщаSiO2TiO2Аl2O3Fe2O3TMnOMgOCaONa2O3156-17-1ПесчаникПсевдо- сиаллитIV60.270.7313.608.790.175.632.552.703156-11-2ПесчаникПсевдо- сиаллитIV59.910.9513.239.880.196.561.852.483156-6-6ПесчаникПсевдо- сиаллитIV59.490.8112.908.830.176.163.232.373156-6-2ПесчаникПсевдо- сиаллитIV59.490.8112.908.830.176.163.232.373156-6-2ПесчаникПсевдо- сиаллитIV59.490.8115.0310.590.157.452.291.603155-18-3Са- песчаникПсевдо- сиялитIII60.030.255.763.070.410.9917.291.743155-10-3ПесчаникПсевдо- сиялитIII66.190.4712.066.060.115.901.722.693155-19-9ПесчаникПсевдо- сиялитIII20.630.428.2944.052.071.472.400.633155-7-3Fe- песчаникСиферлитIII20.630.428.2944.052.071.472.400.633163-27-2ПесчаникПсевдо- сиалитII24.570.315.765.640.442.353.791.673163-23	№ обр.ЛитотипХемотипТолщаSiO2TiO2Аl2O3Fe2O3TМпОМдОСаО№а2OКа3156-17-1ПсечаникПсевдо- сиаллигIV60.270.7313.608.790.175.632.552.700.693156-11-2ПесчаникПсевдо- сиаллигIV59.910.9513.239.880.196.561.852.480.723156-6-6ПесчаникПсевдо- сиаллигIV59.910.9513.239.880.176.163.232.370.803156-6-2ПесчаникПсевдо- сиаллигIV59.490.8112.908.830.176.163.232.370.803156-6-2ПесчаникПсевдо- сиаллигIV59.490.8115.0310.590.157.452.291.601.413155-18-3Са- песчаникПсевдо- силлигIII60.030.255.763.070.410.9917.291.740.383155-10-3ПесчаникПсевдо- силлигIII60.390.4712.066.060.115.901.753.660.283155-10-3ПесчаникПсевдо- силлигIII58.850.9115.498.270.156.291.722.691.213155-7-3Fe- песчаникСиферлитIII20.630.428.2944.052.071.472.400.630.513163-23-2Песча	\mathbb{Ne} oбр. Π итотип \mathbb{Xe} sorun \mathbb{To} \mathbb{Sio}_2 \mathbb{Tio}_2 A_1_{2O} \mathbb{Fe}_2O_{3T} \mathbb{Mn} \mathbb{Mg} \mathbb{Cao} \mathbb{Na}_2O \mathbb{K}_2O \mathbb{P}_2O_3 $3156-11-2$ Π Π Π Π Π Θ <td>Ne ofp.JurorunXemorunTonuaSiO2TiO2$Al_2O3$$Fe_2O_3T$MnoMgoCaONa2O$K_2O$$P_2O_3$I.I. n.3156-17-1Песчаник<math>Псевдо-гналлитIV$60.27$$0.73$$13.60$$8.79$$0.17$$5.63$$2.55$$2.70$$0.69$$0.13$$4.80$3156-17-2Песчаник<math>Псевдо-гналлитIV$59.91$$0.95$$13.23$$9.88$$0.19$$6.56$$1.85$$2.48$$0.72$$0.16$$4.10$$3156-62$Песчаник<math>Псевдо-гналлитIV$59.49$$0.81$$12.90$$8.83$$0.17$$6.16$$3.23$$2.37$$0.80$$0.16$$5.00$$3156-62$Песчаник<math>Псевдо-гналлитIV$59.49$$0.81$$12.90$$8.83$$0.17$$6.16$$3.23$$2.37$$0.80$$0.16$$5.00$$3156-62$Песчаник<math>Псевдо-гналлитIV$59.49$$0.81$$12.90$$8.83$$0.17$$7.45$$2.29$$1.60$$1.41$$0.16$$5.00$$3155-163$<math>Gca-песчаник$Gcano-$ гналлитIII$60.03$$0.25$$5.76$$3.07$$0.41$$9.99$$1.72$$1.64$$0.38$$0.16$$1.21$$3155-10-3$Песчаник$Gcano-$ гналлитIII$60.39$$0.25$$5.76$$3.07$$0.15$$5.90$$1.75$$3.66$$0.29$$1.72$$2.69$$1.21$$0.17$$3.57$<!--</math--></math></math></math></math></math></math></td> <td>Ne ofp.JurorunKemorunTomaSiO2TiO2$A_{2O3}$$Fe_{2O37}$MnOMgOCaO$Na_{2O}$$K_{2O}$$P_{2O5}$$I.n.n.$$I.n.n.$3156-17.1Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur<math>Inceanur$Inceanur$</math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></td> <td>\mathbb{N} off\mathbb{N} rorm\mathbb{N} rorm\mathbb{N}</td> <td>\mathbb{N} off\mathbb{M} order\mathbb{N} order$\mathbb{N}$$$</td> <td>Me ofenJirrorinXesorinTomaSi02To0AleoFeO TMnoMgoCaONaoKaOPaOI.n.I.n.NMMMMMAMAM3156-17.1IceananImanSinanIV9.011.021.031.039.830.175.632.502.700.690.130.400.300.200.210.230.233156-12.3IceananImanSinanIV9.919.910.230.880.176.162.322.370.800.165.000.400.400.400.230.233156-12.3IceananImanImanSinan1.090.810.100.150.160.232.370.800.160.100.400.400.230.230.233156-12IceananImanImanSinan0.170.180.150.150.160.120.160.100.160.10<td>MederImageKaromKarKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKa</td><td>MeronNarron</td><td>MedereMeder</td></td>	Ne ofp.JurorunXemorunTonuaSiO2TiO2 Al_2O3 Fe_2O_3T MnoMgoCaONa2O K_2O P_2O_3 I.I. n.3156-17-1Песчаник $Псевдо-гналлитIV60.270.7313.608.790.175.632.552.700.690.134.803156-17-2ПесчаникПсевдо-гналлитIV59.910.9513.239.880.196.561.852.480.720.164.103156-62ПесчаникПсевдо-гналлитIV59.490.8112.908.830.176.163.232.370.800.165.003156-62ПесчаникПсевдо-гналлитIV59.490.8112.908.830.176.163.232.370.800.165.003156-62ПесчаникПсевдо-гналлитIV59.490.8112.908.830.177.452.291.601.410.165.003155-163Gca-песчаникGcano-гналлитIII60.030.255.763.070.419.991.721.640.380.161.213155-10-3ПесчаникGcano-гналлитIII60.390.255.763.070.155.901.753.660.291.722.691.210.173.57$	Ne ofp.JurorunKemorunTomaSiO2TiO2 A_{2O3} Fe_{2O37} MnOMgOCaO Na_{2O} K_{2O} P_{2O5} $I.n.n.$ $I.n.n.$ 3156-17.1Inceanur $Inceanur$	\mathbb{N} off \mathbb{N} rorm \mathbb{N} rorm \mathbb{N}	\mathbb{N} off \mathbb{M} order \mathbb{N} order \mathbb{N} $$	Me ofenJirrorinXesorinTomaSi02To0AleoFeO TMnoMgoCaONaoKaOPaOI.n.I.n.NMMMMMAMAM3156-17.1IceananImanSinanIV9.011.021.031.039.830.175.632.502.700.690.130.400.300.200.210.230.233156-12.3IceananImanSinanIV9.919.910.230.880.176.162.322.370.800.165.000.400.400.400.230.233156-12.3IceananImanImanSinan1.090.810.100.150.160.232.370.800.160.100.400.400.230.230.233156-12IceananImanImanSinan0.170.180.150.150.160.120.160.100.160.10 <td>MederImageKaromKarKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKa</td> <td>MeronNarron</td> <td>MedereMeder</td>	MederImageKaromKarKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKaromKa	MeronNarron	MedereMeder

Примечание. Прочерки – данные не могли быть рассчитаны (для глинистых пород и алевролитов) либо в соответствие с используемой методикой данные не рассчитывались (для песчаников)

отношения для пород кодинской и устькодинской свит

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ обр.	3155-1-2	3155-3-1	3155-4-1	3155-5-1	3155-9-8	3155-10- 4	3155-13- 1	3156-2-3	3156-6-5	3156-7-3
Литотип	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Глинистый алевролит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит
Свита	D3kd	D3kd	D3kd	D3kd	D3kd	D3kd	D3kd	D3kd	D3kd	D3kd
Sr	109.5	143.0	124.6	126.9	212.8	193.7	286.3	248.0	150.4	225.9
Li	68.8	79.0	72.1	123.3	66.0	86.6	63.6	62.3	69.8	69.0
Cs	8.5	6.2	6.8	6.2	5.7	6.7	1.6	5.1	8.3	7.6
Rb	162.8	122.9	137.1	103.6	111.3	112.2	26.2	86.9	161.2	127.4
Ba	222.8	254.7	229.7	246.6	278.2	278.8	124.7	476.9	469.9	528.5
Th	9.8	10.5	9.7	11.4	9.5	7.0	3.5	7.9	9.6	11.6
U	3.3	3.7	4.9	4.8	3.5	2.8	1.6	2.7	3.1	3.8
Zr	173.5	152.7	176.3	176.3	156.5	136.6	66.7	141.7	155.2	196.8
Hf	5.0	4.5	5.1	5.1	4.5	3.6	1.7	3.8	4.4	5.5
Y	28.1	24.6	26.5	24.7	20.9	21.7	26.0	23.2	24.7	29.2
Nb	10.1	10.8	9.4	12.7	11.5	10.8	4.7	10.1	13.4	14.6
V	270.4	213.7	256.8	239.7	194.8	220.9	105.2	196.1	214.0	244.1
Sc	41.4	35.3	32.7	35.4	29.7	31.0	13.4	29.7	32.1	41.5
Cr	141.3	199.8	136.6	261.7	238.7	229.9	129.6	231.4	240.2	383.6
Co	39.7	18.9	38.9	49.5	39.5	57.1	23.3	37.7	37.3	53.6
Ni	121.7	198.1	102.9	313.9	253.5	258.6	100.5	206.0	293.3	281.5
La	28.19	28.26	23.36	31.45	13.86	17.13	20.99	27.73	23.27	27.67
Ce	58.50	53.90	47.20	68.24	35.85	40.02	46.72	60.72	49.23	63.79
Pr	7.24	7.11	5.71	8.11	4.50	4.94	6.02	7.32	6.32	7.60
Nd	27.39	27.34	22.24	30.64	18.50	20.31	25.19	29.04	24.21	29.85
Sm	5.60	5.58	4.94	6.15	4.21	4.52	5.64	5.84	5.07	6.47
Eu	1.51	1.49	1.33	1.60	1.14	1.19	1.60	1.57	1.42	1.79
Gd	5.70	5.10	5.16	5.84	4.10	4.39	5.71	5.46	5.01	6.30
Tb	0.79	0.70	0.76	0.74	0.59	0.61	0.81	0.73	0.70	0.88
Dy	5.27	4.31	4.89	4.72	3.73	3.84	5.16	4.33	4.49	5.30
Но	1.06	0.90	1.01	0.97	0.78	0.80	1.06	0.86	0.91	1.06
Er	3.26	2.68	3.06	2.91	2.40	2.34	3.17	2.52	2.68	3.14
Tm	0.47	0.38	0.44	0.43	0.35	0.34	0.45	0.35	0.39	0.45
Yb	3.04	2.69	2.95	2.89	2.33	2.38	3.06	2.37	2.61	3.10
Lu	0.48	0.40	0.43	0.46	0.35	0.37	0.46	0.35	0.38	0.46
Yb/Sm	0.54	0.48	0.60	0.47	0.55	0.53	0.54	0.41	0.51	0.48
La/Sm	5.03	5.07	4.73	5.12	3.29	3.79	3.72	4.75	4.59	4.27
Zr/Sc	4.19	4.33	5.39	4.98	5.27	4.40	4.96	4.76	4.83	4.75
Th/Sc	0.24	0.30	0.30	0.32	0.32	0.23	0.26	0.27	0.30	0.28
Cr/Th	14.36	19.02	14.08	23.04	25.00	32.73	36.58	29.14	25.11	32.93
∑РЗЭ	148.50	140.83	123.49	165.14	92.70	103.19	126.05	149.17	126.69	157.86
$(La/Yb)_N$	6.26	7.11	5.35	7.34	4.03	4.86	4.64	7.92	6.03	6.02
$(Gd/Yb)_N$	1.52	1.54	1.42	1.64	1.43	1.49	1.51	1.87	1.56	1.64
Eu/Eu*	0.82	0.85	0.80	0.82	0.83	0.82	0.86	0.85	0.86	0.86
Ce/Ce*	0.96	0.89	0.96	1.00	1.06	1.02	0.97	1.00	0.95	1.03

Начало таблицы

№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
№ обр.	3156-11- 7	3156-17-	3156-19-	3156-22-	3156-22-	3156-24-	3156-31-	3156-31-	3156-33- 9	3156-33- 12
Литотип	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит
Свита	D ₃ kd	D ₃ kd	D3kd	D ₃ kd	D ₃ kd	D3kd	D3kd	D ₃ kd	D ₃ kd	D ₃ kd
Sr	208.1	101.4	146.9	69.6	177.6	121.1	66.5	71.0	127.9	115.8
Li	54.1	75.4	65.6	57.4	74.0	78.8	58.7	50.2	49.4	39.7
Cs	7.7	6.5	6.3	6.1	3.6	4.9	3.7	5.2	4.8	7.1
Rb	150.3	74.3	102.1	48.7	35.8	22.0	17.6	75.2	86.6	127.7
Ba	461.2	372.3	632.7	278.5	411.4	275.9	257.8	498.5	347.8	443.5
Th	8.7	7.3	8.1	6.6	5.5	6.1	3.9	6.3	5.3	5.8
U	2.9	2.8	2.5	2.6	3.2	3.4	2.6	2.1	2.0	2.1
Zr	173.0	144.6	142.4	158.8	155.9	159.8	147.2	103.3	107.7	103.8
Hf	4.9	3.8	3.9	4.3	4.3	4.4	3.8	3.2	3.1	3.2
Y	29.5	23.2	22.7	15.3	14.5	15.9	11.3	17.2	18.2	17.0
Nb	12.6	11.8	8.6	8.9	11.4	11.9	11.4	7.7	9.1	7.8
V	279.9	210.8	218.2	235.7	238.1	228.6	219.9	144.1	156.5	157.8
Sc	41.1	30.7	29.1	29.3	23.7	29.8	19.0	21.5	21.8	22.8
Cr	302.2	233.6	146.5	135.9	519.7	328.8	297.9	191.4	165.9	197.4
Co	44.7	41.5	28.0	22.3	46.4	37.4	37.9	31.4	30.5	28.9
Ni	236.7	345.7	126.3	117.8	291.2	303.0	272.8	199.2	163.8	214.7
La	23.14	18.78	22.30	10.29	20.37	13.01	8.25	17.67	14.45	16.36
Ce	55.01	33.96	45.47	20.74	43.53	30.91	19.45	39.13	34.38	35.21
Pr	7.04	5.31	6.05	3.19	5.40	3.88	2.60	4.59	4.27	4.37
Nd	29.47	21.01	23.51	13.10	21.32	16.32	11.17	17.78	16.88	17.47
Sm	6.59	4.65	5.00	3.05	4.42	3.70	2.64	3.81	3.80	3.80
Eu	1.73	1.35	1.32	0.77	1.06	1.02	0.76	1.03	1.01	1.05
Gd	6.42	4.52	4.88	3.17	3.70	3.57	2.65	3.96	3.82	3.93
Tb	0.89	0.67	0.65	0.48	0.50	0.52	0.38	0.54	0.57	0.56
Dy	5.38	4.23	4.01	3.11	2.98	3.27	2.42	3.42	3.66	3.48
Но	1.08	0.87	0.83	0.68	0.59	0.67	0.51	0.71	0.73	0.71
Er	3.23	2.57	2.42	1.99	1.75	2.05	1.53	2.10	2.23	2.17
Tm	0.46	0.38	0.34	0.30	0.25	0.32	0.22	0.31	0.32	0.32
Yb	3.12	2.54	2.37	2.08	1.72	2.13	1.52	2.06	2.21	2.09
Lu	0.47	0.39	0.33	0.31	0.23	0.32	0.22	0.30	0.33	0.31
Yb/Sm	0.47	0.55	0.47	0.68	0.39	0.58	0.57	0.54	0.58	0.55
La/Sm	3.51	4.04	4.46	3.38	4.61	3.52	3.12	4.64	3.80	4.30
Zr/Sc	4.21	4.71	4.90	5.42	6.57	5.36	7.76	4.80	4.94	4.56
Th/Sc	0.21	0.24	0.28	0.23	0.23	0.20	0.21	0.29	0.24	0.25
Cr/Th	34.64	32.21	18.10	20.50	94.19	54.14	76.39	30.14	31.16	34.11
∑РЗЭ	144.03	101.24	119.48	63.25	107.83	81.66	54.33	97.40	88.69	91.84
(La/Yb) _N	5.02	4.99	6.36	3.34	7.98	4.13	3.68	5.79	4.41	5.29
$(Gd/Yb)_N$	1.67	1.44	1.67	1.23	1.74	1.36	1.42	1.55	1.40	1.52
Eu/Eu*	0.81	0.90	0.81	0.76	0.80	0.86	0.88	0.81	0.81	0.83
Ce/Ce*	1.01	0.80	0.92	0.85	0.97	1.02	0.98	1.02	1.03	0.98

№ п/п	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
№ обр.	3163-23- 3	3163-29- 1	3163-32- 1	3168-1-1	3169-1-2	3169-1-3	3169-8-1	3169-10- 1	3171-1-1	3171-7-2
Литотип	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Глинистый алевролит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит
Свита	D3kd	D3kd	D3kd	D3kd	D3kd	D3kd	D ₃ kd	D3kd	D3kd	D ₃ kd
Sr	68.8	94.7	139.3	76.8	67.4	98.1	80.3	81.6	74.1	75.0
Li	45.7	32.0	33.0	36.0	32.7	33.4	36.3	33.7	42.4	40.5
Cs	3.5	5.4	4.6	4.3	4.1	2.5	3.8	4.8	3.8	4.1
Rb	20.0	68.5	66.6	64.2	27.2	31.3	62.5	77.9	28.7	49.1
Ba	275.5	267.1	238.6	251.7	267.1	128.9	249.1	295.4	231.0	201.9
Th	5.4	6.2	5.8	6.7	4.7	3.5	6.6	6.8	6.5	6.9
U	2.3	2.4	2.4	2.5	2.3	2.0	2.4	2.4	2.6	2.6
Zr	118.8	121.7	115.5	119.3	110.4	96.5	110.6	114.0	118.5	115.7
Hf	3.3	3.3	3.1	3.2	3.0	2.8	3.1	3.2	3.3	3.4
Y	9.9	15.2	23.9	15.5	8.3	10.1	15.9	14.2	13.5	14.3
Nb	9.5	8.9	8.6	9.0	8.7	7.4	8.9	8.9	8.9	8.9
V	135.4	146.5	142.5	142.7	149.6	142.6	152.7	150.3	153.5	156.2
Sc	16.1	18.7	18.3	18.9	16.9	13.1	19.2	19.6	19.0	18.8
Cr	185.6	192.9	191.6	202.0	210.8	336.7	213.8	199.3	207.1	214.5
Co	26.0	26.8	24.7	33.9	30.4	28.0	40.0	33.8	34.3	32.6
Ni	185.2	195.2	204.0	237.3	231.8	222.9	244.5	236.3	219.0	230.6
La	10.99	17.71	28.88	19.88	8.13	10.67	19.22	17.97	15.38	18.80
Ce	24.74	35.52	62.78	43.86	18.94	23.53	42.35	38.98	36.87	40.90
Pr	3.08	4.29	7.89	5.03	2.42	2.78	4.82	4.39	4.44	4.56
Nd	11.84	16.63	32.65	19.06	9.56	11.10	19.08	16.33	17.64	17.29
Sm	2.19	3.30	7.27	3.73	1.93	2.50	3.86	3.16	3.72	3.26
Eu	0.59	0.97	2.05	1.01	0.60	0.69	1.06	0.89	0.95	0.93
Gd	2.37	3.46	7.25	3.84	2.04	2.59	3.90	3.19	3.71	3.41
Tb	0.35	0.50	0.98	0.53	0.32	0.38	0.56	0.47	0.51	0.49
Dy	2.11	2.98	5.22	3.04	1.94	2.12	3.21	2.84	3.06	2.89
Но	0.48	0.62	1.00	0.63	0.42	0.45	0.66	0.60	0.63	0.62
Er	1.47	1.88	2.53	1.89	1.30	1.28	1.93	1.84	1.83	1.86
Tm	0.23	0.28	0.33	0.28	0.21	0.19	0.28	0.27	0.28	0.28
Yb	1.56	1.86	2.15	1.88	1.39	1.22	1.92	1.83	1.80	1.87
Lu	0.25	0.28	0.32	0.28	0.22	0.19	0.28	0.28	0.28	0.28
Yb/Sm	0.71	0.56	0.30	0.50	0.72	0.49	0.50	0.58	0.48	0.58
La/Sm	5.01	5.37	3.97	5.33	4.21	4.27	4.97	5.68	4.14	5.77
Zr/Sc	7.38	6.51	6.30	6.32	6.54	7.38	5.76	5.82	6.25	6.15
Th/Sc	0.34	0.33	0.32	0.36	0.28	0.27	0.35	0.35	0.35	0.37
Cr/Th	34.38	30.98	33.01	30.07	45.25	95.06	32.20	29.10	31.62	31.16
∑РЗЭ	62.24	90.28	161.31	104.96	49.41	59.66	103.14	93.03	91.09	97.45
$(La/Yb)_N$	4.77	6.43	9.06	7.14	3.95	5.89	6.75	6.62	5.77	6.78
$(Gd/Yb)_N$	1.23	1.51	2.73	1.65	1.19	1.71	1.64	1.41	1.67	1.48
Eu/Eu*	0.79	0.88	0.86	0.81	0.92	0.83	0.83	0.86	0.78	0.85
Ce/Ce*	1.00	0.95	0.97	1.03	1.00	1.01	1.03	1.03	1.05	1.04

Продолжение таблицы

№ п/п	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
№ обр.	3171-13- 1	3180-1-3	3180-1-5	3181-1-6	3182-1	3183-2	3183-5	3183-6	3156-6-2	3156-6-6
Литотип	Аргиллит	Глинистый алевролит	Глинистый алевролит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Глинистый алевролит	Песчаник	Песчаник
Свита	D ₃ kd	D3kd	D ₃ kd	D ₃ kd	D ₃ kd	D ₃ kd	D ₃ kd	D3kd	D ₃ kd	D ₃ kd
Sr	53.8	30.2	40.7	35.9	31.8	20.1	28.2	71.7	254.3	346.7
Li	40.2	17.8	24.6	26.7	22.0	11.9	15.8	28.6	22.5	19.4
Cs	3.1	1.6	2.7	2.7	3.4	3.4	4.2	4.1	2.3	1.1
Rb	26.2	5.4	4.2	7.2	5.7	21.0	9.7	27.5	46.2	27.8
Ba	181.6	90.3	121.7	138.2	125.7	207.6	165.7	155.4	316.2	235.3
Th	5.3	2.7	3.8	3.7	4.0	4.1	3.7	5.9	3.6	3.9
U	2.3	1.7	2.1	2.1	1.8	2.5	3.0	2.4	1.6	1.6
Zr	109.6	90.0	90.8	91.1	76.0	92.9	99.2	64.6	100.8	95.1
Hf	3.2	3.1	3.1	3.2	2.8	3.4	3.7	2.6	1.9	1.9
Y	8.7	4.5	4.7	3.7	3.9	3.4	3.5	13.1	17.0	17.4
Nb	8.5	6.1	6.5	6.5	5.6	6.0	6.3	4.4	7.7	8.2
V	140.2	110.9	105.9	107.7	90.1	114.2	106.4	76.3	158.8	153.4
Sc	17.0	7.5	11.8	11.8	10.5	12.7	9.7	7.0	19.2	18.8
Cr	183.9	159.7	175.1	204.7	137.4	108.4	114.9	91.7	290.7	599.8
Co	30.9	17.4	20.2	22.2	15.8	7.2	13.3	14.9	31.8	33.1
Ni	214.2	121.4	158.7	178.3	135.5	81.5	78.9	84.5	228.9	260.5
La	7.23	4.16	5.04	4.37	4.99	3.85	6.56	14.22	18.44	19.94
Ce	17.50	9.26	12.83	10.56	12.90	9.17	13.86	32.80	36.17	40.40
Pr	2.54	1.22	1.78	1.53	1.73	1.29	1.83	4.07	4.15	4.63
Nd	11.01	5.22	7.76	6.66	7.55	5.55	6.93	17.75	14.94	16.85
Sm	2.67	1.14	1.75	1.51	1.59	1.17	1.18	4.00	2.94	3.25
Eu	0.77	0.31	0.48	0.41	0.39	0.31	0.29	1.19	0.87	0.99
Gd	2.89	1.16	1.69	1.35	1.45	1.16	1.12	4.06	2.81	3.08
Tb	0.42	0.17	0.24	0.20	0.21	0.17	0.16	0.52	0.42	0.45
Dy	2.42	1.12	1.61	1.28	1.36	1.14	1.06	2.99	2.26	2.39
Но	0.50	0.25	0.33	0.27	0.30	0.26	0.24	0.61	0.50	0.53
Er	1.38	0.77	0.99	0.85	0.90	0.81	0.82	1.70	1.35	1.37
Tm	0.21	0.12	0.15	0.13	0.14	0.13	0.13	0.24	0.21	0.21
Yb	1.41	0.85	1.03	0.87	0.97	0.94	0.91	1.51	1.24	1.22
Lu	0.21	0.13	0.16	0.14	0.15	0.15	0.14	0.23	0.20	0.20
Yb/Sm	0.53	0.75	0.59	0.58	0.61	0.80	0.77	0.38	0.42	0.38
La/Sm	2.71	3.66	2.88	2.90	3.13	3.30	5.56	3.55	6.28	6.13
Zr/Sc	6.43	12.09	7.70	7.70	7.22	7.31	10.28	9.29	5.25	5.07
Th/Sc	0.31	0.36	0.32	0.31	0.38	0.32	0.39	0.85	0.19	0.21
Cr/Th	34.71	59.96	46.33	55.40	34.35	26.30	30.84	15.60	81.10	154.26
∑РЗЭ	51.18	25.89	35.83	30.13	34.65	26.09	35.23	85.89	86.51	95.53
(La/Yb) _N	3.47	3.29	3.30	3.38	3.46	2.78	4.88	6.36	10.05	11.01
$(Gd/Yb)_{\!N}$	1.66	1.10	1.33	1.26	1.21	1.00	1.00	2.18	1.84	2.04
Eu/Eu*	0.85	0.83	0.85	0.87	0.79	0.82	0.77	0.90	0.93	0.96
Ce/Ce*	0.96	0.96	1.00	0.96	1.03	0.96	0.94	1.01	0.97	0.98

№ п/п	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
№ обр.	3156-11- 2	3156-17- 1	3156-19- 5	3156-24- 4	3456-31- 4	3156-33- 7	3156-33- 15	3163-27- 2	3164-1-1	3171-7-1
Литотип	Песчаник	Песчаник	Песчаник	Песчаник	Песчаник	Песчаник	Песчаник	Песчаник	Песчаник	Песчаник
Свита	D3kd	D ₃ kd	D3kd	D ₃ kd	D3kd	D3kd	D3kd	D3kd	D3kd	D ₃ kd
Sr	299.5	207.7	137.1	132.9	124.7	189.8	229.5	228.7	211.7	112.0
Li	14.6	13.4	13.8	16.2	12.9	10.3	10.0	13.0	11.5	14.8
Cs	1.0	1.3	4.9	2.8	3.6	1.1	0.6	1.6	1.7	2.6
Rb	23.2	22.2	64.2	29.6	45.0	19.1	13.4	17.6	26.6	30.9
Ba	172.0	92.7	532.3	215.1	236.0	149.0	197.3	113.0	238.6	119.3
Th	4.7	4.5	6.8	5.5	6.1	4.1	5.2	5.6	5.6	5.7
U	2.2	1.8	2.1	2.3	2.4	1.6	1.8	2.0	2.1	2.1
Zr	102.0	87.9	119.1	110.1	109.4	64.2	73.3	78.1	77.5	83.8
Hf	2.4	2.1	3.0	2.8	2.9	1.7	2.0	2.2	2.3	2.4
Y	18.0	15.2	18.3	14.2	17.3	11.2	14.0	14.9	12.3	16.9
Nb	8.4	7.3	6.7	8.2	8.4	5.2	6.3	6.4	6.2	7.1
V	165.5	112.2	129.1	127.9	120.3	80.4	141.2	111.9	101.5	124.7
Sc	19.8	14.2	16.9	17.5	17.8	10.4	14.8	14.4	13.6	18.3
Cr	399.8	308.6	120.7	258.6	257.5	345.4	540.4	307.7	251.2	287.5
Со	32.8	31.2	21.9	27.5	28.2	24.1	25.7	27.0	29.1	29.3
Ni	214.5	230.1	85.8	233.6	227.4	197.2	197.9	227.2	234.9	233.6
La	18.33	17.40	17.93	17.50	19.08	14.77	18.05	20.34	14.62	20.47
Ce	38.40	37.85	37.20	37.34	41.88	32.74	39.63	44.36	32.24	46.40
Pr	4.31	4.17	4.63	4.22	4.83	3.68	4.36	5.27	3.69	5.47
Nd	16.21	15.09	16.80	14.96	17.12	13.05	15.87	19.06	13.41	19.80
Sm	3.35	2.97	3.53	3.02	3.60	2.66	3.18	3.76	2.85	4.11
Eu	1.00	0.93	0.96	0.81	0.99	0.81	1.00	0.98	0.86	1.08
Gd	3.33	2.85	3.52	2.84	3.58	2.45	3.05	3.51	2.74	3.80
Tb	0.51	0.43	0.55	0.45	0.55	0.38	0.47	0.51	0.41	0.60
Dy	2.87	2.42	3.01	2.48	3.02	2.02	2.54	2.71	2.35	3.24
Но	0.63	0.54	0.66	0.55	0.66	0.44	0.55	0.58	0.52	0.71
Er	1.71	1.45	1.80	1.52	1.88	1.14	1.51	1.59	1.42	1.85
Tm	0.27	0.23	0.28	0.25	0.30	0.18	0.23	0.26	0.23	0.28
Yb	1.59	1.34	1.77	1.53	1.82	1.07	1.40	1.49	1.34	1.68
Lu	0.26	0.22	0.29	0.25	0.29	0.17	0.23	0.25	0.22	0.28
Yb/Sm	0.48	0.45	0.50	0.51	0.50	0.40	0.44	0.40	0.47	0.41
La/Sm	5.47	5.85	5.08	5.79	5.30	5.55	5.67	5.41	5.13	4.98
Zr/Sc	5.16	6.18	7.06	6.29	6.16	6.18	4.94	5.40	5.69	4.58
Th/Sc	0.24	0.32	0.40	0.31	0.35	0.40	0.35	0.38	0.41	0.31
Cr/Th	84.18	68.75	17.76	46.92	41.87	83.83	104.56	55.37	45.24	50.34
∑РЗЭ	92.80	87.91	92.93	87.73	99.61	75.57	92.07	104.67	76.91	109.77
$(La/Yb)_N$	7.77	8.75	6.86	7.74	7.09	9.34	8.70	9.21	7.35	8.24
$(Gd/Yb)_N$	1.70	1.72	1.62	1.51	1.60	1.86	1.76	1.91	1.65	1.83
Eu/Eu*	0.91	0.98	0.83	0.84	0.84	0.97	0.98	0.83	0.94	0.84
Ce/Ce*	1.01	1.04	0.96	1.02	1.02	1.04	1.05	1.00	1.03	1.03

Продолжение таблицы

№ п/п	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
№ обр.	3155-9-9	3155-10- 3	3180-4-8	3180-4-9	3180-4- 10	3179-2-1	3179-3-1	3179-3-3	3179-3-5	3180-3-4
Литотип	Песчаник	Песчаник	Песчаник	Песчаник	Песчаник	Аргиллит	Аргиллит	Глинистый алевролит	Аргиллит	Аргиллит
Свита	D ₃ kd	D ₃ kd	D ₃ uk	D ₃ uk	D3uk	D3uk	D ₃ uk	D3uk	D ₃ uk	D3uk
Sr	448.9	333.6	169.8	149.3	195.1	85.2	102.0	262.1	74.6	96.3
Li	66.8	67.5	15.9	14.2	15.9	21.9	16.1	16.6	19.6	14.1
Cs	2.8	0.6	1.4	4.7	2.5	3.9	3.8	2.6	4.7	7.0
Rb	51.3	11.1	19.9	57.8	27.7	62.3	61.0	46.8	81.5	101.7
Ba	246.3	89.4	197.5	336.8	261.1	158.5	138.0	252.6	157.8	489.0
Th	7.0	5.4	6.2	5.2	6.2	5.4	5.4	6.7	5.0	10.4
U	2.9	2.1	3.0	2.6	2.3	2.5	2.6	2.7	2.6	2.9
Zr	125.9	89.3	80.2	104.0	82.2	105.9	98.6	101.0	93.8	138.9
Hf	3.7	2.3	2.3	3.1	2.5	3.2	2.9	3.0	2.7	4.0
Y	22.2	16.9	9.0	10.0	9.7	14.5	10.9	12.1	13.8	14.2
Nb	9.9	6.0	6.2	7.2	6.5	6.7	6.3	5.6	5.8	10.1
V	206.4	140.4	149.9	149.9	137.7	129.0	130.1	107.9	156.5	169.8
Sc	26.1	15.4	15.9	21.0	16.6	22.0	18.6	15.6	27.3	25.1
Cr	355.4	335.1	201.4	206.0	218.8	123.8	104.3	67.3	109.4	210.4
Со	35.5	31.8	28.1	25.7	28.0	21.7	20.2	16.1	26.4	19.6
Ni	234.3	246.2	176.5	151.8	188.7	141.5	107.5	64.4	115.0	157.9
La	24.82	15.09	16.71	15.62	21.10	16.70	13.12	20.37	13.99	21.57
Ce	56.22	34.76	37.01	33.41	45.97	32.34	27.79	41.11	28.96	46.08
Pr	6.55	4.12	4.50	3.72	5.41	3.56	3.28	4.45	3.39	5.35
Nd	26.05	16.99	16.17	13.62	18.77	12.46	11.68	14.77	11.97	18.30
Sm	5.44	3.61	3.31	2.68	3.51	2.60	2.45	2.66	2.49	3.57
Eu	1.60	1.02	0.94	0.79	1.02	0.66	0.57	0.83	0.69	0.92
Gd	5.09	3.40	2.69	2.41	3.07	2.66	2.17	2.45	2.46	3.12
Tb	0.67	0.47	0.39	0.36	0.43	0.45	0.35	0.40	0.42	0.47
Dy	4.19	2.89	1.97	1.89	2.04	2.72	2.04	2.22	2.50	2.58
Но	0.82	0.59	0.41	0.43	0.43	0.65	0.46	0.51	0.59	0.60
Er	2.46	1.80	1.08	1.19	1.10	1.85	1.31	1.41	1.74	1.76
Tm	0.35	0.26	0.16	0.20	0.17	0.31	0.21	0.22	0.30	0.29
Yb	2.24	1.69	1.01	1.22	0.98	1.95	1.35	1.29	1.80	1.81
Lu	0.32	0.26	0.17	0.20	0.17	0.34	0.22	0.21	0.30	0.31
Yb/Sm	0.41	0.47	0.31	0.46	0.28	0.75	0.55	0.49	0.73	0.51
La/Sm	4.56	4.18	5.05	5.83	6.01	6.43	5.34	7.66	5.63	6.05
Zr/Sc	4.82	5.80	5.03	4.96	4.94	4.81	5.31	6.46	3.44	5.53
Th/Sc	0.27	0.35	0.39	0.25	0.37	0.25	0.29	0.43	0.18	0.41
Cr/Th	50.49	62.59	32.33	39.86	35.19	22.84	19.47	10.00	21.81	20.31
∑РЗЭ	136.81	86.96	86.52	77.74	104.16	79.26	67.00	92.90	71.59	106.74
(La/Yb) _N	7.49	6.02	11.15	8.65	14.51	5.78	6.55	10.66	5.24	8.04
$(Gd/Yb)_N$	1.84	1.63	2.15	1.60	2.53	1.10	1.30	1.54	1.11	1.40
Eu/Eu*	0.93	0.89	0.96	0.95	0.95	0.77	0.75	1.00	0.85	0.84
Ce/Ce*	1.03	1.03	1.00	1.03	1.01	0.98	0.99	1.01	0.99	1.00

Продолжение таблицы

					-		
№ п/п	61	62	63	64	65	66	67
№ обр.	3180-4-1	3180-4-2	3180-4-6	3180-4- 11	3180-5-1	3181-5	3181-6
Литотип	Глинистый алевролит	Аргиллит	Аргиллит	Аргиллит	Глинистый алевролит	Аргиллит	Аргиллит
Свита	D ₃ uk	D ₃ uk	D ₃ uk	D ₃ uk	D3uk	D ₃ uk	D ₃ uk
Sr	117.2	62.8	72.6	113.9	122.9	81.3	50.2
Li	15.9	12.4	10.2	13.6	12.5	15.6	18.0
Cs	3.6	6.9	3.9	5.1	6.7	8.3	6.0
Rb	41.8	49.7	22.0	30.2	78.6	89.4	87.8
Ba	331.9	292.1	273.4	342.4	405.3	269.7	350.1
Th	3.5	3.0	1.4	3.6	6.7	6.7	7.7
U	2.5	2.7	3.8	3.5	3.2	2.3	2.4
Zr	100.3	117.6	124.4	122.3	114.4	139.0	156.2
Hf	2.9	3.5	3.6	3.7	3.4	3.6	3.9
Y	7.5	3.9	1.5	4.3	10.8	10.2	11.1
Nb	7.3	7.7	9.5	9.0	8.0	9.4	10.5
V	174.5	176.2	164.6	159.9	144.5	155.2	171.1
Sc	21.2	21.1	15.8	18.9	23.6	21.8	22.8
Cr	220.0	157.7	177.2	194.3	152.5	150.6	141.3
Co	29.2	21.4	26.3	22.8	19.6	17.3	13.5
Ni	164.8	154.9	167.3	174.7	129.9	120.3	98.8
La	9.09	4.12	1.80	7.30	20.65	16.02	16.63
Ce	19.69	9.95	4.27	17.05	45.31	34.88	40.18
Pr	2.31	1.35	0.55	2.03	5.08	4.17	5.00
Nd	8.43	5.44	2.10	7.79	17.62	16.18	20.07
Sm	1.82	1.27	0.49	1.53	3.21	3.05	3.75
Eu	0.48	0.36	0.15	0.40	0.82	0.66	0.71
Gd	1.65	1.13	0.44	1.28	2.71	2.07	2.62
Tb	0.26	0.18	0.07	0.20	0.41	0.34	0.40
Dy	1.50	0.99	0.41	1.04	2.29	2.19	2.42
Но	0.34	0.23	0.09	0.23	0.52	0.51	0.55
Er	0.99	0.65	0.26	0.66	1.46	1.46	1.57
Tm	0.17	0.10	0.05	0.11	0.24	0.23	0.25
Yb	1.09	0.67	0.30	0.70	1.47	1.48	1.62
Lu	0.19	0.12	0.05	0.13	0.24	0.24	0.26
Yb/Sm	0.60	0.53	0.61	0.46	0.46	0.48	0.43
La/Sm	4.98	3.25	3.66	4.77	6.43	5.25	4.43
Zr/Sc	4.74	5.58	7.89	6.48	4.86	6.37	6.86
Th/Sc	0.16	0.14	0.09	0.19	0.28	0.31	0.34
Cr/Th	63.62	53.10	129.14	54.11	22.88	22.57	18.34
∑РЗЭ	48.02	26.55	11.03	40.44	102.04	83.48	96.05
(La/Yb) _N	5.63	4.15	4.03	7.01	9.47	7.32	6.92
(Gd/Yb) _N	1.23	1.37	1.18	1.48	1.49	1.13	1.31
Eu/Eu*	0.84	0.92	1.00	0.88	0.86	0.80	0.69
Ce/Ce*	1.01	0.99	1.01	1.04	1.04	1.00	1.03

Продолжение таблицы

Приложение Д. Концентрации элементов (г/т) и величины коэффициентов, использованных для реконструкции гидрофаций (аргиллиты и глинистые мелкозернистые алевролиты кодинской и

№ п/п	№ обр.	Ga	В	B/Ga	U	Мо	U_{EF}	Mo_{EF}
1	3179-3-5	23	25	1.07	2.62	0.30	0.88	0.31
2	3179-3-3	24	16	0.67	2.68	0.45	0.88	0.46
3	3179-3-1	24	19	0.80	2.60	0.41	0.91	0.44
4	3179-2-1	23	18	0.75	2.53	0.51	0.82	0.52
5	3180-5-1	25	27	1.07	3.18	0.56	0.95	0.51
6	3180-4-11	26	20	0.78	3.54	1.37	1.15	1.38
7	3180-4-6	28	29	1.06	3.85	1.29	1.24	1.28
8	3180-4-1	22	13	0.58	2.45	0.59	0.85	0.64
9	3180-4-2	28	32	1.16	2.71	0.24	0.81	0.22
10	3180-3-4	28	25	0.92	2.91	0.59	0.88	0.56
11	3171-7-2	18	37	2.08	2.57	0.35	0.94	0.40
12	3171-1-1	18	29	1.59	2.58	0.42	0.91	0.46
13	3169-10-1	14	18	1.31	2.40	0.40	0.88	0.45
14	3169-8-1	19	32	1.70	2.39	0.41	0.89	0.48
15	3169-1-3	18	35	1.95	1.97	0.27	0.80	0.34
16	3169-1-2	19	40	2.11	2.26	0.37	0.82	0.41
17	3156-33-12	19	33	1.78	2.13	0.18	0.73	0.20
18	3156-33-9	19	30	1.53	2.02	0.19	0.76	0.22
19	3156-31-21	18	30	1.69	2.06	0.20	0.77	0.23
20	3156-31-1	26	32	1.25	2.61	0.39	0.92	0.43
21	3156-24-5	28	35	1.24	3.36	0.48	1.24	0.54
22	3156-22-1	25	40	1.56	2.64	0.35	0.92	0.38
23	3156-19-3	24	36	1.49	2.49	0.61	0.88	0.67
24	3156-17-5	27	44	1.59	2.77	0.54	0.98	0.59
25	3156-11-7	31	68	2.19	2.88	0.46	0.93	0.45
26	3156-6-5	29	59	2.04	3.07	0.36	1.06	0.38
27	3156-2-3	23	42	1.81	2.70	0.73	0.98	0.82
28	3155-13-1	28	77	2.72	1.62	0.28	0.52	0.29
29	3155-10-4	30	58	1.95	2.79	0.64	0.94	0.66
30	3155-9-8	27	51	1.88	3.52	0.35	1.27	0.39
31	3155-5-1	31	57	1.85	4.80	0.39	1.70	0.42
32	3155-4-1	28	82	2.92	4.87	0.28	1.67	0.30
33	3155-3-1	31	78	2.55	3.69	0.39	1.26	0.42
34	3155-1-2	30	89	2.91	3.31	0.24	1.18	0.27
35	3163-32-1	18	46	2.59	2.40	0.44	0.87	0.49
36	3163-29-1	19	48	2.52	2.35	0.37	0.83	0.40
37	3163-23-3	19	38	2.00	2.32	0.44	0.88	0.52
38	3163-13-4	17	41	2.46	2.40	0.39	0.83	0.42
39	3163-9-3	16	44	2.78	1.48	0.31	0.51	0.33
40	3183-5	14	14	1.02	2.47	0.33	0.68	0.28

устькодинской свит)