ПЕРМСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ

Ю. Г. Пактовский

СИЛУРИЙСКИЙ КОЛЛЕКТОР АЛМАЗОВ

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Федеральное государственное автономное
образовательное учреждение высшего образования
«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Ю. Г. Пактовский

СИЛУРИЙСКИЙ КОЛЛЕКТОР АЛМАЗОВ

МОНОГРАФИЯ

Perm University Press

Пермь 2025

УДК 553.81
ББК 26.341
П137

Пактовский Ю. Г.

П137 Силурийский коллектор алмазов [Электронный ресурс] : монография / Ю. Г. Пактовский ; Пермский государственный национальный исследовательский университет. – Электронные данные. – Пермь, 2025. – 8,58 Мб ; 226 с. – Режим доступа: http://www.psu.ru/files/docs/science/books/mono/Paktovskij-Silurijskij-kollektor-almazov.pdf. – Заглавие с экрана.

ISBN 978-5-7944-4224-3

Монография состоит из пяти глав, в которых обобщен опыт поисковых работ на россыпные алмазы на Урале. В первой главе дана сводка о геологическом строении Вишерского алмазоносного района (ВАР). Во второй рассмотрена история геологического развития ВАР в позднем протерозое. В третьей описаны раннепалеозойские промежуточные коллекторы алмазов на Урале. В четвертой главевпервые изучены ветрогранники в основании силура на территории ВАР. Пятая глава посвященаисследованию геологического строения силурийского коллектора алмазов и модели образования алмазоносных россыпей эолового типа.

Книга адресована геологам, занимающимися поисками россыпей алмазов, а также может быть полезной преподавателям, аспирантам и студентам вузов.

УДК 553.81
ББК 26.341

Издается по решению кафедры минералогии и петрографии Пермского государственного национального исследовательского университета

Рецензенты: председатель Западно-Якутского научного центра АН РС (Я), академик Академии наук Республики Саха (Якутия), д-р геол.-минерал. наук, профессор ***Н. Н. Зинчук***;

ведущий научный сотрудник лаборатории геологии мезозоя и кайнозоя Института земной коры СО РАН, д-р геол.-минерал. наук ***Н. И. Акулов***

ISBN 978-5-7944-4224-3

© ПГНИУ, 2025
© Пактовский Ю. Г., 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

ОТ АВТОРА....4
ВВЕДЕНИЕ....5
ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ПО ГЕОЛОГИИ ВИШЕРСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА....8
1.1. История геологического изучения....9
1.2. Геологическое строение....21
1.2.1. Стратиграфия....22
1.2.2. Тектоника....37
1.2.3. Магматизм....41
1.2.4. Полезные ископаемые....45
ГЛАВА 2. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ В ПОЗДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ....51
2.1. Фации и формации....52
2.2. Палеотектоника....68
2.3. Стадийность геологического развития....72
ГЛАВА 3. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ АЛМАЗОВ....93
3.1. О методике изучения эмерсивных рубежей в геологической истории....94
3.2. Проблема алмазоносности помянённовской свиты....100
3.3. Ордовикский промежуточный коллектор алмазов....116
ГЛАВА 4. ВЕТРОГРАННИКИ В ОСНОВАНИИ СИЛУРА....141
ГЛАВА 5. СИЛУРИЙСКИЙ КОЛЛЕКТОР АЛМАЗОВ....164
5.1. Из истории вопроса....164
5.2. О базальных слоях силура на месторождении Южная Рассольная....169
5.3. Геологическое строение силурийского коллектора алмазов....174
5.4. Модель образования алмазоносных россыпей эолового типа....190
ЗАКЛЮЧЕНИЕ....204
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ....206

ОТ АВТОРА

Данная монография представляет собой результат многолетнего обобщающего исследования по геологии россыпей промышленно алмазоносной территории Северного Урала (Вишерский алмазоносный район – ВАР) и предназначена для специалистов, занимающихсяпоисками россыпей алмазов в районах со сходным геологическим строением. Данное издание также можно рассматривать как методическое пособие для начинающих самостоятельную работу геологов-россыпников, алмазников, аспирантов и студентов-дипломников.

Основная идея книги апеллирует к опыту предшественников, проводивших поиски алмазоносных россыпей на Урале, которые показали, что сама истории геологического развития региона на рубеже позднего протерозоя – раннего палеозоя способствовала созданию благоприятных условий для формирования алмазных россыпей. Автор уточняет при этом, каких именно, и выделяет из них эоловый фактор.

Следовательно: 1) первоисточник уральских россыпей может иметь докембрийский возраст; 2) из всех генетических типов россыпей, по-видимому, наиболее широкое распространение мог иметь эоловый. Описанию эолового промежуточного коллектора силурийского возраста (самого древнего на данный момент промышленного коллектора на Урале), в основном, посвящена данная работа.

Развитие природных событий в большом геологическом времени невольно заставляет задуматься о преходящем и вечном. Это, наверное, и есть неиссякаемый источник очарования геологии как науки для всех, кто посвятил ей всю жизнь.

Автор выражает глубокую благодарность и признательность рецензентам рукописи: доктору геолого-минералогических наук, профессору, академику Академии наук Республики Саха (Якутия); председателю Западно-Якутского научного центра (ЗЯНЦ) АН РС(Я) Н.Н. Зинчуку и доктору геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику лаборатории геологии мезозоя и кайнозоя Института земной коры СО РАН Н.И. Акулову. Опыт каждого из них и ценные замечания были учтены в процессе написания данной книги.

Юрий Пактовский

ВВЕДЕНИЕ

Вишерский алмазоносный район (ВАР) расположен в зоне сочленения Русской эпикарельской и Печорской эпибайкальской плит, Тиманского и Уральского орогенов в пределах Полюдово-Колчимской антиклинали (рис. 1).

Пограничное положение между четырьмя надпорядковыми тектоническими структурами определяет сложность строения территории.

Рис. 1. Полюдово-Колчимский антиклинорий в составе Тимано-Североуральского региона

Последовательности событий в геологической истории региона в позднем протерозое – раннем палеозое уделяется особое внимание впервой главе монографии. По заявленной в данной работе концепции промежуточных коллекторов, на позднепротерозойском этапе предполагается внедрение кимберлитов, которые могли создать первые алмазоносные россыпи. В дальнейшем алмазы перекочевывали из одного промежуточного коллектора в другой. Подчеркиваем, что позднепротерозойский россыпной этап в нашей концепции является пока чисто теоретическим, гипотетическим. Достоверных подтверждений его существования до сих пор не обнаружено, но он следует из элементарной логики, при условии кимберлитового магматизма, поскольку в континентальных условиях эрозия кимберлитов и разнос минеральных ассоциаций неизбежны. Отсюда следует, что первые промежуточные коллекторы могли возникнуть в началепозднего рифея (RF_3). При установленной эрозии отложений верхнего рифея в начале венда также могли формироваться ранневендские промежуточные коллекторы (V_1). И затем в раннем палеозое на основе первых двух, включая дополнительно размыв первоисточников и кор выветривания, – раннепалеозойские.

Такова общая концептуальная схема исследования. По этой схеме составлено содержание монографии, в соответствии с которым она разбита на главы и подглавы. Первая глава носит обзорный характер и описывает геологические достижения предшественников. Во второй главе дается общий обзор промежуточных коллекторов Вишерского алмазоносного района в виде трех рядов групп: 1) гипотетические, 2) с проявлениями алмазоносности и 3) с промышленной алмазоносностью. Если значение первых двух остается пока на теоретическом уровне, то промышленная алмазоносность третьей группы имеет практическую ценность для Пермского края как региона, на территории которого зародилась алмазодобывающая отрасль России.

Геологическому описанию силурийского промышленного промежуточного коллектора посвящена заключительная глава монографии. Ей предшествует глава о многогранниках – интереснейших природных образованиях, обязанных своему происхождению исключительно ветру. Эта исключительность позволяет их признать ценными индикаторными образованиями для характеристики палеогеографии и геодинамики исследуемого района и смежного с ним региона.

Ветрогранники, насколько нам известно, найдены на Урале впервые. И весьма знаменательно, что это событие произошло на месторождении алмазов. Такое совпадение не кажется нам случайным. Находки ветрогранников в алмазоносных районах дают возможность уточнить и повысить вероятность прогноза алмазоносных россыпей, теоретически, аномально богатых. И у нас есть полная уверенность в том, что открытие новых месторождений, их рачительная отработка восстановят былую алмазную славу Урала!

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа над изучением геологии промежуточных коллекторов заняла у автора более 15 лет: сначала на полевом этапе, в полевых условиях в рамках круглогодичного производственного цикла геологоразведочных работ (ГРР) ряда геологических предприятий (ПГГСП «Геокарта», ЗАО «Пермгеологодобыча», ЗАО «Уралалмаз»); впоследствии на камеральном этапе, в рамках учебного университетского цикла, с периодическими полевыми экспедиционными выездами кафедры минералогии и петрографии Пермского университета.

На каждом этапе ГРР в разных организациях и на разных предприятиях автор встречался и трудился со множеством людей, от руководителей до рабочих. Каждый из них делал свою работу, выполнял свои должностные обязанности, что, несомненно, способствовало возрождению алмазной отрасли на Урале после полного упадка ее в «лихие девяностые».

Огромное значение в плодотворном обсуждении алмазной тематики на Урале лично для автора имели такие ученые Пермского университета, как профессор Б.М. Осовецкий; кандидат геолого-минералогических наук А.Г. Попов;

профессор, академик Академии естествознания РФ Ф.А. Курбацкая; доктора геолого-минералогических наук Р.Г. Ибламинов и П.А. Красильников; а также коллеги Западно-Якутского научного центра, академики АН РС(Я) – Н.Н. Зинчук и А.В. Толстов.

Выражаю благодарность и всем сотрудникам кафедры минералогии и петрографии Пермского университета, которые способствовали реализации авторского замысла. Это кандидаты геолого-минералогических наук И.Я. Илалтдинов и К.П. Казымов; старшие преподаватели Г.А. Исаева, Е.М. Томилина, И.В. Бадьянова, А.Ю. Пузик; а также кандидат технических наук А.В. Коноплев. Особо признателен всем геологам, работающим или работавшим на производстве, в геологических организациях, и персонально – В.А. Чуйко, Н.Г. Калашникову, И.П. Тетерину.

На завершающем этапе написания монографии большое значение для автора имела поддержка коллег из Института земной коры (ИЗК СО РАН, г. Иркутск) и Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ, г. Москва). Необходимо отметить, что благодаря их высокопрофессиональному вниманию и ценным критическим замечаниям книга приобрела свой окончательный вид.

ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ПО ГЕОЛОГИИ ВИШЕРСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА

Рассматривая историю геологического изучения территории Вишерского алмазоносного района (ВАР), прежде всего обращает на себя внимание «запаздывание» процесса смены геологических парадигм в регионе, от геосинклинальной (фиксистской) до плитотектонической (неомобилистской), как будто из практических целей уральские геологи не очень спешили расставаться с первой и принимать новомодные западные течения в образе второй. Это – одна из скрытых проблем уральской алмазной геологии, поэтому необходимо уделить ей некоторое внимание, поскольку методологическая основа В.Е. Хаина позволяет сделать это. Он отмечал, что современные критерии периодизации истории геологии основаны на концепции скачкообразного нелинейного развития науки, что оказывает решающее влияние на эмпирические и теоретические разработки геологов (Хаин, Рябухин, 1997).

Действительно, смена теоретической концепции происходит на основании множества факторов, главными из которых являются новые данные, полученные в результате практики. Но наряду с этим переинтерпретация уже известных сведений иногда приводит к новым открытиям. В качестве примера можно вспомнить классическую статью Д.Т. Уилсона, ставшую поворотным пунктом в смене геосинклинальной парадигмы на плитотектоническую (Wilson, 1967). Многие факты, приведенные в статье в качестве аргументов, были известны еще со времен мобилистской концепции Альфреда Вегенера и его сторонников (Дю Тойт, 1957). Однако именно за Уилсоном закрепился научный приоритет в концепции, названной неомобилизмом.

Можно легко убедиться в том, что в «уральской геологии» уровень академических исследований, в том числе университетских (Курбацкая, 1985; Чайковский, 2001; Ибламинов, 2001; Осовецкий, 2004), конечно, стремился к соответствию общемировому, в то время как полевые геологосъемочные отчеты долгое время оставались в рамках привычной геосинклинальной парадигмы. Думается, по причине того, что геосинклинальная концепция «работала» и в теоретическом, и в практическом планах, и менять ее в советское время не было ни малейшего смысла. Всё изменилось с распадом СССР, когда вместе с социалистическим государством «распалась» и советская геология. Или, как говорят некоторые ученые: с принятием неомобилизма естественный ход науки, как и в политике, нарушился (Караулов, 2007).

Отсюда интересный эмпирический факт: плитотектоническая концепция полностью утвердилась в отечественной науке на месте фиксистской модели

только после распада советского государства и по мере становления новой капиталистической Российской Федерации.

Так, вместе с государственным строем сменилась и научная парадигма в отечественной геологии.

1.1. История геологического изучения

До середины XX в. территория, на которой географически расположен Вишерский алмазоносный район (Южное Притиманье), оставалась, по сути, «белым пятном» на геологической карте.

Системное изучение ее геологического строения началось в 1947 г. в связи с развитием нефтяной отрасли. Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ) направил на север Пермской области экспедицию, которую на протяжении пяти лет (1947–1951 гг.) возглавлял Н.Г. Чочиа. Он отмечает, что до работ экспедиции ВНИГРИ для района не существовало единой стратиграфической схемы и отсутствовала детальная геологическая карта, хотя первые сведения о геологии и полезных ископаемых появляются, начиная с XVIII в. В монографии, посвященной геологическому строению Колво-Вишерского края, Н.Г. Чочиа выделяет экспедицию Ивана Лепехина в 1768–1769 гг. по р. Каме от ее истоков до с. Усолья; исследования П.И. Рычкова, И. Георги, Н. Попова, Г. Розе и др. (1770–1837 гг.), в которых даны краткие и отрывочные сведения о тех или иных горных породах и месторождениях (железа, золота, меди). Исследования Р.И. Мурчисона, Э. Вернейля и А. Кайзерлинга, выделивших в 1840–1841 гг. пермскую систему, позволили определить в пределах края на основании фаунистических данных отложения каменноугольной и пермской систем (Э. Гофман, 1856; Х. Пандер, 1862; В. Тимофеев, 1863; Г.П. Гильмерсен, 1866; В.И. Мёллер, 1869; А.А. Штукенберг, 1875; А.П. Иванов, 1878–1882).

Н.Г. Чочиа (1955) называет этот этап *периодом первичного накопления материала*.

Первый, по периодизации Н.Г. Чочиа, этап продолжился в работах геологов созданного в 1882 г. Геологического комитета: П.И. Кротова (1888), А.А. Краснопольского (1889), Е.С. Федорова (1897), А. Дюпарка (1909), А.А. Чернова (1913), А.В. Нечаева (1921). Большинство их исследований посвящены стратиграфии каменноугольной и пермской систем. П.И. Кротовым впервые установлена Колчимская антиклиналь северо-западного, тиманского простирания. Им же фаунистически охарактеризован девон. Итоги работы Геологического комитета отражены на геологической карте России в масштабе

10 верст в одном дюйме (1:420 000), изданной П.И. Кротовым в 1888 г. и А.А. Краснопольским в 1889 г.

К новому этапу Н.Г. Чочиа относит широко поставленные работы Нефтяного (НГРИ) и Угольного институтов (вплоть до 1929 г.) в исследованиях О.Ф. Нейман-Пермяковой и В.В. Пермякова (1930). Прослеживая угленосные отложения к северу от Кизеловского каменноугольного бассейна, эти исследователи фаунистически охарактеризовали отложения силура в верховьях р. Вишеры, что было сделано впервые, а также обратили внимание на широкое развитие покровов перекрытия со значительной амплитудой горизонтального перемещения (до 50–70 км). К сожалению, эти данные не были опубликованы. И, хотя Н.Г. Чочиа, исходя из постулатов геосинклинальной теории, посчитал тектонические представления авторов неправильными, сейчас мы можем сказать, что они опередили свое время.

Тогда же были составлены подробные схемы расчленения пермских отложений, основанные на данных бурения в районе Тюлькино–Березники, проведенного под руководством профессора Пермского университета П.И. Преображенского (1927, 1929). А.А. Иванов (1929) проводил геологическую съемку в масштабе 1:100 000 от устья р. Вишеры до г. Чердыни и маршрутные исследования по тракту Чердынь–Ныроб и по р. Пильве от дер. Ксенофонтово до устья. В 1931 г. М.А. Калмыковой оконтурена Ксенофонтовская антиклиналь.

Геологами Угольного института установлено широкое распространение девона и выделено два фациальных типа разреза – карбонатный и глинисто-кремнистый, обогащенный битумом (Житомиров, 1932; Кушев, 1932; Иванов, 1932). Ими же условно выделены нижнедевонские отложения; повсеместно закартированы эйфельские (D_2ef) кварцитовидные песчаники (это нынешняя такатинская свита эмсского яруса, по современной схеме – D_1*tk*), а на отдельных участках – песчаники основания франского яруса среднего девона (пашийская свита). Здесь надо заметить, что детальное изучение такатинской свиты с разделением на два фациальных типа разреза получило в будущем большое развитие. Таким образом, вышеупомянутые исследователи стояли у истоков этого процесса. А.Н. Ивановым и Е.И. Мягковой (1947) впервые отмечена Тулымпарминская антиклиналь с немыми толщами нижнего, как они считали, палеозоя. Геологами Камской экспедиции ВСЕГЕИ (Краснов, 1948) изучались четвертичные отложения, геоморфология и гидрогеология Камско-Печорско-Вычегодского водораздела.

Завершая краткий обзор исследований до экспедиции под руководством Н.Г. Чочиа, можно сказать, что весь этот период является этапом предварительного изучения и накопления данных о геологическом строении района. Та-

ким образом, его можно назвать первым этапом геологического изучения исследуемой нами территории.

Итак, I этап геологического изучения территории Южного Притиманья – это этап предварительного изучения и накопления данных об ее геологическом строении. I этап определяется нами только верхней временной границей – до 1947 г.

Второй этап системного геологического изучения территории, по нашему мнению, начинается с экспедиции ВНИГРИ (1947–1951 гг.), во время которой были проведены комплексные исследования, включающие в себя геологосъемочные, буровые, стратиграфические, петрографические, геофизические и тематические исследования. Наиболее ценными стали новые сведения по отложениям верхнего протерозоя, нижнего палеозоя и силура Е.В. Владимирской и Н.Г. Чочиа. Геологическая карта (рис. 1.1.1), описание опорных разрезов, литолого-фациальные карты от верхнего протерозоя до уфимского яруса верхней перми (по устаревшей стратиграфической шкале), тектоническая схема района – всё это послужило основой и отправной точкой для всех дальнейших исследований.

В нашей работе мы еще не раз будем возвращаться к итогам этой, без преувеличения, выдающейся экспедиции. Отметим, что второй этап геологического изучения Вишерского алмазоносного района (ВАР) Южного Притиманья знаменателен тем, что именно тогда началось системное изучение отложений, более древних, чем пермские: каменноугольные и девонские. Остановимся на этом этапе несколько подробнее.

Особым вопросом для геологии Урала всегда являлся вопрос о положении в разрезе и возрасте так называемых «древних свит» (додевонских, досилурийских, доордовикских), поскольку, во-первых, палеонтологически они почти всегда являлись «немыми», и, во-вторых, между ними и палеозойским разрезом устанавливалось крупное стратиграфическое и угловое несогласие.

Этих двух фактов достаточно, чтобы определить принципиальное их различие в геологической истории. Начало для разрешения этого вопроса положили ставшие классическими работы Н.С. Шатского (1945), А.И. Олли (1948), Б.М. Келлера (1952), но необходимо заметить, что работы этих авторов основывались, главным образом, на геологическом материале Южного и частично Среднего Урала.

Н.Г. Чочиа отмечает первые успехи в изучении стратиграфии нижнепалеозойских отложений в работах А.Н. Иванова и Е.И. Мягковой (1939, 1947, 1950) и Д.Л. Степанова (1940), который сопоставил местные «древние свиты» додевонских отложений Полюдова кряжа с аналогичным разрезом хребта Каратау на Южном Урале. В дальнейшем Н.Г. Чочиа, знакомый по личным наблюдени-

ям с разрезом «древних свит» хр. Каратау, после послойного изучения толщ Полюдова кряжа и Колчимской гряды сделал наиболее обоснованное сопоставление их с уже известными южноуральскими стратотипами, а также дал этим свитам названия – рассольнинская, деминская и низьвенская. И солидарно с Н.С. Шатским, Д.В. Наливкиным, М.И. Гаранем, Г.Ф. Лунгерсгаузеном, Б.М. Келлером, П.М. Есиповым и Е.В. Владимирской он отнес их к верхнему протерозою (рифею). Хотя в то время существовала и другая точка зрения – А.И. Олли, К.А. Львова и некоторых других исследователей, отстаивавших кембрийский возраст немых «древних свит».

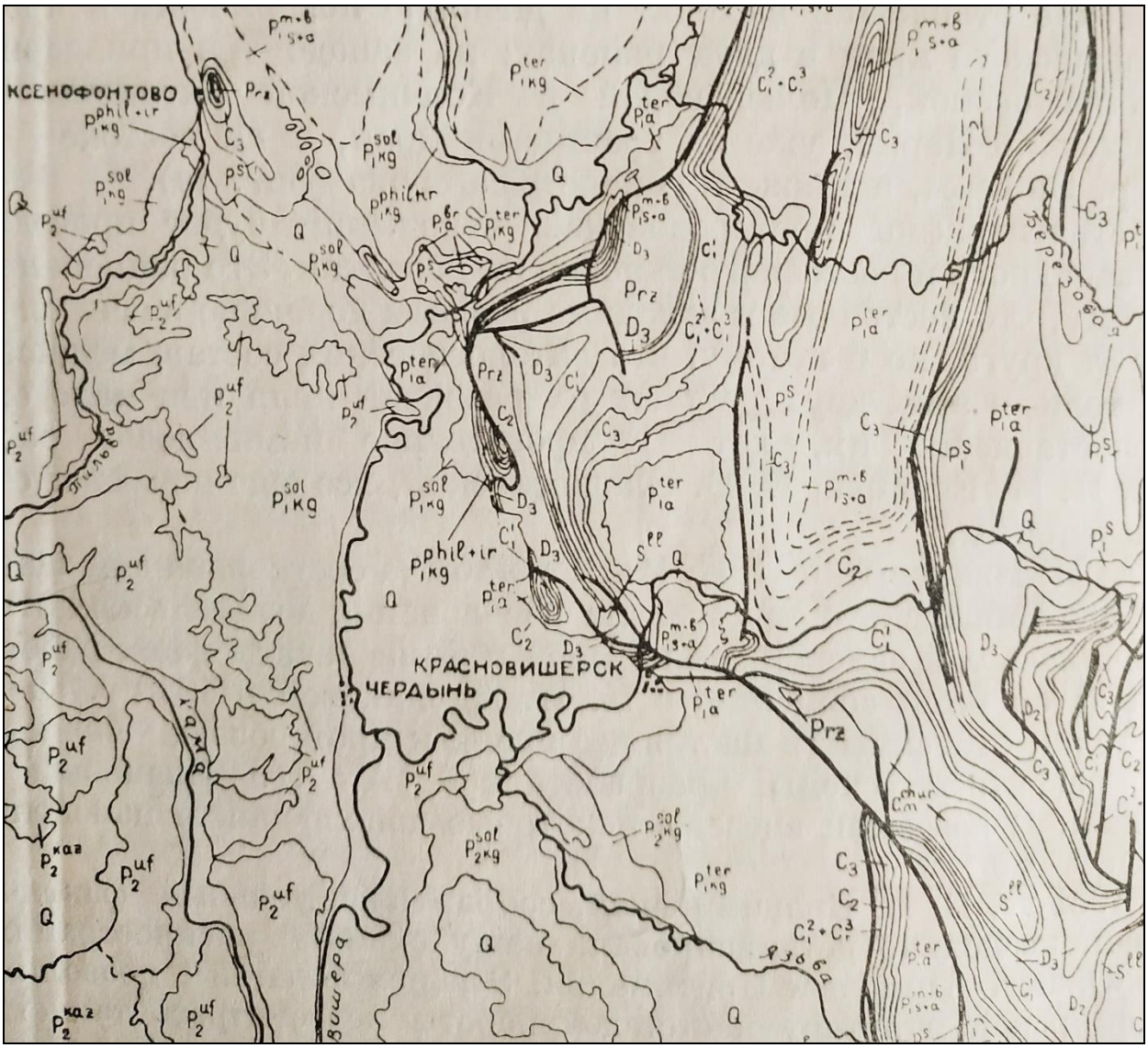


Рис. 1.1.1. Южное Притиманье на первой геологической карте Колво-Вишерского края, составленной Н.Г. Чочиа при участии С.Л. Бызовой в 1952 г. (Чочиа, 1955)

Рассольнинскую свиту Южного Притиманья Н.Г. Чочиа сопоставил с зильмердакской, деминскую – с катавской, низьвенскую – с миньярской свита-

ми стратотипа Южного Урала. Также им и Е.В. Владимирской сопоставлены «древние свиты» Полюдова Кряжа и Тимана. Е.В. Владимирская сделала вывод о том, что эти «древние свиты» являются единым целым – поясом, протягивающимся вдоль всего Тимана (Чочиа, 1955). Такое сопоставление и вывод оказались принципиально верными, сохранились до сих пор и впоследствии только уточнялись.

Отдельного упоминания заслуживает выделенная тогда же (Чочиа, 1955) чурочная свита, названная так по одноименным реке, горе и поселку Чурочная (ударение – на первом слоге). Этимология топонима, возможно, восходит к слову чурка, т.е. улей (Словарь пермских говоров, 2002). Ошибка в ударении (на втором слоге), характерная для «приезжих», привела к тому, что ставшее непонятным название было переделано. Так появилось современное название – чурочинская свита. И даже совершенно сверхусложненное – чурочнинская свита (Водолазская и др., 2005), хотя первоначально всё было просто – чурочная свита (Чочиа, 1955). Стратиграфическое ее положение – промежуточное между протерозойским и палеозойским разрезами – было выяснено путем сопоставления с доордовикской ашинской свитой Южного Урала, и поэтому чурочная свита была отнесена к кембрийской системе (под знаком вопроса). Этот знак вопроса оставался вплоть до установления вендских отложений в Южном Притиманье (Раабен, 1975). Н.Г. Чочиа (1955) считал чурочную свиту древнее тельпосской, т.е. доордовикской, что и подтвердилось дальнейшими исследованиями.

Рис. 1.1.2. Основоположники изучения Южного Притиманья

Тектонические представления Н.Г. Чочиа вполне укладывались в рамки господствовавшей тогда геосинклинальной теории, когда считалось, что Тиман является «ответвлением» Урала и поэтому является его частью.

Важно добавить, что во времена геологической съемки, проводимой экспедицией Н.Г. Чочиа, об алмазных россыпях Колво-Вишерского края – главном

его полезном ископаемом в последующее время – еще ничего не было известно (Бурневская, 2007). Кстати, как ничего не было известно и о континентальных отложениях силура в масштабе такого региона, как СССР (Наливкин, 1962).

Обращаясь теперь к истории геологического изучения уральского сегмента Пермского края, нельзя не отметить одну характерную особенность, а именно то, что оно шло в направлении с юга на север, от известных и освоенных мест к еще неизвестным и неизведанным – в строгом соответствии с меридиональным простиранием уральских структур. Так двигались геологи-солевики, геологи-нефтяники, геологи-угольщики. Не стали исключением и геологи-алмазники. Это наложило свой отпечаток на восприятие Южного Притиманья как составной части Урала.

Второй этап системного геологического изучения территории Южного Притиманья связан именно с алмазной тематикой, когда в середине 1950-х гг. произошло открытие промышленно алмазоносных россыпей в долинах рек Вишерского алмазоносного района: Большой Колчим, Большой Щугор и Северный Колчим. Проведенные геолого-геоморфологические работы экспедиции ВНИГРИ под руководством В.А. Бурневской (1955–1957, рис. 1.1.2) показали, что возможным источником россыпной алмазоносности Западного склона Урала могут являться ископаемые россыпи в основании палеозойского разреза, на что указывал ещё А.А. Кухаренко (1955). Материалы многочисленных отчетов того времени не были опубликованы. В отличие от материалов экспедиции Н.Г. Чочиа, а краткие и сжатые выводы из них даны в немногочисленных статьях и тезисах специализированных (закрытых) конференций. В настоящее время наиболее полная сводка этих отчетов с краткой их характеристикой дана в «Библиографии по алмазоносности Урала» (Харитонов, 2006, 2014), постоянно пополняемой автором.

Именно на втором этапе геологического изучения Южного Притиманья были проведены широко поставленные комплексные и тематические исследования. Правда, на наш взгляд, «уровень секретности» алмазной темы привел в дальнейшем к ее вырождению и общему снижению качества геологоразведочных работ уже к концу второго этапагеологического изучения Южного Притиманья.

Следует отметить, что с точки зрения истории отечественной геологии как науки и ее алмазной отрасли в частности геологический отчет, составленный под руководством А.Д. Ишкова (Ишков и др., 1967ф), подытоживший первое десятилетие алмазной тематики в регионе, вместе с графикой и приложениями, вполне достоин публикации как литературный *памятник геологической мысли*, пример чего мы видим в недавней публикациипервогопроизводственно-геологического отчета по алмазам Сибири Л.А. Попугаевой и Н.Н. Сарсадских.

Как памятник геологической мысли геолого-съемочный отчет коллектива под руководством А.Д. Ишкова также вполне достоин публикации. В этом отчете удивительным образом оказались совмещены как достижения и достоинства, так и ограниченность и недостаткивторогоэтапагеологического изучения Вишерского алмазоносного района. Главной заслугой коллектива геологов справедливо считается открытие промышленной алмазоносности такатинской свиты, базальной толщи в отложениях девона (D_1tk). Кроме того, подробно были изучены верхнепротерозойские и нижнепалеозойские отложения. Рассольнинская свита, впервые выделенная Н.Г. Чочиа, была расчленена на пять толщ, и это разделение сохраняется до сих пор. Определен объем ордовика, включая помянённовскую свиту, выделенную В.А. Бурневской (1960). Описаны разрезы нижнего силура с терригенной пачкой в его основании.

С другой стороны, в результате общего успеха, сопутствовавшего коллективу под руководством А.Д. Ишкова, единственному из уральских геологов, награжденных орденом Ленина, возникла некая аберрация, искажение пропорций геологии и производства. Возникла ситуация, когда поиск новых россыпей приобретал единственное и главное значение в геологических исследованиях. В дальнейшем, уже после смерти А.Д. Ишкова, образовалась даже так называемая «вишерская геология», которая в условиях закрытости и секретности алмазной тематики несколько обособилась, что имело далеко идущие и не всегда позитивные последствия. Так, начавшийся процесс смены геологических парадигм, о котором мы говорили в преамбуле главы, прошел для «вишерской геологии» практически не замеченным.

Наивысшего расцвета геосинклинальная парадигма в отношении Урала и, в частности, Южного Притиманья, на наш взгляд, достигла в работах И.Д. Соболева, в составленных под его руководством геологических и тектонических картах Урала. В основательном двухтомном труде (Геология СССР. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области, 1969) собрана богатая фактура по стратиграфии, магматизму и метаморфизму, тектонике, геоморфологии и геофизической характеристике названных территорий. В описании силурийских и девонских отложений принимал участие Н.Г. Чочиа. Но к тому времени в результате проведенных геологосъемочных работ появились новые данные по стратиграфии и литологии этих систем, не получившие отражения в двухтомнике.

Первая тектоническая схема Пермского Прикамья, приведенная в этом труде, составлена профессором Пермского университета П.А. Софроницким (1969) и полностью воспроизведена на «Тектонической карте Урала» под редакцией И.Д. Соболева (1983). На этой карте территория Полюдово-Колчимскогоантиклинория включена в состав Западно-Уральской внешней зо-

ны складчатости (ЗУЗС) и рассматривается как часть древней позднепротерозойско-кембрийской Уральской (Урало-Тиманской) геосинклинали (рис. 1.1.3) (Соболев, 1983; Соболев и др., 1986).

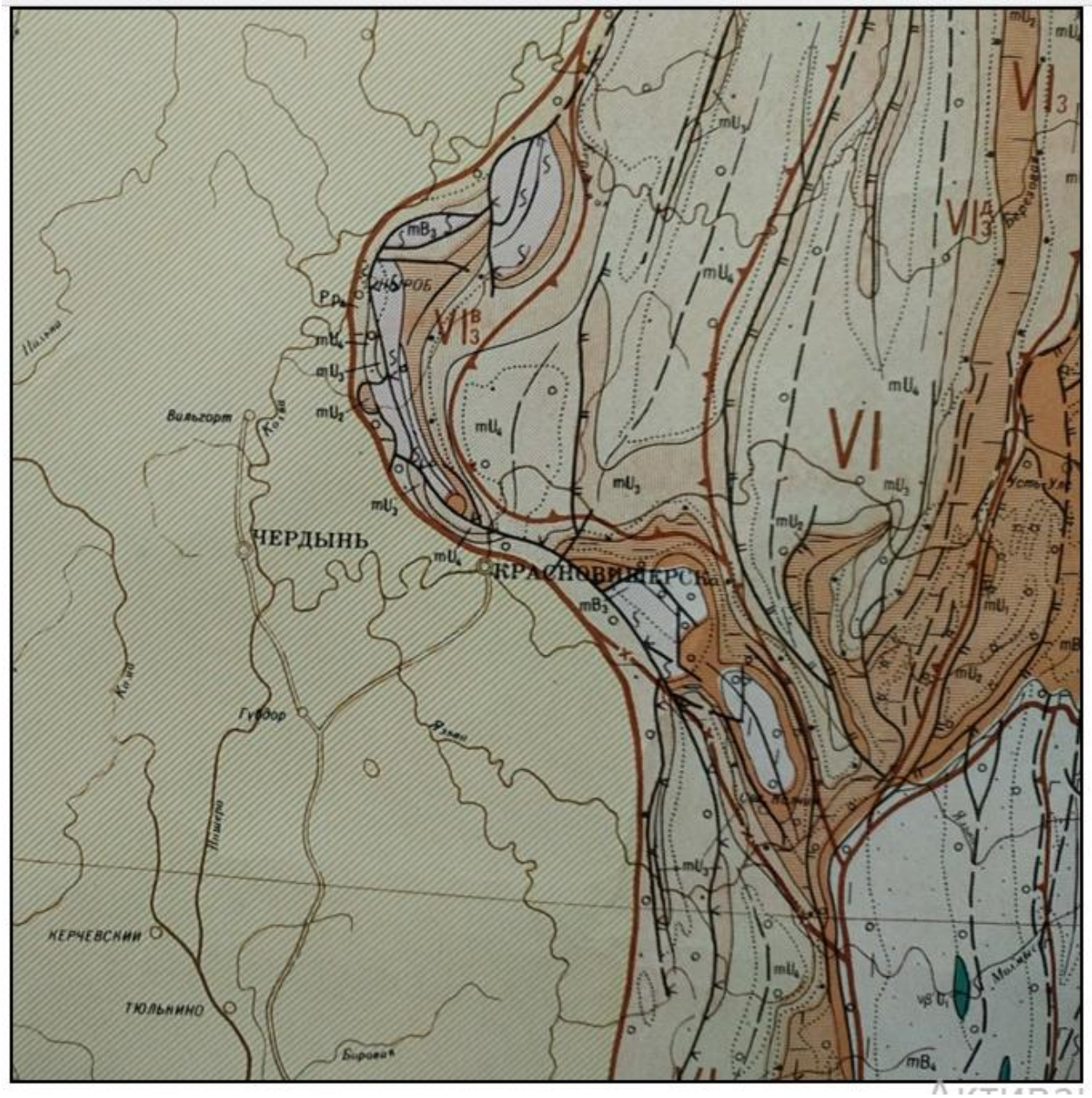


Рис. 1.1.3. Полюдово-Колчимский антиклинорий на «Тектонической карте Урала». Масштаб 1:1 000 000. Гл. редактор И.Д. Соболев, 1983. Римскими цифрами на карте обозначены: VI – Западно-Уральская внешняя зона складчатости (ЗУЗС); VI_3 – Щугоро-Вишерская структура; $VI^{в}_3$ – Полюдово-Колчимский антиклинорий (Соболев и др., 1986)

Кроме исторической ценности «Тектоническая карта Соболева» (как ее для краткости называли) имеет то неоспоримое преимущество, что на ней достаточно детально изображены все основные тектонические структуры, и она, действительно, может оставаться основой для крупно- среднемасштабных геолого-съемочных работ, и поэтому ее использовали все практикующие уральские геологи даже в начале XXI в.

Также на геосинклинальной парадигме основывается коллективная монография сотрудников ВСЕГЕИ под общим руководством Ю.Д. Смирнова и научной редакцией А.А. Кухаренко (1977). Ю.Д. Смирнов подчеркивает как одну из характерных особенностей геосинклинальных образований Урала их полициклическое развитие (Смирнов и др., 1977). В этом мы видим продолжение развития идей И.Д. Соболева. В то же время в геологической истории Урала Ю.Д. Смирнов выделяеттиманский (раннебайкальский) этап (поздний рифей, 1100–650 млн лет) как самостоятельный крупный этап в развитии Урала (Смирнов, 1964).

Итак, остается только один шаг до утверждения стадийности в истории геологического развития Урало-Тиманского региона. Необходимо также отметить,что Ю.Д. Смирнов являлся куратором алмазной тематики на Урале и рекомендовал дальнейшее развертывание геологоразведочных работ на Вишерском Урале (Смирнов, 1965).Теперь следует только подытожить результаты второго этапа геологического изучения Вишерского алмазоносного района: обновлены литолого-палеогеографические схемы и палеогеографические карты Урала от нижнего рифея до раннечетвертичного времени; приведены новые данные по стратиграфии и литологии; впервые дано описание интрузивных и вулканических комплексов (Смирнов и др., 1977).

Насущная необходимость комплексной геолого-геофизической крупномасштабной съемки с бурением глубоких скважин реализовалась в 1977–1983 гг. коллективом под руководством В.К. Серебренникова (Пермская геологосъемочная партия). При проведении геологической съемки(ГДП-50) в пределах листов P-40-127-Г, P-40-128-В, P-40-140-А,Б применялось бурение установкой ЗИФ-650 (средняя глубина скважин 300 м), что позволило с хорошей детальностью изучить разрез рифей-вендских отложений; также широко использовались геофизические методы исследования (Серебренников и др., 1983). После работ экспедиции Н.Г. Чочиа (1955) и А.Д. Ишкова (Ишков и др., 1967ф) это было третье масштабное изучение исследуемой нами территории. Несмотря на то, что материалы этой работы не были обработаны Ю.Д. Смирновым и не опубликованы, результаты их стали широко известны среди уральских геологов и включены во все последующие отчеты Пермской геологосъемочной экспедиции, ее партий и отрядов, особенно в разделе стратиграфия. Петрографические исследования проводились петрографами Пермской геологосъемочной партии при постоянном научном участии Ф.А. Курбацкой (Пермский государственный университет). Фаина Алексеевна Курбацкая как ученый заслуживает отдельного разговора. Петрограф, профессор, академик, в то время она отстаивала концепцию ранневендскогорифтогенеза на восточной окраине Русской плиты (Курбацкая, 1985; 2007). С ней солидаризировались и другие исследователи

(Клюжина, Дембовский, 1988). Рифтогеннную модель, заявленную в то время, мы полагаем переходной от геосинклинальной парадигмы к плитотектонической.

Ю.А. Косыгин считал, что фиксизм господствовал в тектонике с 1920-х по 1960-е годы (Косыгин, 1983), однако на примере изучения Вишерского алмазоносного района очевидно, что поворот к плитотектонической парадигме в уральской геологии произошел несколько позднее.

Знаковым событием в этом процессе стал выход коллективной монографии уральских геологов «Геологическое развитие и металлогения Урала» в 1981 г. под общей редакцией К.К. Золоева. На первой же странице авторы предисловия (К.К. Золоев, Б.А. Попов, М.С. Рапопорт) отмечают некоторую новацию, происшедшую в уральской геологии и отраженную в данной книге, а именно то, что наряду с традиционной геосинклинальной концепцией появились и другие модели, в том числе и основанные на идеях мобилизма (Золоев и др., 1981). Из чего можно сделать вывод о том, что суммарная деятельность таких исследователей, как А.П. Пейве, С.Н. Иванов, В.Е. Хаин, В.Н. Пучков, Л.П. Зоненшайн, Н.Г. Гецен (Оловянишников), М.Л. Клюжина и многих других, уже не могла пройти незамеченной.

По более позднему свидетельству Н.И. Тимонина (1998), на протяжении трех последних десятилетий (уже прошлого века) в геологии Урала происходила существенная *переинтерпретация* геологических фактов в духе тектоники литосферных плит. Именно этот момент мы отметили в преамбуле к главе 1.

Смену геологической парадигмы, как уже упоминалось выше, можно считать началом нового этапа в истории изучения Вишерского алмазоносного района, но на основании имеющихся фактов, в том числе отчетных материалов геологических исследований в регионе, необходимо признать, что этот процес с затронул его лишь косвенно. Или, точнее, процесс этот несколько растянулся во времени. По этой причине можно сказать о переходном периоде (1985–2000 гг.) последних двух десятилетий XX в., связанного с введением рифтогенной модели в геологию Урала.

Известные исследования Ф.А. Курбацкой (1985) с обоснованием рифтовой природы Уральской геосинклинали в чурочинское время нижнего венда относились, в основном, к геологической истории Среднего Урала. Новый геолого-геофизический материал, полученный исследователями Печорской плиты и Тимана, позволил им выделить самостоятельный докембрийский этап развития этой области, как это предполагал еще Ю.Д. Смирнов. Эти данные были структурированы с точки зрения теории тектоники плит (В.А. Дедеев, В.Г. Оловянишников, А.М. Пыстин, В.Н. Пучков, В.М. Нечеухин и др.), но сама территория Вишерского алмазоносного района находилась на периферии инте-

ресов этих исследователей. Поэтому сложная зона сочленения Уральских и Тиманских структур оказалась в стороне от современного тренда изучения геологии как Урала, так и Тимана. Опять образовалось как бы «белое пятно» на современной геологической карте (Водолазская и др., 2006), подобное тому, что наблюдалось до экспедиции Н.Г. Чочиа (1955). Заполнить, хотя бы отчасти, этот пробел является одной из задач данной работы.

Последняя крупномасштабная геологическая съемка (ГДП-50), проведенная Пермской геологосъемочной партией «Геокарта» (2000) в точных границах листов съемки под руководством В.К. Серебренникова (1983), не привела к изменению этого положения. То же самое относится к проведенным на севере Полюдова Кряжа геологосъемочным работам Пермской ГСП в районах Ксенофонтовской антиклинали (Болотов и др., 1978; Втюрин и др., 1993) и бассейна р. Колва (Снитко и др., 2004), а также в районе сочленения Полюдово-Колчимскогоантиклинория и Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (Григорьев и др., 1975).

Конечно, особняком стоят тематические работы конца XX в., в том числе и сотрудников Пермского государственного университета (Ф.А. Курбацкой, Р.Г. Ибламинова, Г.В. Лебедева, И.И. Чайковского, В.И. Набиуллина и др.), далеко выходящие за рамки геосинклинальной парадигмы и открывающие новый этап в развитии уральской геологии.

Итак, II этап геологического изучения территории Южного Притиманья – это этап полного развития геосинклинальной модели в геологии Южного Притиманья. Во временных рамках этот период можно обозначить 1947–2000 гг. Условным завершением второго этапа можно считать последние годы XX в., когда совершался постепенный переход от геосинклинальной (полициклической) парадигмы к плитотектонической.

Очевидным завершением переходного периода (1985–2000 гг.) второго этапа стал выход в 2005 г. Государственной геологической карты третьего поколения масштаба 1:1 000 000 листа P-40 (Водолазская и др., 2005), а также коллективной монографии «Геология и полезные ископаемые России», вторая книга первого тома которой посвящена Уралу (2007), составленная коллективом ВСЕГЕИ. К сожалению, к этому времени собственные работы на исследуемой нами территории Пермская ГСП уже прекратила и их возобновление до сих пор является весьма проблематичным.

Таким образом, в периодизации истории геологического изучения территории Южного Притиманья мы можем выделить три этапа:

1) без нижней временной границы – до 1947 г.: этап предварительного изучения и накопления данных о геологическом строении территории;

2) 1947 – конец XX в.: этап активного изучения на основе геосинклинальной парадигмы в связи с алмазной тематикой в регионе;

3) с начала XXI в. – по настоящее время: этап, знаменующий переход на парадигму тектоники плит, но без активных геологических изысканий в регионе.

Здесь важно подчеркнуть, что смена геологических парадигм вовсе не означает полное отрицание старого. Естественно, что накопленный десятилетиями фактический материал органично входит в новую теорию. Наивно думать, что в будущем не сможет возникнуть новая концепция геологической истории исследуемой нами территории в соответствии с уровнем развития науки того времени; тогда наши данные войдут в нее как составная часть. Пока – это дело будущего, хотя именно так постоянно и происходит в истории науки. Но происходит как бы незаметно, как будто само собой разумеющееся, имплицитно и, что уже тревожнее, почти не осознанно. Между тем осознание этого момента очень важно для истории науки. Принципиально важно понимать, что в рамках геосинклинальной (полициклической) модели обобщен огромный фактический материал по стратиграфии, литологии, тектонике и другим отраслям геологического знания. Но этот материал не является собственностью геосинклинальной теории, он продолжает жить и принимать активное участие в современном процессе научного познания.

В свое время эту мысль диалектически точно выразил Ю.А. Косыгин, сравнивая старую (фиксизм) и новую (неомобилизм) концепции глобальной тектоники, когда утверждал, что научные достижения прошлого являются фундаментом современных концепций, продолжающих, а также отрицающих прежние и призванные служить фундаментом будущих, которые также будут их продолжать и отрицать (Косыгин, 1983).

Диалектический метод в разных науках геологического циклана разных временных срезах блестяще продемонстрировали, например, И.А. Ефремов (1950) и В.Е. Хаин (2003), вот почему их методологические разработки еще долгое время будут оставаться востребованными и актуальными.

Предваряя описание существующих ныне статической и динамической моделей территории Южного Притиманья ВАР, можно отметить следующие выявленные в геологии региона проблемы. Это необходимо для концентрации нашего внимания, направленного на последовательное, научное решение этих проблем.

1. С точки зрения истории геологии как науки изучение территории Южного Притиманья можно подразделить на три этапа в соответствии со сменой геологических парадигм.

2.Тектоническая позиция территории Южного Притиманья после работ последних десятилетий значительно уточнена и прояснена, но только по аналогии со смежными регионами. Вопрос о глубинном строении территории окончательно не решен.

3. На исследуемой территории выявлено два магматических комплекса, однако вопрос об их возрасте, как и о времени тектоно-магматической активизации в регионе, остается дискуссионным.

4. Промышленный потенциал алмазоносных россыпей Вишерского Урала ВАР далеко не исчерпан. Вопрос об этом необходимо решать на региональном уровне.

5. Продолжение геологосъемочных и поисковых работ в регионе на современном уровне науки, техники и технологий может привести к открытию новых россыпей с промышленными запасами в ВАР, как это уже случилось на Среднем Урале в 2022 г.

Различным аспектам этих проблем в разное время мы с коллегами посвятили ряд статей (Пактовский, Попов, 2015; 2018; Осовецкий и др., 2015; Попов и др., 2018; Пактовский и др., 2021).

1.2. Геологическое строение

В настоящее время геологическое строение территории Вишерского алмазоносного района рассматривается следующим образом. Территория входит в состав Бельско-Елецкой структурно-фациальной зоны (СФЗ) Западного Урала (Западно-Уральская зона внешней складчатости, ЗУЗС). При этом отмечается, что ядра антиклиналей Полюдово-Колчимского антиклинория представляют собой выступы вещественных комплексов байкальского структурного этажа среди образований палеозойского. По особенностям глубинного строения территории невозможно четко и однозначнопровести восточную границу Притиманско-Южнотиманской мегазоны с Приуральской мегазоной (Водолазская и др., 2005).

По геолого-геофизическим данным (Дедеев, 1971; Берлянд, 1983; Ибламинов и др., 2019), континентальный тип коры на Западном Урале распространяется вплоть до Главного уральского разлома (ГУР), подразделяясь на внутрикратонный, перикратонный и рифтогенный подтипы. Исследуемая территория располагается в пределах внутрикратонного подтипа. Земная кора смежной Притиманско-Южнотиманской мегазоны может быть сопоставлена с корой перикратонных и внутрикратонных прогибов (Водолазская и др., 2005), что резко отличает притиманские структуры от уральских. Таким образом, строго говоря, в настоящее время вопрос о глубинном строении территории окончательно

не решен, но практически все исследователи сходятся в том, что рифтогенный подтип земной коры на территории Южного Притиманья отсутствует.

Фундамент Русской плиты – эпикарельский ($AR–PR_1$). Естественных выходов архей-нижнепротерозойских пород на исследуемой территории нет, глубокими скважинами структурного бурения они вскрыты на сопредельной территории Восточно-Европейской платформы, где входят в состав кристаллического фундамента, в расколы которого, по геофизическим и структурно-геологическим данным, вложены осадочные комплексы рифея и венда.

В геологическом строении территории Южного Притиманья установлены осадочные последовательности от верхнего рифея (RF_3) до нижней перми(P_1kg) с комплексом проблематичных мезо-кайнозойских (?) и четвертичных образований. Завершение крупных тектоно-магматических циклов характеризуется эпохами складчатости (тиманской и уральской), эмерсивной обстановкой и континентальными отложениями. Раннепалеозойский эмерсивный рубеж является предметом исследования в нашей работе.

В нижеследующих разделах описываются стратиграфические подразделения, тектонические структуры, магматизм и полезные ископаемыеВАР, какими они представляются в настоящее время.

1.2.1. Стратиграфия

Стратиграфия исследуемой территории является достаточно разработанной и в геологической среде известной, поэтому в данной главе мы приведем только краткую характеристику наиболее крупных, а также важных для нашей темы таксонов ($RF_3–PH_1$). Общая стратиграфия территории дается в соответствии с рекомендациями Стратиграфического кодекса России (2006), Постановлениями Межведомственного стратиграфического комитета (2008, 2012) и основана на унифицированных стратиграфических схемах Урала (1980, 1993), Легенде Средневолжской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (1999), Легенде государственной геологической карты Пермской серии листов РФ масштаба 1:200 000 (2000). Важные особенности стратиграфии района, касающиеся темы нашего исследования, и изменения, принятые в связи с сопоставлением Общей стратиграфической шкалой России и Интернациональной стратиграфической шкалой (ИСШ, ISC), будут даны в соответствующих главах монографии. Временные границы стратиграфических таксонов приводятся по Стратиграфическому кодексу России (2006) и в отдельных случаях по Международной хроностратиграфической шкале – ICS (Cohenatall, 2013; www.stratigraphy.org).

Целый ряд особенностей стратиграфии верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений на территории, отмеченный нами, приводится ниже.

1. В основании верхнерифейского разреза выделяется пачка пород, которая, возможно, является завершением среднерифейского цикла на данной территории, чему был посвящен ряд наших публикаций (Пактовский, 2019; Ибламинов и др., 2019).

2. В стратиграфию колчимской свиты лландовери (S_1kl) нами введено подразделение по литологическому признаку на нижнюю терригенную (S_1kl_1) и верхнюю карбонатную (S_1kl_2) подсвиты. Обе толщи, терригенная и карбонатная, были описаны еще при первых геологосъемочных работах (Ишков, 1967ф), однако разделение на подсвиты сделано не было, что несколько скрадывает важность и значение нижней толщи. Для терригенной подсвиты колчимской свиты лландовери существует современное определение изотопного возраста, проведенное в отделе изотопной геологии ВСЕГЕИ по тонким глинистым фракциям K–Ar и Rb–Sr методами. Изотопный возраст пород (с погрешность 10 млн лет)– 421 и 428 млн лет (Езерский, 2000ф), что приблизительно соответствует границе лландовери (S_1l) и венлока (S_2v).

3. Рифейский и нижнепалеозойский разрезы Вишерского алмазоносного района (Южного Притиманья) отличаются тем, что нормально стратиграфические взаимоотношения толщ где-то очевидно, а где-то имплицитно осложнены надвиговой тектоникой более позднего времени (уральская фаза, герцинский тектогенез), в связи с чем уже в данной главе мы вводим понятие эмерсивный рубеж (перерыв) с тем, чтобы в последующих главах некоторым из них дать более развернутую характеристику.

Необходимо еще отметить следующее: несовершенство K–Ar метода, проводившегося в 1980-х гг. по глаукониту, привело к некоторому несовпадению прежних датировок с ныне принятой общей и международной стратиграфической шкалой. Современные методы установления изотопного возраста пород на территории пока не применялись.

АРХЕЙ – НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ) AR–PR_1 (3 600–1 600 млн лет)

Породы архейско-нижнепротерозойского возраста на территории слагают кристаллический фундамент, вскрытый четырнадцатью скважинами в пределах восточной окраины Восточно-Европейской платформы. Наибольшая вскрытая мощность пород фундамента составляет 216 м (скв. Сива-3), минимальная глубина залегания кровли – 1819,6 м (скв. Усть-Черная-18), максимальная – 3384,4 м (скв. Осинцево-1). Современные датировки изотопного возраста отсутствуют.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА – PR
ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ – PR_2
РИФЕЙ– RF
(1 600–600 млн лет)

Рифей выделен по геологическим данным на западном склоне Южного Урала и назван так Н.С. Шатским (1945). Разрез является стратотипическим. На территории Южного Притиманья верхнепротерозойские отложения впервые установлены Н.Г. Чочиа (1955) и сопоставлены со стратотипом Южного Урала.

Нижний рифей RF_1

Нижнерифейские отложения на исследуемой территории не установлены, не обнажаются и не вскрыты бурением.

Средний рифей RF_2

На Северном Урале, в пределах Ляпинско-Кутимскогомегантиклинория, при геологической съемке выделены среднерифейские отложения в ранге свит – мойвинской и муравьинской (Морозов, Алексеев, 1997).

Мойвинская свита (R_2mv)**.** Мраморы, известняки, доломиты, прослои сланцев.

Муравьинская свита (R_2mr)**.** Мусковито-кварцевые сланцы, в прослоях с графитом и хлоритоидом, пачки кварцитов, доломитов и известняков.

Объединенная мойвинская и муравьинская свиты (R_2mv+mr)**.** Мусковито-кварцевые сланцы, в прослоях с графитом и хлоритоидом, пачки кварцитов, доломитов и известняков, мраморы.

В Полюдово-Колчимскомантиклинории как возможный аналог среднерифейским свитам Вишерского Урала рассматривается основание первой пачки рассольнинской свиты, относимой к верхнему рифею (RF_3rs_5) и представленной перекристаллизованными розовыми известняками (Ибламинов и др., 2019; Пактовский, 2019).

Верхний рифей RF_3
(1030–600 млн лет)

На территории Южного Притиманья верхнерифейские отложения слагают ядра антиклинальных структур (Колчимской, Полюдовской, Средне- и Верхнеухтыской и Ксенофонтовской). Согласно унифицированной стратиграфической схеме (1993) рифейские терригенно-карбонатные отложения подразделены на три свиты, соответствующихкаратускому уровню Башкирского антиклинория. На территории Южного Притиманья верхнерифейские свиты – рассольнинская, деминская и низьвенская, впервые выделенные Н.Г. Чочиа (1955), изучались глубоким бурением при ГДП-50 (Серебренников и др., 1983). Рассольнинская

свита разделена на пять пачек, низьвенская – на три. Особенности стратиграфии верхнерифейских свит изложены в соответствующих главах монографии.

Рассольнинская свита (RF_3rs). Аркозовые песчаники, алевролиты и аргиллиты красноцветные, с прослоями конгломератов и гравелитов. В низах свиты – перекристаллизованные розовые известняки, в кровельной части – глинистые известняки серые с прослоями туфов базальт-долеритовой (трапповой) магматической ассоциации (дресвянский комплекс).

Мощность до 1000 м.Нижний контакт свиты не вскрыт. Изотопный возраст, определенныйK–Ar методом по глаукониту, 1030 млн лет.

Дёминская свита (RF_3dm). Известняки глинистые вишневые, реже серые и зеленоватые, строматолитовые, с прослоями аргиллитов розовато-коричневых, светло-серых.

Мощность 300 м.Изотопный возраст, определенный K–Ar методом по глаукониту, 867 млн лет.

Низьвенская свита (RF_3nz). Доломиты серые со строматолитами, с линзами и прослоями кварцевых гравийных песчаников в первой пачке иседиментационных брекчий в основании третьей.

Мощность до 1300 м.Изотопный возраст, определенныйK–Ar методом по глаукониту, 775 млн лет.

Между отложениями верхнего рифея и венда устанавливается стратиграфический перерыв с размывом.

Основными проблемами стратификации рифейских осадочных комплексов по-прежнему остаются крайне слабая фаунистическая характеристика, практическое отсутствие современных изотопных датировок и противоречивые принципы районирования, принятые в серийных легендах листов Геологических карт Уральского блока (Леонова-Вендровская и др., 2000).

Вендская система V
(600–535 млн лет)

Стратиграфические комплексы венда платформенной части выделены в соответствии со стратиграфической схемой верхнего докембрия, принятой МРС в Кишиневе в 1974 г. и утвержденной МСК в 1976 г.

Разрезы Полюдово-Колчимскогоантиклинория коррелируются с типовыми разрезами венда Кваркушско-Каменногорскогомегантиклинория, где выделены серебрянская серия нижнего венда и сылвицкая серия верхнего венда (Аблизин и др., 1985). В состав серебрянской серии нижнего венда входят танинская (вильвинская), гаревская, койвинская, бутонская и керносская свиты, а в сыл-

вицкую серию верхнего венда – старопечнинская, перевалокская, чернокаменская и усть-сылвицкая свиты.

По сравнению с классическими разрезами венда на Среднем Урале в Вишерском алмазоносном районе, на территории Южного Притиманья, разрез венда весьма значительно сокращен. Вендские отложения слагают ядро Тулымпарминской антиклинали и восточное крыло Колчимской антиклинали. Отложения нижнего венда разделены на три свиты: усть-чурочинскую ($V_1uč$), чурочинскую ($V_1čr$) и ильявожскую (V_1iv), к отложениям верхнего венда отнесена кочешорская свита ($V_2kč$). Отложения усть-чурочинской свиты подразделены на две подсвиты, чурочинской – на четыре, ильявожской – на две и кочешорской – на две. Мощность и изотопный возраст приводятся по результатам ГДП-50 (Серебренников и др., 1983ф).

Нижний отдел V1
(600–550 млн лет)

Усть-чурочинская свита ($V_1uč$) выделена при ГДП-50 в 1983 г. из состава чурочинской свиты. На базальных грубообломочных слоях залегают красноцветные алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников кварцевых и полевошпатово-кварцевых, переходящих в зелено-сероцветную, флишоидную толщу полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов в нижней подсвите и в песчаники кварцевые, полевошпатово-кварцевые, гематит-кварцевые красные – в верхней.

Мощность 810 м. Изотопный возраст (K–Ar метод по глаукониту) 658–685 млн лет.

Чурочинская свита ($V_1čr$) представлена в основании переслаиванием песчаников кварцевых, полевошпатово-кварцевых и алевролитов вишнево-зеленовато-серых; затем – толщей характерных тиллитовидных конгломератов с пачкой доломитов в кровле; быстро выклинивающимися углистыми аргиллитами переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников зеленовато- и вишнево-серых.

Мощность 568–1580 м. Изотопный возраст не определен, но «зажат в вилку» в значениях возраста усть-чурочинской и ильявожской свит.

Ильявожская свита (V_1iv) представлена песчаниками кварцевыми, полевошпатово-кварцевыми зеленовато-серыми и переслаиваниемпестроцветных алевролитов и аргиллитов с прослоями глауконитовых песчаников.

Мощность 880–900 м. Изотопный возраст (K–Ar метод по глаукониту) 620 млн лет.

Верхний отдел V2
(550–535 млн лет)

Кочешорская свита ($V_2kč$) представлена переслаиванием песчаников полевошпатово-кварцевых, кварцевых серых с алевролитами и аргиллитами зеленоватo-серыми, отмечаются прослои конгломератов полевошпатово-кварцевых с обломками окатанного кварца на песчаниковом цементе. В подошве кочешорской свиты отмечены гравелиты с обломками плохоокатанных алевролитов и аргиллитов ильявожской свиты.

Мощность 1325–1725 м. Изотопный возраст (K–Ar метод по глаукониту) 569 млн лет.

Между отложениями верхнего протерозоя и фанерозоя устанавливается региональный стратиграфический перерыв с размывом и угловым несогласием. Это одно из крупнейших геологических событий на исследуемой территории, которое также входит в тему нашего исследования.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА – PZ

Отложения нижнего (Є, O) и среднего (S, D) палеозоя с размывом и угловым несогласием ложатся на отложения рифея и венда в обрамлении ядер антиклинальных структур. На Ксенофонтовской антиклинали перерыв более значителен – до среднего карбона (C_2ms). Отложения верхнего палеозоя (C, P) наращивают палеозойский разрез. Контакт верхнепротерозойских и палеозойских пород осложнен надвиговой тектоникой конца герцинского этапа складчатости. Геохронологические границы основных таксонов общей стратиграфической шкалы постоянно уточняются, и здесь они приведены по Петрографическому кодексу (2006).

Стратиграфические таксоны, отложения которых приходят в непосредственное соприкосновение с рифей-вендскими отложениями и которые имеют прямое отношение к нашей теме, описаны более подробно; остальным – дается общая характеристика.

Кембрийская система Є
(535–485 млн лет)

Отложения кембрийской системы достоверно не установлены. Отнесение части (Бурневская, 1967) или даже всех (Водолазская и др., 2005) верхнеордовикских отложений к кембрию является проблематичным и требует подтверждения дополнительными исследованиями.

Ордовикская система О
(485–443 млн лет)

Ордовикские образования в пределах края закартированы в двух структурно-фациальных зонах: Бельско-Елецкой и Сакмаро-Лемвинской. В Бельско-Елецкой зоне выделено три района (подзоны): Полюдовский, Улсовско-Висимский и Лопьинско-Вишерский. В первых двух сохранена стратификация, утвержденная Стратиграфическими схемами Урала.

В Полюдовской подзоне выделяется полюдовская свита, не имеющая палеонтологической характеристики, и поэтому возраст ее до сих пор остается дискуссионным. Отложения полюдовской свиты имеют ограниченное распространение в северной и южной частях Колчимской антиклинали, залегая на разных горизонтах древних отложений. Ряд исследователей указывают на тектонические контакты с окружающими породами.

На изучаемойтерритории отложения нижнего и среднего отделов ордовика не закартированы. Восточнее, в зоне Центрально-Уральского поднятия, известны отложения хапхарской свиты ($O_{1-2}hp$) в основании палеозойского разреза на хребте Кваркуш, входящего в структуру Кваркушско-Каменногорского антиклинория.

Верхний отдел О3
(458–443 млн лет)

Полюдовская свита (O_3pl) выделена Н.Г. Чочиа и К.И. Адриановой в 1949 г. как базальная толща трансгрессивного цикла пород силурийской системы. Отложения свиты развиты локально и слагают возвышенности гор (по-уральски – Камней): Помяненный Камень, Камень Полянка и Камень Полюд. Породы свиты с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегают на отложениях верхнего рифея и венда.

В.А. Бурневская (1967) в разрезе горы Помяненный Камень впервые выделила три самостоятельные толщи (подсвиты)в составе полюдовскойсвиты. Нижнюю – она назвала *помяненновской свитой* и отнесла ее к нижнему кембрию ($Є_1pm$). Помяненновская свита представлена красноцветными «бескварцевыми» конгломератами, названными так потому, что в составе каркаса конгломератов отсутствуют гальки кварца.

Вторая толща сложена плитчатыми и толстослоистыми красноцветными кварцевыми песчаниками с прослоями белоцветных кварцевых конгломератов. *Третья толща* представлена белоцветными кварцевыми мелкогалечными до валунных конгломератами. Между красноцветной и белоцветной толщами В.А. Бурневская (1967) предполагала скрытое несогласие, которое мы трактуем как тектоническое.

В разрезах гор Камень Полянка и Камень Полюдвстречается только верхняя, третья толща белоцветных мелкогалечных конгломератов.

Общая мощность верхнеордовикских отложений – 370–550 м. Изотопный возраст не определен, фаунистические остатки не найдены.

Силурийская система – S
(443–419 млн лет)

Отложения силура представлены преимущественно карбонатными фациями шельфа Бельско-Елецкой СФЗ. Валидными таксонами следует считать только свиты, выделенные в пределах Полюдовского района (колчимскую и язьвинскую свиты). На территории Южного Притиманья в составе силурийской системы выделяются отложения лландовери (S_1) и лудлова (S_3). К первому отделу силура отнесена колчимская свита (S_1kl), к третьему отделу – язьвинская свита (S_2jz).

Лландоверийский отдел – S1
(443–433 млн лет)

Колчимская свита (S_1kl) выделена Н.Г.Чочиа и К.И. Адриановой в 1949 г. на правом берегу р.Бол. Колчим только в объеме карбонатной толщи. Позднее (Бурневская, 1967) в основании карбонатной толщи лландовери описала терригенную пачку. Для дальнейшего исследования предпочтительно сразу по литологическому признаку разделить колчимскую свиту на подсвиты – нижнюю, терригенную (S_1kl_1) и верхнюю – карбонатную (S_1kl_2).

Терригенная подсвита (S_1kl_1) представлена песчаниками светло-серыми, серыми с зеленоватым оттенком, кварцевыми, мелко- и среднезернистыми, реже разнозернистыми и мелкогравийными. Цемент песчаников гидрослюдистый и регенерационный кварцевый, изредка карбонатный. В подошве подсвиты – гравийно-галечные песчаники и конгломераты, седиментационные брекчии.

Мощность изменяется в широких пределах – от 0 до 33 м.

Для терригенной подсвиты колчимской свиты лландовери существует современное определение изотопного возраста, проведенное в отделе изотопной геологии ВСЕГЕИ по тонким глинистым фракциям K–Ar и Rb–Sr методами. Изотопный возраст пород с погрешность 10 млн лет– 421 и 428 млн лет (Езерский, 2000).

В отдельных разрезах наблюдается переходная терригенно-карбонатная пачка.

Карбонатная подсвита (S_1kl_2) представлена доломитами серыми, светло-серыми, средне-мелко-тонко-скрытокристаллическими, массивными, иногда толстослоистыми с обильной фауной брахиопод и кораллов плохой сохранно-

сти с редкими маломощными прослоями кварцевых известковистых песчаников и алевролитов, аналогичных базальным.

Мощность 80–230 м.

Граница между лландовери и лудловым на территории Южного Притиманья является проблемой, как это видно из стратиграфического положения колчимской (S_1kl) и язьвинской (S_3jz) свит. Венлокских (S_2) отложений на территории не зафиксировано.

Лудловский отдел – S3
(427–423 млн лет)

Язьвинская свита (S_3jz) традиционно относится к лудлову, картируется локально на юго-востоке Полюдово-Колчимскогоантиклинория по р. Язьва и в Тулым-Парминской антиклинали; выклинивается к северо-западу. Свита представлена двумя пачками пород: нижняя – терригенная и верхняя – глинисто-карбонатная. Песчаники первой пачки серые с коричневатым оттенком, в выветрелом состоянии белые, иногда сахаровидные, мелко- и среднезернистые, разнозернистые; массивные. Известняки второй пачки серые и коричневато-серые, в выветрелом состоянии желтые и светло-коричневые, слоистые, тонко- и мелкозернистые. Нижний контакт язьвинской свиты согласный.

Мощность 36–186 м.

Девонская система – D
(419–359 млн лет)

Девонские отложения представлены нижним, средним и верхним отделами. В Предуральском прогибе девонские отложения (койвенская или ваняшкинская свиты) залегают с большим стратиграфическим несогласием на разновозрастных породах рифея и венда. Представлены они, в основном, средним и верхним отделами, залегают на глубине 1,4–2,1 км, вскрыты многочисленными скважинами нефтяников.

В Бельско-Елецкой зоне развита такатинскоя свитаэмсского яруса нижнего девона (D_1tk), которая трансгрессивно залегает на вендских, ордовикских, силурийских отложениях.

Средний отдел в Бельско-Елецкой зонепредставленв объеме эйфельского и живетского ярусов.

Верхний отдел расчленяется на франский и фаменский ярусы, сложенные преимущественно карбонатными осадками.

На территории платформы (ВЕП) палеоструктурные планы нижнего-среднего и верхнего девона резко отличаются. Так, в нижне-среднедевонскую

эпоху большую часть территории занимала Краснокамско-Чусовская палеовпадинасубширотного направления. В среднефранскую эпоху сформировалась Камско-Кинельская система прогибов, представляющая собой своды и поднятия, разделенные сложноветвящейся сетью прогибов. Эти структурно-тектонические особенности определили условия и характер осадконакопления в верхнем девоне и в нижнем карбоне. По положению относительно палеоструктурных элементов выделяются три типа разреза: сводовый, бортовой, депрессионный, которые параллелизуются с подзонами.

Нижний отдел – D1
Эмсский ярус – D1e

Такатинская свита (D_1tk) – трансгрессивный цикл начинается с грубообломочной толщи в основании разреза, не выдержанной по мощности и простиранию. И представлен конгломератами галечными, гравийно-галечными, кварцевыми, мелко-среднеслоистыми мощностью до 2,0 м. Выше по разрезу отмечаются гравелиты кварцевые, плохосортированные (в виде прослоев и линз мощностью до 6,0 м. Далее следует наиболее выдержанная и мощная толща песчаников кварцевых светло-серых мелко-среднезернистых, равномерно- и неравномернозернистых. Цемент песчаников регенерационный кварцевый, реже поровый железистый и гидрослюдистый. Кроме кварца в незначительных количествах – зерна аргиллитов, кремнистых пород, кварцитов и микрокварцитов. Разнозернистые и гравийные песчаники нередко содежат плоскую гальку («окатыши») зеленоватых аргиллитов. Отличительной чертой некоторых разновидностей песчаников западного типа разреза свиты является присутствие в них обломков щелочных эффузивов. Из акцессоров в редких зернах присутствуют циркон, лейкоксен, рутил, сфен, гранат, слюда. Завершают терригенный разрез такатинской свиты алевролиты светло-серые кварцевые с глинисто-хлоритовым порово-пленочным в сочетании с базальным цементом и аргиллиты зеленовато-серые, нередко выветрелые до глины гидрослюдистого состава (Конев, 1968; Ветчанинов, 1968). Залегают также в виде линз мощностьюок. 2,0 м.

Подобный разрез описывался и изучался автором в среднем течении р. Сухая Волынка на западном обрамлении г. Помяненный Камень.

Ваняшкинская свита (D_1vn) – представлена алевролитами и аргиллитами зеленовато-серыми и серыми, тонкослоистыми, нередко песчаными, иногда в тонком переслаивании с более светлыми тонкозернистыми кварцевыми песчаниками. Отложения ваняшкинскойсвитывстречаются в тех же структурах, что и такатинские слои, и служат хорошим реперным горизонтом за счет широкого

площадного распространения, характерного зеленоватого цвета и сравнительно небольшой мощности (6– 27 м).

Эти отложения являются переходными от терригенного типа разреза к карбонатному, представленному нерасчлененными отложениями *койвенского* и *бийскогогоризонтов* нижнего–среднего девона ($D_{1-2}kv+bs$), граница с которыми согласная, постепенная. В восточном обрамлении Колчимской и Тулымпарминской антиклиналей одновозрастные отложения выделены в нерасчлененную терригенно-карбонатную и карбонатную волынскую толщу ($D_{1-2}vl$) мощностью 20–66 м.

Здесь необходимо отметить, что раннетакатиская эмерсивная геотектоническая обстановка сменилась региональной позднетакатинской трансгрессией, охватившей большие пространства ВЕП и являющейся первым откликом на тектонические события в смежном Уральском палеоокеане. Поэтому такатинское время считается завершающим каледонский этап тектогенеза и началом нового, герцинского цикла, приведшему в конце перми – начале триаса к коллизии и горообразованию Урала.

Средний отдел D2
Живетский ярус *D2zh*

Пашийский (D_2ps) и *кыновский горизонты* (D_2kn) – на геологических картах объединяются по причине малой мощности отложений, которые представлены кварцевыми песчаниками и глинистыми алевролитами – первого и толщей переслаивающихся известняков, мергелей, известковистых аргиллитов и аргиллитов голубовато-зеленых – второго.

Мощность пашийского горизонта – 4,5–12 м, кыновского – 10–15 м.

Верхний отдел D3
Франский ярус *D2f*

Отложенияфранского яруса представлены известняками темно-серыми, прослоями глинистыми. В карбонатных породах наблюдаются прослои темно-серых известковистых аргиллитов и кремней. В более мелководных типах разреза в среднем течении р. Сторожевая франские отложения представлены светлыми водорослевыми известняками, сгустково-детритовыми и доломитами с буроватым оттенком, мелко-среднезернистыми, массивнослоистыми.

Преобладание массивнослоистых пород в мелководных типах разреза, обилие фаунистических остатков, кавернозность, наличие инкрустационной текстуры, значительная мощность свидетельствуют о рифогенном происхождении осадков (Серебренников, 1983).

Мощность от 50 до 400 м.

Верхний отдел D_3
Фаменский ярус D_2fm

В целом отложения фаменского яруса представлены карбонатным типом разреза: известняками от светло- до темно-серых, коричневато-серые тонко-мелкозернистые средне-толстослоистые до массивнослоистых, оолитовые, в различной степени доломитизированные, с большим количеством детрита, криноидей, брахиопод, кораллов, водорослей;доломитами светло-серыми, часто с буроватым оттенком мелко-среднезернистыми массивными, с выщелоченными органическими остатками мощностью до 700 м. А также – переслаиванием известняков, аргиллитов, кремней в верхней части разреза, где повсеместно выделяется *кремнистая толща* (D_3–C_1kr) мощностью до 140 м.

Каменноугольная система С
(359–299 млн лет)

На изучаемой территории каменноугольная система представлена всеми тремя отделами. Нижний отдел – в объеме турнейского (C_1t), визейского (C_1v) и серпуховского (C_1s) ярусов. Турнейский век по разнообразию физико-географических обстановок и их смене во времени и пространстве является одним из самых сложных в геологической истории каменноугольного периода. Палеоструктурный план турнейского века унаследован от позднедевонской эпохи. Визейский ярус сложен терригенно-карбонатными осадками, серпуховский – карбонатными (доломиты, известняки).

Средний отдел каменноугольной системы (C_2) на изучаемой территории представлен башкирским (C_2b) и московским (C_2m) ярусами, из которых особенно примечателен последний. Только в нижней части разреза московского яруса появляются терригенные (аргиллиты, алевролиты, песчаники) породы, переслаивающиеся с известняками. Здесь необходимо заметить, что вКсенофонтовской антиклинали отложения московского яруса ложатся непосредственно на верхнерифейские породы, что свидетельствует о длительной стабильной эмерсивной обстановке в этом районе, начиная с рубежа венд–кембрий. Мощность отложений башкирского яруса – до 370 м, московского – до 350 м.

Отложения верхнего отдела каменноугольной системы (C_3) на изучаемой территории представлены доломитами светло-серыми и серыми, с коричневатым оттенком тонко-мелкозернистыми от средне- до массивнослоистых, часто сильно окремненными, со стяжениями голубовато-серых кремней; встречаются брекчиевидные известковистые доломиты. Мощность 100–250 м.

Пермская система – P
(299–252 млн лет)

Пермские отложения находятся в обрамлении Полюдово-Колчимского антиклинория и прямого отношения к теме диссертации не имеют. Они представлены сульфатно-терригенно-карбонатными породами нижнего (приуральского) отдела (P_{1PUR}), исходя из современной стратиграфии пермской системы (Ожгибесов, 2014). Отложений среднего (биармийского) (P_{2BAR}) и верхнего (татарского) (P_{3TT}) отделов пермской системы на территории не зафиксировано. Важно добавить, что специально изучением пермских отложений с позиций современной стратиграфии на исследуемой территории пока никто не занимался, поэтому с практической точки зрения геологи до сих пор пользуются прежней схемой расчленения пермских отложений на ярусы и свиты местного значения (Ишков и др., 1967; Серебренников и др., 1983).

Нижний отдел пермской системы (P_{1PUR}) на изучаемой территории представлен ассельским (P_1as), сакмарским(P_1s), артинским(P_1ar) и кунгурским ярусами(P_1kg).

Отложения ассельского яруса (P_1as) представлены известняками и доломитами, частично рифогенными мощностью 300м.

Отложения сакмарского яруса (P_1s) представлены известняками, окремнелыми и глинистыми известняками мощностью 320 м.

Отложения сакмарского яруса (P_1ar) представлены преимущественно терригенными породами. В составе яруса выделяются четыре свиты: талицкая (песчаниковая) (P_1tl); сыпучинская(P_1sp), представленная ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов; гремячинская и шалюгинская (гравелито-конгломератовые) (P_1gr+sl).

Отложения кунгурского яруса (P_1kg)– существенно терригенные с повсеместными прослоями гипса и ангидрита. На изучаемой территории они встречаются в Предуральском краевом прогибе и в районе р. Песчанка. Отложения яруса подразделены на три местные свиты: лекскую (P_1lk), представленную аргиллитами и алевролитами; и кошелевскую (P_1ks), разделенную на две подсвиты: нижнюю – песчаниковую и верхнюю – конгломератовую.

В конце палеозоя – начале триаса происходит еще одно крупнейшее событие в геологической истории Южного Притиманья. Завершение герцинской складчатости знаменуется стратиграфическим перерывом, сопоставимым с таковым на рубеже рифея и палеозоя.

Причем этот эмерсивный рубеж имеет более или менее выраженную нижнюю границу, связанную с фазой завершенной складчатости герцинид Урала, но верхняя его граница пока не доступна наблюдению по той причине, что эмерсивная стадия объединенного евразийского континента не закончена.

Именно по этой причине континентальные отложения мезо-кайнозоя на исследуемой территории выражены очень проблематично и продолжают оставаться предметом научной дискуссии.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА – MZ
(252–66 млн лет)

На территории Южного Притиманья мезозойские отложения крайне проблематичны. Мезозойские коры выветривания очень условно выделяются в днищах депрессионных зон и по факту не доказаны. Палеонтологически доказанные мезозойские отложениярапространены в северо-западной части Пермского края, в бассейне верхнего течения р. Кама и ее притоков, рек Весляна, Пильва, Коса, Иньва. Представлены они терригенными нижнетриасовыми и среднеюрскими отложениями (Ивашов, 1982).

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА– KZ
(66–2,58 млн лет)

Отложения палеогена – палеоцена, эоцена и олигоцена на территории Южного Притиманья также проблематичны, как и отложения мезозоя. Они распространены в виде редких фрагментоввосновании эрозионно-карстовых депрессий, реликтов предполагаемых кайнозойских кор выветривания.

Граница между палеогеном и неогеном, таким образом, не может быть проведена даже условно.

Неогеновая система– N
(23–2,58 млн лет)

Система представлена двумя отделами: верхним – плиоценовым и нижним – миоценовым. В пределах Западно-Уральской зоны неоген представлен обоими отделами: верхним – плиоценовым и нижним – миоценовым. К нижнему-среднему миоцену отнесена наурзумская свита, к верхнему миоцену – нижнему плиоцену – нерасчлененная каракольская серия.

Наурзумская свита. По возрасту отвечает нижнему миоцену и лангийскому ярусу среднего миоцена. Отложения слагают седьмую террасу рек Кама, Тулва, Вишера, Колва и др., встречаются в переуглубленных долинах рек Пильва, Боровица, Кама и др. и выполняют древние эрозионно-структурные депрессии – Чусовскую, Вишеро-Висимскую и др. на западном склоне Среднего и Северного Урала.

Каракольская серия соответствует тортонскому, мессинскому ярусам верхнего миоцена и нижней части занклского яруса нижнего плиоцена.

В составе серии выделяется «нижняя» красноцветная толща. Она представлена делювиальными и делювиально-пролювиальными глинами, каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, буровато-красными, с гидрогетитовым бобовником и выветрелым щебнем местных пород. На территории развиты широко. Отложения алмазоносны. Детально они были изучены на водоразделе рек Сев. Колчим и Бол. Щугор, в верховьях р. Рассольной и др. в эрозионно-структурных депрессиях. Макроскопически напоминает отложения миоцена.

Кустанайская свита. Широко распространена, слагает шестую надпойменную террасу в долинах крупных рек: Вишеры, Низьвы, Бол.Колчима, Бол.Щугора и др., а также и в переуглубленных участках долин. В пределах Западно-Уральской внешней зоны складчатости отложения алмазоносны, представлены красноцветными песчаными глинами с галькой кварца, кварцитопесчаников, а также галечниками в красноцветной глине.

На Урале отложения закартированы на многих листах и слагают пятую надпойменную террасу. Чаще это красновато-бурые глины и суглинки с прослоями полимиктовых песков с конкрециями карбонатов, гипса и псевдоморфозами гидрогетита. Отложения алмазоносны.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА– Q
(2,58 млн лет)

По Легенде Пермской серии листов в основу выделения четвертичных образований положены материалы «Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы» (Ленинград, 1986) и «Четвертого Уральского межведомственного совещания» Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой) (Свердловск, 1997).

На территории Пермского края выделено две морфолитогенетические зоны: Пермское Предуралье и Пермский Урал. Каждая зона подразделена еще на две подзоны. Все четыре подзоны получили географические названия по бассейнам рек: 1 – бассейны Косы, Иньвы, Уролки, верхней Камы (ледниковая подзона Пермского Предуралья); 2 – бассейны Обвы, средней Камы, нижней Чусовой и Сылвы (внеледниковая подзона Пермского Предуралья); 3 – бассейны Колвы, Вишеры, Яйвы, Косьвы и верхней Камы (ледниковая подзона Пермского Урала); 4 – бассейны Чусовой, Сылвы (внеледниковая подзона Пермского Урала).

Пермское Предуралье характеризуется дифференцированными неотектоническими процессами. В северной первой (ледниковой) подзоне преобладают низменные равнины, заболоченные пространства, слабые неотектонические

процессы. Южная вторая (внеледниковая) подзона характеризуется сильно разветвленной и глубоко врезанной сетью долин рек с аккумулятивным и эрозионно-аккумулятивным комплексом террас, развитием эрозионно-денудационных, денудационных поверхностей, преобладанием интенсивных неотектонических процессов.

Пермский Урал в целом характеризуется интенсивными неотектоническими процессами и преобладанием эрозии над аккумуляцией. Для горной части Урала характерны ярусность рельефа, развитие денудационных равнин, поверхностей выравнивания. На высоких вершинах водоразделов отмечаются поверхности гольцовой денудации со следами горно-долинного оледенения. В местах распространения карбонатных пород развит карст. Разрезы четвертичных отложений содержат практически весь набор основных генетических типов. В отложениях чаще преобладает крупнообломочный материал. В прилегающих равнинах Предуральского прогиба увеличивается мощность четвертичных отложений, встречаются обширные заболоченные пространства, древний погребенный аллювий (левобережье р. Кама, по линии Березники-Соликамск-Красновишерск, нижнее течение р. Вишера и т.д.), ослабевают неотектонические процессы.

ТЕХНОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ – th

Техногенные отложения достаточно широко распространены в Вишерском алмазоносном районе. В настоящее время большая часть долин рек IV порядка и их притоков отработана дражным способом и изобилует дражными отвалами, земляными дамбами и остатками подпруженных водоемов. На водоразделе рек Бол. Колчим и Бол. Щугор сохранились следы разработки карьерным способом приводораздельных месторождений: «Верховья р. Бол. Колчим – Л-178», «Северная Рассольная», «Южная Рассольная», «Вогулка», «Волынка» и др. В свое время техногенные отложения послужили предметом специальных исследований с точки зрения остаточных запасов алмазов (Попов, 2009).

1.2.2. Тектоника

В тектоническом строении Южного Притиманья выделяются крупные надпорядковые структуры: Восточно-Европейская платформа (Русская и Печорская плиты), Тиманский ороген (Нечеухин и др., 2009) и Уральская складчатая система, каждая из которых индивидуально отражается в строении земной коры (Берлянд, 1983) в соответствии со стадийностью своего геологического развития (Кондиайн, 2011).

Из структур I порядка необходимо отметить структуры Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральской внешней зоны складчатости. Границей между ними являются на севере – Главный, на юге – Пултовский надвиги. В свою очередь, Западно-Уральская зона складчатости в пределах района подразделяется на две структуры II порядка: Кожимо-Вишерскую и Язьвинско-Чусовскую. Кожимо-Вишерская структура представлена Полюдово-Колчимским антиклинорием, Ошьинской структурой и Дийскиммоноклинорием – структурами III порядка; Язьвинская структура – северным окончанием Кизеловской структуры III порядка.

С точки зрения истории геологии как науки, тектонические представления развиваются эволюционно внутри господствующей геологической парадигмы и революционно – в период смены геологических парадигм.

На выделенном нами I этапе изучения территории Вишерского алмазоносного района считалось, что Тиман является «отчленением» Урала (Чочиа, 1955). На II этапе – Тиман получил структурную самостоятельность, однако Южное Притиманье с Полюдово-Колчимским антиклинорием традиционно включалось в состав Западно-Уральской зоны складчатости (ЗУЗС) и рассматривалось как часть древней позднепротерозойско-кембрийской Уральской (Урало-Тиманской) геосинклинали, что нашло свое выражение на «Тектонической карте Урала» под ред. И.Д. Соболева (1983).

Большинство антиклинальных структур Полюдово-Колчимского антиклинория и Тимана были открыты еще на I этапе геологического изучения Южного Притиманья. В 1888 г. П.И. Кротовым впервые установлена Колчимская антиклиналь; в 1931 г. М.А. Калмыковой оконтурена Ксенофонтовская антиклиналь; в 1947 г. А.Н. Ивановым и Е.И. Мягковой выделена Тулымпарминская антиклиналь с немыми толщами нижнего, как они считали, палеозоя (рис. 1.2.2).

Первая тектоническая схема всего Пермского Прикамья составлена профессором Пермского университета П.А. Софроницким (1969) и полностью воспроизведена на «Тектонической карте Урала» под ред. И.Д. Соболева (1983). На этой карте, как и на тектонической схеме Н.Г. Чочиа (1955), территория Полюдово-Колчимскогоантиклинория включена в состав Западно-Уральской внешней зоны складчатости и рассматривается как часть древней позднепротерозойско-кембрийской Уральской (Урало-Тиманской) геосинклинали. По господствовавшему на первом этапе геологического изучения территории Тиман рассматривался как «отчленение» Урала (Чочиа, 1955).

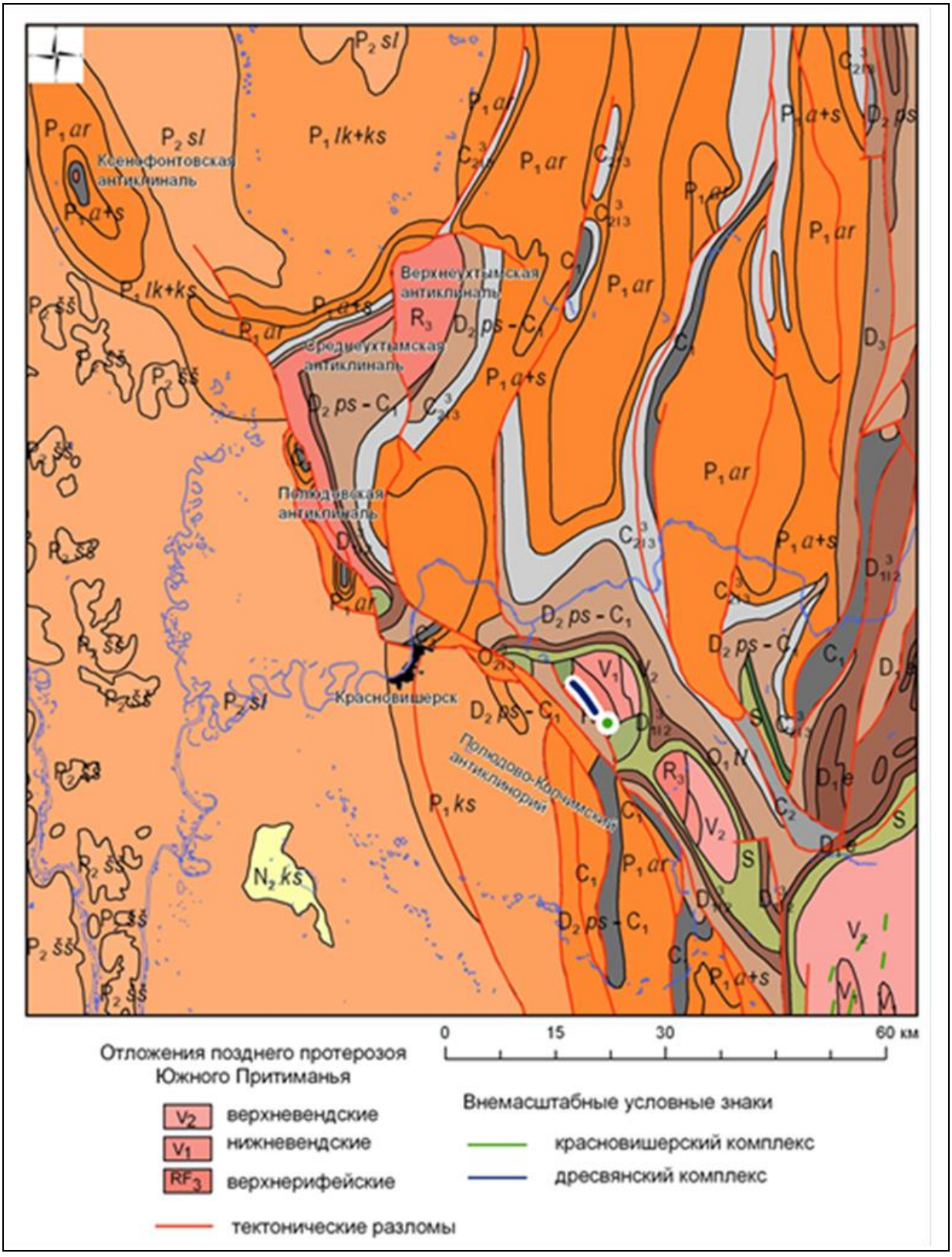


Рис. 1.2.2. Позднепротерозойские структуры Южного Притиманья на геологической карте Пермского края, по Б.К. Ушкову, 2000 (Атлас Пермского края, 2000); с дополнениями автора. Компьютерная графика П.А. Красильников

Тектоническая карта Урала, составленная под руководством И.Д. Соболева (Соболев и др., 1983), до сих пор она остается рабочей схемой для многих дей-

ствующих геологов-производственников (Попов, 2017). Тем не менее давно уже пора признать, что она является методологически устаревшей. Так, Тиманскийороген (Нечеухин и др., 2009) не может быть «ответвлением» Урала по определению, поскольку представляет собой результат взаимодействия окраины Русской плиты и Тиманского подвижного пояса (Кондиайн, 2011) в среднем-позднем протерозое – венде (RF_{2-3}–V_2).

Герцениды Урала (P_2–T_1) тогда еще не образовались. С точки зрения стадийности геологического развития региона, это принципиально важный вопрос (Пактовский, 2019).

Несмотря на критическое отношение к методологической основе тектонической карты И.Д. Соболева (1983), нет никаких оснований отказываться от достижений предшественников. В своей работе мы также опираемся на тектоническое районирование И.Д. Соболева, как наиболее детальное и в настоящее время.

Из анализа тектонической карты И.Д. Соболева следует, что в состав Урала автор включал только антиклинальные структуры, имеющие древние ядра рифей-вендских и обрамляющих их нижне-среднепалейзойскихотложений, соответствующих древнему заложению уральской структуры, протоуральской геосинклинали (Соболев, 1969).

Из всех антиклинальных структур ВАР Южного Притиманья наиболее изучена Колчимская антиклиналь, но исследования последних лет показали, что и здесь еще остались нерешенные геологические вопросы. На наш взгляд, изучение Колчимской антиклинали может дать ключ к решению главных геологических проблем исследуемого района.

Надвиговые структуры определяют современный тектонический план региона. Образование надвигов обусловлено давлением, вызванным коллизионными процессами и герцинским орогенезом Урала. Главный (Западноуральский) надвиг со стратиграфической амплитудой около 8 км обрамляет Полюдово-Колчимский антиклинорий с запада. По направлению к югу Главный надвиг разветвляется на два надвига – Пултовский и Коноваловский. По результатам бурения, угол падения сместителя Главного надвига составляет около 30–40°. Пересечение сместителя зафиксировано на глубине 450 м (Серебренников и др., 1983ф).

Восточное (сложной конфигурации) обрамление Полюдово-Колчимского антиклинория имеет также тектоническую (надвиговую) природу. В отношении каждой из антиклинальных структур этот надвиг имеет соответствующее название (Березовский надвиг, Колчимский надвиг) или вообще обходится без названий. Условно его можно назвать Восточно-Колчимским, или просто Колчимским, учитывая, что надвиговая природа этого нарушения была заверена

бурением при проведении ГДП-50 Колчимской площади (Петухов, Тетерин, 2000ф).

История становления главных тектонических структур региона с разделением на геотектонические циклы заложена еще Н.Г. Чочиа (1955). Он выделял: 1) предкаледонский геотектонический цикл – время образования «древних свит» до чурочной свиты; 2) каледонский – начиная с кембрийского периода до начала нижнедевонской эпохи; 3) герцинский – от конца нижнего девона до конца палеозоя; 4) альпийский – с начала мезозоя до настоящего времени. Можно констатировать, что в дальнейшем эта схема только дополнялась, уточнялась и развивалась.

В настоящее время этапы геологического развития территории связывают с образованием главных надпорядковых структур в регионе:

1) Русской плиты;

2) Русской и Печорской плит с Тиманской шовной зоной;

3) Уральского складчатого сооружения.

Четвертый геотектонический этап, как явно не завершенный, продолжается в геологическом времени до сих пор. Некоторые геологи считают его «неотектоническим», начавшимся для Урала в неогене (Бискэ, 2019).

Завершение каждого геологического этапа, зафиксированного в появлении и развитии определенных тектонических структур, связано с кардинальной перестройкой структурного плана исследуемой территории.

1.2.3. Магматизм

С позиций геосинклинальной парадигмы, Западный склон Урала (ЗУЗС) как миогеосинклинальная область долгое время считался амагматичным. И.Д. Соболев (1969) в геологической истории Урала выделял четыре крупных тектоно-магматических мегацикла (раннедокембрийский, позднедокембрийско-кембрийский, ордовикско-позднепалеозойский и мезозойско-кайнозойский). При этом наиболее детально был изучен ордовикско-позднепалеозойский мегацикл, в котором выделялись тектоно-магматические этапы (ордовикско-раннедевонский, среднедевонско-раннетурнейский, позднетурнейско-намюрский и позднепалеозойский), первые три из которых начинались излияниями вулканитов спилит-диабазовой формации и внедрением альпинотипных гипербазитов и габбро, а позднепалеозойский этап завершался общей инверсией геосинклинали и образованием гранитных батолитов. Поскольку подобной последовательности магматических событий в западноуральской структурно-формационной зоне, в том числе и Полюдовской подзоне Южного Притиманья, не наблюдалось, она считалась амагматичной.

Однако с развитием представлений о «доуральском» (тиманском) этапе развития территории и с противопоставлением тиманидуралидам (Пучков, 2010), по причине несовпадения их структурно-тектонических планов это мнение стало меняться. Амагматичность территории ВАРна сегодняшний день связывается только с уральским этапом (каледонско-герцинским и постгерцинским циклами). «Доуральский» этап (байкальский цикл), наоборот, связывается с проявлениями магматизма.

Еще в 1960-х гг. в результате проведения геофизических работ были выявлены контрастные магнитные аномалии габбро в ряде районов Полюдова кряжа, которые затем были вскрыты бурением (Гринсон, 1967), а в 1970-х – в результате геологических буровых и горных работ были выявлены прослои туфов, которые раньше принимали за черные аргиллиты (Погорелов, 1974). Вся эта магматика принадлежит байкальскому (тиманскому) циклу развития территории и подчеркивает, таким образом, его отличие от каледонско-герцинского (уральского) цикла (рис. 1.2.3).

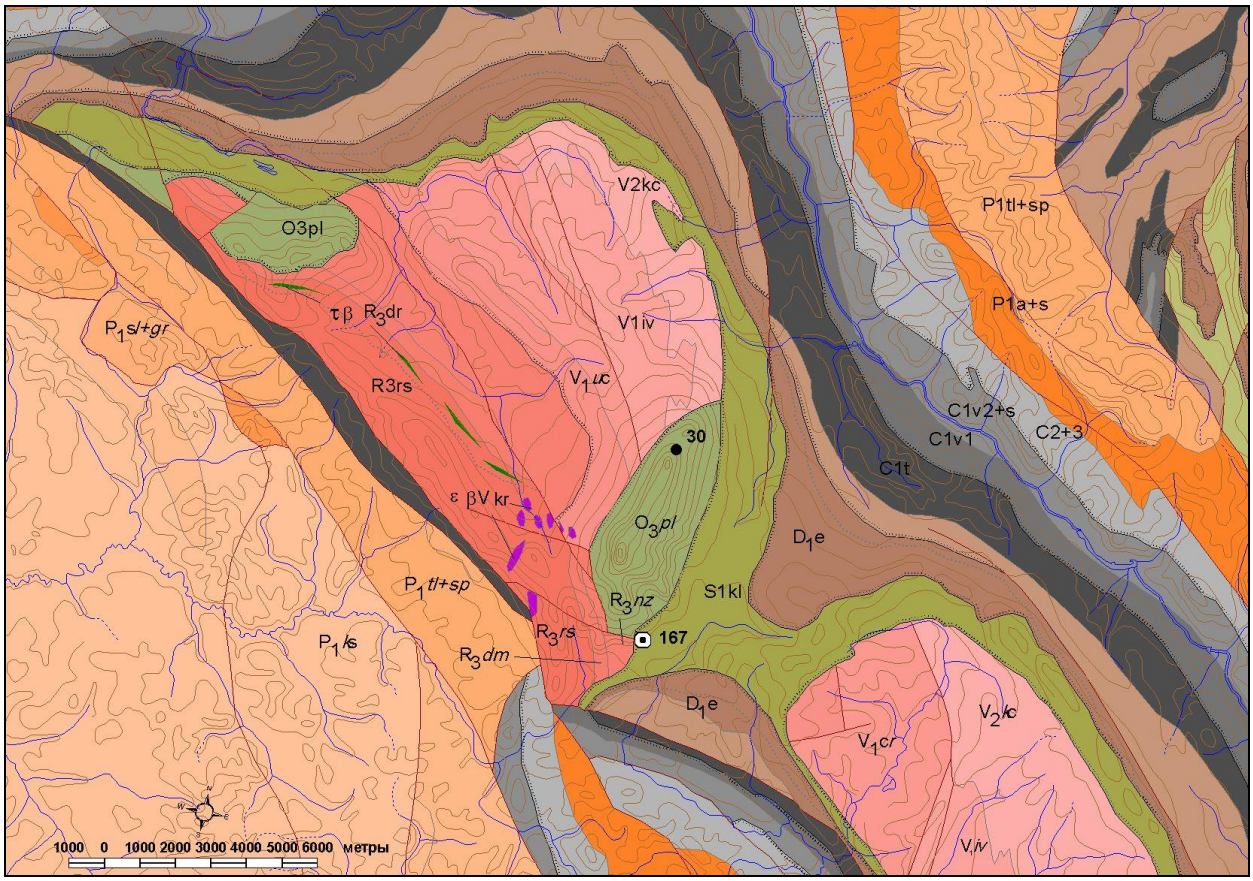


Рис. 1.2.3. Геологическая карта Урала масштаба 1:200 000 (фрагмент), по А.М. Зильберману, Г.О. Пунтусовой, 2002. Положение дресвянского комплекса (TβRF$_3$dr) туфов и туфобрекчий щелочных базальтоидов. Здесь же показан красновишерский пикрит-эссекситовый комплекс (ω-ενV$_2$–Є$_{kr}$), т.н. «тела Гринсона».

Более ранние по времени образования туфы встречены в осадочных отложениях верхнего рифея (RF$_3$*rs*$_5$) и залегают в виде прослоев и линз в серых гли-

нистых известняках, которые покрывают нижележащий терригенный разрез верхнего рифея. Они отнесены А.М. Зильберманом к базальт-долеритовой (трапповой) формации (Зильберман и др., 2000; Ибламинов, Лебедев, 2001) туфов и туфобрекчий щелочных базальтоидов дресвянского комплекса ($T\beta RF_3dr$).

Наличие щелочных магматитов в рифейском разрезе Южного Притиманья имеет важное значение и является прямым свидетельством тектономагматической активизации региона именно в позднем рифее.

Габброидный комплекс получил название Красновишерского. Красновишерскийпикрит-эссекситовый комплекс (ω-$\varepsilon\nu V_2$–$Є_{kr}$) имеет более широкое распространение на территории ВАР и традиционно называется «буркочимскими телами».

Положение комплекса контролируется зоной разломов северо-западного простирания, совпадающей с тиманскими структурами (Смирнов, Лукьянова, 1977). Магматиты красновишерского комплекса прорывают осадочные породы буркочимской серии (RF_3) и не имеют верхнего стратиграфического ограничения для определения относительного возраста. Изотопный возраст (480, 468, 438 млн лет), соответствующий ордовику – нижнему силуру, признается невалидным (Зильберман и др., 2002). По содержанию кремнезёма эти породы можно отнести к ультраосновным, по суммарному содержанию щелочей – к умеренно щелочным с калиевым трендом (Смирнов, Лукьянова, 1977).Отметим также, что некоторые исследователи относят магматические породы красновишерского комплекса к реликтовым телам кимберлитовой формации (Попов, 2018), развивающейся, как считается, в кратонизированных платформенных сегментах литосферы (Зинчук и др., 2005). Однако в данном случае, пожалуй, следует признать, что пикриты едва ли могли быть источником промышленных алмазоносных россыпей ВАР.

Отдельно следует упомянуть и о так называемых тиллитовидных конгломератах, входящих в состав чурочинской свиты нижнего венда и содержащих обломки разнообразной магматики. Вторая пачка чурочинской свиты ($V_1čr_2$) всегда привлекала внимание исследователей появлением в разрезе экзотически выглядящих тиллитовидных конгломератов, фиксирующих максимальный подъем территории и эмерсивную стадию. Красноцветные, реже зеленоцветные, тиллитовидные конгломераты отличаются лишенным слоистости глинистым матриксом и каркасом, состоящим из сгруженного грубообломочного материала как магматических, так и осадочных пород.Тиллитовидные конгломераты содержат крупные валуны, гальки, гравий, в основном, местных осадочных пород буркочимской серии и породы кристаллического фундамента платформы, это обломки измененных плагиогранитов и щелочных гранитов, а также кварцитов и глинистых сланцев.

Необходимо привести еще одну характерную особенность отложений второй пачки чурочинской свиты, отмеченную при проведении ГДП-50 (Серебренников, 1983): по всей толще, от подошвы до кровли, встречаются обломки магматических пород, аналогичные таковым в «буркочимских телах», или «телах Гринсона». Если это так, то дайки магматитов красновишерского комплекса внедрились до отложения осадков чурочинской свиты и вошли в ее состав только после их размыва в более раннее время.

По логике стадийного развития, которой придерживается автор данной работы, это могло произойти с наибольшей вероятностью в период тектоно-магматической активизации региона, т.е. в позднерассольнинское (RF_3rs_5) или деминское (RF_3dm) время, а размыв даек – в период позднерифеско-нижневендского перерыва.

В любом случае нахождение обломков магматических пород красновишерского комплекса во второй пачке чурочинской свиты ($V_1čr_2$), естественно, при подтверждении этих находок, свидетельствует о попаданиимагматикив состав тиллитоидовименно в это время ($V_1čr_2$), а не в какое бы то ни было другое. Тогда относительный возраст красновишерского комплекса не моложе нижнего венда (V_1), что противоречит условно принятому возрасту красновишерского комплекса (ω-$\varepsilon\nu V_2$–$Є_{kr}$). Таким образом, вопрос остается открытым до получения современных датировок изотопного возраста красновишерского комплекса.

При формационном анализе отмечается, что наиболее древние тела магматических пород района формировались в условиях грабеновой обстановки рифея, которая начинает режим платформенной рифей-вендской активизации. Они объединены в базальт-долеритовую (трапповую) ассоциацию, состоящую из одноименной формации. Базальт-долеритовая формация рифея представлена дресвянскийтрахибазальтовым комплексом, вулканические тела которого залегают в составе рассольнинской свиты Полюдово-Колчимского антиклинория. Дресвянский комплекс представлен линзами туфов и туфобрекчийтрахибазальтов с обломками пикритов и трахитов, приуроченными к кровле рассольнинской свиты. По-видимому, этим комплексом начинается разрез карбостромово-переходносланцевой формации рифея, хотя не исключено и секущее положение пород комплекса и соответственно его более молодой возраст (Ибламинов, Лебедев, 2001).

Долерит-пикритовая формация, представленная красновишерским плутоническим комплексом, по принятой в конце XX в. рифтовой модели, фиксировала двумя полосами прибортовые части Кваркушско-Каменногорского палеорифта. В терминах рифтовой модели можно сказать, что это может быть справедливо для Кваркушско-Каменногорского, но не для Полюдовского риф-

та, который, если бы существовал, вранней венде уже завершил бы свое развитие.

Таким образом, рифтовая обстановка режима платформенной активизации в раннем венде в Полюдовской зоне не проявилась, что, на наш взгляд, свидетельствует об окончании активизиции в Южном Притиманье, которая произошла значительно раньше, в позднерассольнинско-деминское время позднего рифея, о чем еще будет сказано особо в разделе о стадийности развития Южного Притиманья (раздел 2.3).

1.2.4. Полезные ископаемые

Главным полезным ископаемым, связанным с раннепалеозойским этапом геологического развития на изучаемой территории, является алмаз.

В геологическом настоящем алмазы встречаются в россыпях: современных (аллювиальных, делювиальных), древних (в мезо-кайнозойских депрессиях) и остаточных (в промежуточных коллекторах ордовика, силура, девона).

Формально первоисточники алмазов Урала не установлены, но п осумме косвенных данных предполагается их кимберлитовая природа (Зинчук и др., 2005; Puchkov, 2016). Алмазы промежуточных коллекторов, мезокайнозойских и современных россыпей практически идентичны (Захарченкоидр., 2006). Например, детальное изучение изотопного состава углерода в уральских россыпных алмазах показало, что эти значения характерны для алмазов из кимберлитов (Галимов и др., 1989).

О кимберлитовой природе уральских алмазов свидетельствуют результаты исследования поверхностных форм под электронным микроскопом, проведенные в Пермском университете. Электронное микроскопическое исследование высокого разрешения показало, что рост алмазов происходил в результате послойного отложения углеродного вещества с формированием исключительно правильной микро- и нанослоистости.

Такой рост возможен только в мантийных условиях с длительным сохранением стабильной обстановки роста кристалла (Осовецкий и др., 2023).

Генезис уральских алмазов неразрывно связан с вопросами о времении месте кимберлитового магматизма. Ф. Лагиньяс с коллегами установили изотопный возраст уральских алмазов по минералам-включениям (Laiginhas, 2008; Laiginhasetal., 2009). С учетом последних данных уральскиеалмазы кристаллизовались в мантии 1280 ± 310 млн лет назад, что соответствует рифею, а кимберлитовый/лампроитовый магматизм происходил непозднее ордовика (Laiginhas, 2008; Laiginhasetal., 2009; Shireyetal., 2013; Smithetal., 2016, 2022; Попов, 2023). О докембрийском возрасте предполагаемых кимберлитов, источни-

ков уральских алмазов, неоднократно высказывались уральские и сибирские геологи (Зильберман, Чернышева, 1974; Зильберманидр., 1993; Зинчук, Коптиль, 2003; Афанасьев, 2015, 2022; Зинчук, 2018). Кимберлитовые трубки, внедрившиеся на северо-восточной периферии континента Балтика, т.е. в кратонизированной части Волго-Уралии, могли быть подвергнуты эрозии уже в рифейское время и переходить из одного промежуточного коллектора в другой, вплоть до раннегодевона. Продукты выветривания создавали ореолы рассеивания, при этом минералы-индикаторы кимберлитовых породу же тогда оказались оторваны от самих алмазов (Шеманина, 1993). В настоящее время палеоповерхность Русской плиты перекрыта осадочным чехлом, что не позволяет определить местоположение тел кимберлитов ни геологическими методами, ни геофизическими.

По этой причине на первый план в уральской алмазной геологии выходит научное изучение (доизучение) промежуточных коллекторов и глубоких горизонтов сопряженных с ними мезо-кайнозойских депрессий в целях создания промышленной базы для региональной алмазодобывающей отрасли.

После исчерпания запасов в наиболее легко разрабатываемых аллювиальных россыпях дальнейшие перспективы уральской алмазоносности связываются с древними и остаточными россыпями (Попов, 2021).

Алмазная минерализация отмечена в отложениях всех свит, являющихся объектами исследования в данной монографии (главы 3, 4, 5).

Однако до последнего времени ни в помянённовской (O_3pl_1), ни в полюдовской (O_3pl_3), ни в колчимской свитах (S_1kl_1) промышленная алмазоносность была неизвестна.

После установления промышленной алмазоносности силурийского промежуточного коллектора (Пактовский, 2014; 2016б) нами поставлен вопрос о существовании остаточных россыпей эолового типа в основании силура и, возможно, древнее (Пактовский, 2020а; 2021а).

Несмотря на то, что коренных источников алмазов (кимберлитов, лампроитов или их даек) до сих пор не обнаружено, большинство исследователей считают, что алмаз уральских россыпей является минералом кимберлитового генезиса (Зинчук и др., 2005; Захарченко и др. 2006; Гаранин, 2008; Хачатрян и др., 2009; Puchkov, 2016).

Доказательству кимберлитового генезиса уральских алмазов, особенностям их морфологии, геологии, поискам и разведке алмазоносных россыпей и прочим более специальным вопросам посвящена обширная литература. Мы же сосредоточимся, в основном, на геологии второго из открытых на Урале промежуточных коллекторов алмазов с промышленными кондициями – силурий-

ского. В заключительной главе монографии отдельно рассмотрим все интересующие нас вопросы, теоретические и имеющие практическое значение.

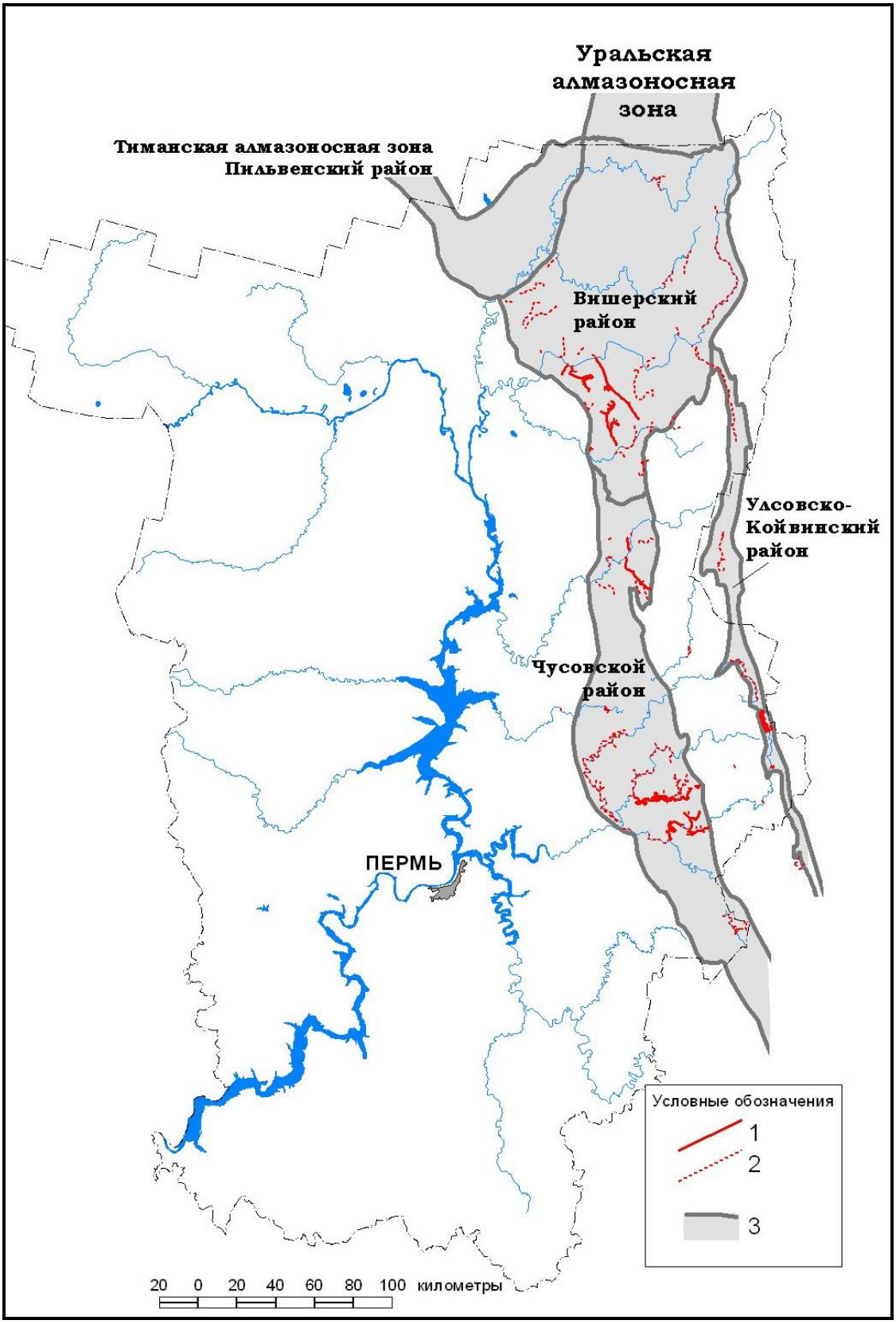


Рис. 1.2.4.1. Карта алмазоносных районов и россыпей Урала (по А.Г. Попову, 2009):
1 – промышленные алмазоносные россыпи; 2 – россыпепроявления алмазов;
3 – территория алмазоносных районов

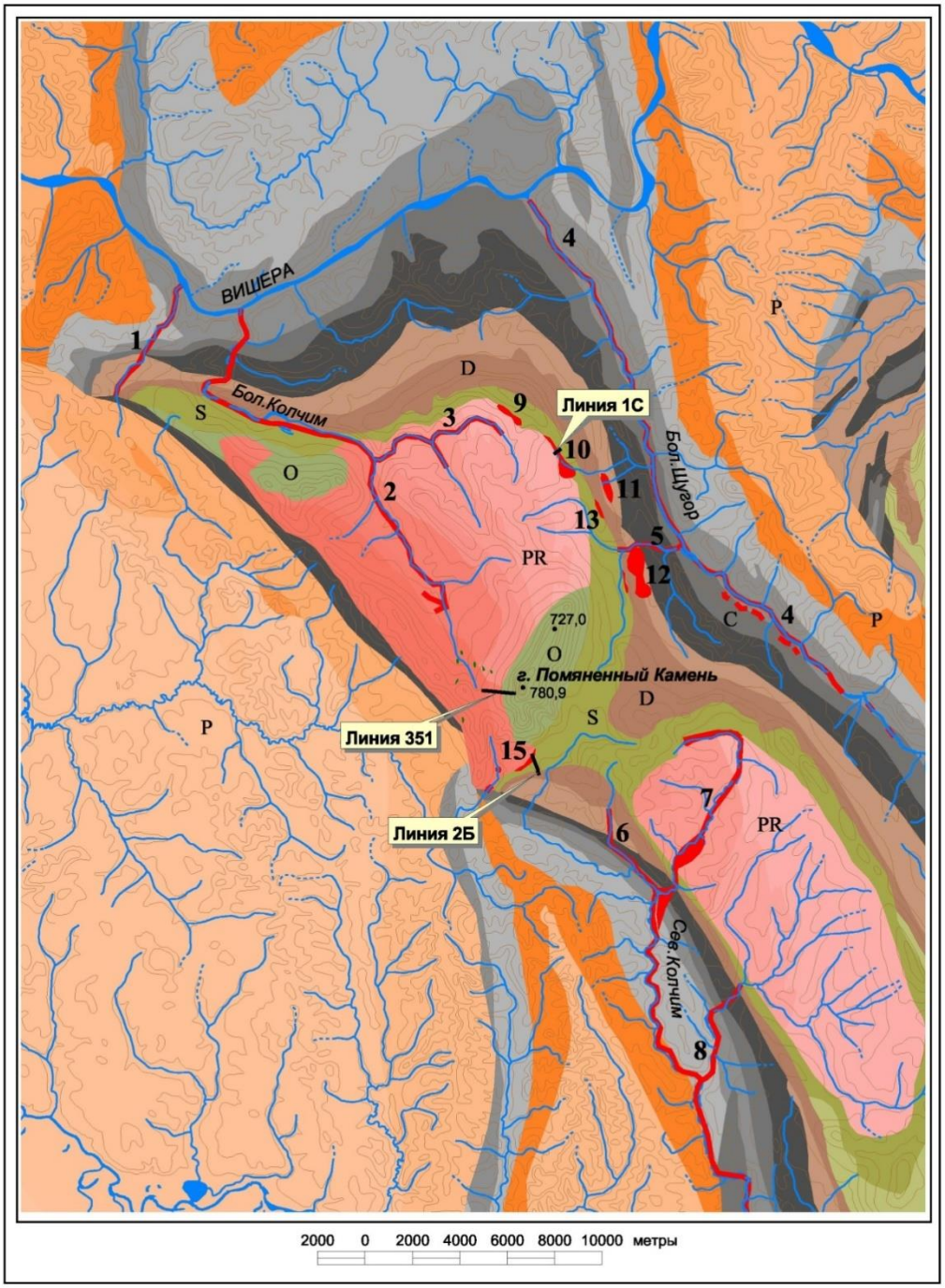


Рис. 1.2.4.2. Промышленные россыпи ВАР Южного Притиманья (по А.Г. Попову, 2021, с дополнениями автора)

Условные обозначения

Современные аллювиальные россыпи: 1. Сторожевая; 2. Большеколчимская; 3. Чурочная; 4. Большещугорская; 5. Волынская; 6. Светлый; 7. Илья-Вожская; 8. Полуденно-колчимская

Ископаемые и остаточные россыпи промежуточных коллекторов силура и девона:

9. Северная Рассольная; 10. Южная Рассольная; 11. Вогулка; 12. Волынка; 13. Ишковский карьер; 14. Сухая Волынка; 15. Буркочим.

Навыносках обозначены разрезы нижнего палеозоя, описанные автором в настоящей монографии, в главах 3, 4 и 5

На прилагаемых рисунках (рис. 1.2.4.1 и 1.2.4.2) изображены промышленные алмазоносные россыпи Пермского края и, в частности, ВАР Южного Притиманья. Практически все эти россыпи отработаны, а новые за последние тридцать лет почти не появилось.

Однако причина такого положения дел заключается вовсе не оскудении минерально-сырьевой базы района, а в том, что всё это время целенаправленных и планомерных геологических и поисково-разведочных работ не проводилось. Перспектива возможного развития алмазной отрасли на Урале никуда не исчезла.

Сенсационным, говоря плакатным языком пермской журналистики (Токранов, 2022), подтверждением этого факта стало недавнее открытие Сюзёвской россыпи на Среднем Урале (Чуйко и др., 2023).

Как отмечает первооткрыватель Сюзёвского месторождения россыпных алмазов – В.А. Чуйко, алмазы ВАР и Яйвинского алмазоносного района идентичны; геологические структуры, вмещающие россыпи алмазов, подобны. Единственное различие состоит в том, что в ВАР Южного Притиманья за всё время алмазодобычи не была освоена технология крупнообъемного опробования глубоких горизонтов депрессий, которых в самом ВАР вполне достаточно, чтобы полностью возродить алмазную отрасль в Пермском крае.

В завершение абриса этой главы приводятся некоторые фотографии Сюзёвских и Вишерских алмазов (рис. 1.2.4.3 и 1.2.4.4).

Рис. 1.2.4.3. Алмазы Сюзёвской россыпи, Средний Урал. Слева направо: 20, 38 и 254 мг (Осовецкий и др., 2023). *Фото Д.Ф. Музипова, 2023 г.*

Рис. 1.2.4.4. Вишерские алмазы «уральского типа». Северный Урал. ВАР: выпуклогранные додекаэдроиды (*Фото: https://dzen.ru/media/id/5dcfc53cf2583c491d72ea17/uralskie-almazy-5ef1be36ce39fa7cca508d80*)

К сожалению, фотографии алмазов собственно силурийского коллектора, открытого в 2010 г., скорее всего, не сохранились. Точнее, насколько нам известно, фотографирование алмазов в то время в «Уралалмазе» не практиковалось. Такие были своеобразные времена. Конечно, это огромная потеря не только для науки, но и для самого «Уралалмаза», которую он не пережил чисто физически.

Однако, сохранилось минералогическое описание первой сотни алмазов силурийского коллектора, составленное минералогом геологического отдела ЗАО «Уралалмаз» Л.В. Кычановой.

ГЛАВА 2. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ В ПОЗДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

Позднепротерозойский этап развития территории ВАР, как непосредственно предшествующий раннепалеозойскому, является определяющим для последнего по нескольким причинам. Во-первых, верхнерифейские отложения (RF_3), включая отложения вендской системы (V_{1-2}), являются наиболее древними осадочными породами в регионе, и отложения палеозоя вплоть до нижнего девона образовывались в основном за счет их разрушения и эрозии древнего кристаллического субстрата ВЕП. Во-вторых, континентальный режим эмерсивного этапа развития территории начался еще в венде, о чем свидетельствует корреляция местных стратиграфических разрезов (Полюдовской зоны Северного Урала) и Среднего Урала (Шалагинов, Гилева, 1990). При этом отчетливая нижняя граница эмерсивной фазы в отложениях Южного Притиманья не фиксируется. В-третьих, как будет показано ниже, структурно-тектонический план территории сформировался на позднепротерозойском этапе на Тиманской окраине Русской плиты, смежной с Тиманским подвижным поясом.

Исходя из этого мы делаем вывод о том, что некоторые важные особенности геологического строения территории Южного Притиманья (структурно-тектонический план, осадочные последовательности, минерагеническая специфика), заложенные на позднепротерозойском этапе развития, продолжали влиять на всю последующую геологическую историю региона.

Еще Ю.Д. Смирнов (1964) в истории развития Уральской складчатой области выделял самостоятельный Тиманскийтектоно-магматический цикл (1100–650 млн лет т.н.) и Тиманский комплекс пород (от рассольнинской до устьчурочинской свит наПолюдовом кряже). Он отмечал, что изученность Тиманскоготектоно-магматического цикла в его время была недостаточна.

О.А. Кондиайн (2011), сопоставляя тектонические регионы и стадии их развития, пришел к выводу о том, что Русская плита и Тиманская подвижная система в позднем протерозое начали свое совместное развитие после распада суперконтинента Родиния. Он подчеркивает, чтоТиманская подвижная система является раннебайкальской, в то время как Древнеуральская подвижная система – позднебайкальской. Иными словами, они разновременны с точки зрения стадийности их геологического развития.

Отметим, что Ю.Д. Смирнов работал в рамках идеи циклического развития в парадигме геосинклинальной модели, в то время как О.А. Кондиайн – идеи стадийного развития в парадигме неомобилизма. Оба исследователя оперировали в своих построениях крупными регионами на протяжении всей их геологической истории. Процесс перехода от одной геологической парадигмы к дру-

гой занял около полувека, однако, по сути, они пришли к сходным выводам о том, что, по нашему мнению, является следствием определенной однозначности геологической истории развития территории.

Наша задача представляется нам более локальной. Тем не менее создание единой и непротиворечивой модели геологического развития территории в позднем протерозое является важным и насущным этапом, связанным с главной целью нашей работы – выявлением причин и истоков уральской алмазоносности и решением вопроса об открытии новых россыпей в регионе. Тем более, что исследования последних десятилетий показали, что на этом направлении возможны новые, неожиданные и крупные открытия.

2.1. Фации и формации

Первую полную схему стратиграфии верхнепротерозойских отложений Южного Притиманья составил Н.Г. Чочиа с коллегами (1955). С тех пор эта схема только детализировалась и уточнялась. Циклический подход (Смирнов и др., 1977), корреляция с верхнерифейскими отложениями Южного Урала (Чочиа, 1955) и вендскими отложениями Среднего Урала (Аблизин и др., 1982; Клюжина, 1982) позволили выделить несколько крупных циклов докембрийского осадконакопления на исследуемой территории. Вслед за Ю.Д. Смирновым (1964) мы будем называть эти отложения Тиманским комплексом пород региона.

Внутри Тиманского комплекса пород выделяют два мегацикла: позднерифейский и вендский, разделенные крупным стратиграфическим перерывом на границе рифея и венда. Внутри рифейского мегацикла, как правило, вычленяют два цикла осадконакопления, связанные с фациальными условиями их образования. Первый цикл – терригенный, второй – карбонатный. Отложения этих циклов объединяются в две формации, по аналогии с одновозрастными отложениями на Южном Урале: фалаховую и карбостромовую (Курбацкая, 1985).

Внутри вендского мегацикла условно и с некоторыми оговорками (Кондиайн, 2011) можно выделить нижневендский и верхневендский циклы осадконакопления (рис. 2.1). Проблема, по О.А. Кондиайну (2011), состоит в том, что отложения нижнего и верхнего венда относятся к разным стадиям развития Восточно-Европейской платформы и Тиманской подвижной системы. Отсюда – формационная неопределенность положения «пограничных» свит. Так, усть-чурочинскую свиту (V_1*uč*) можно отнести (и относили) к верхнему рифею, а ильявожскую свиту (V_1*iv*), по сути, свиту-близнец кочешорской (V_2*kč*), формационно можно отнести к верхнему венду. Отметим, что до сих пор не решена проблема истинных мощностей пород верхнего, особенно вендских. Некото-

рым геологам-съёмщикам они кажутся значительно завышенными (Петухов, Куртлацков и др., 2000ф).

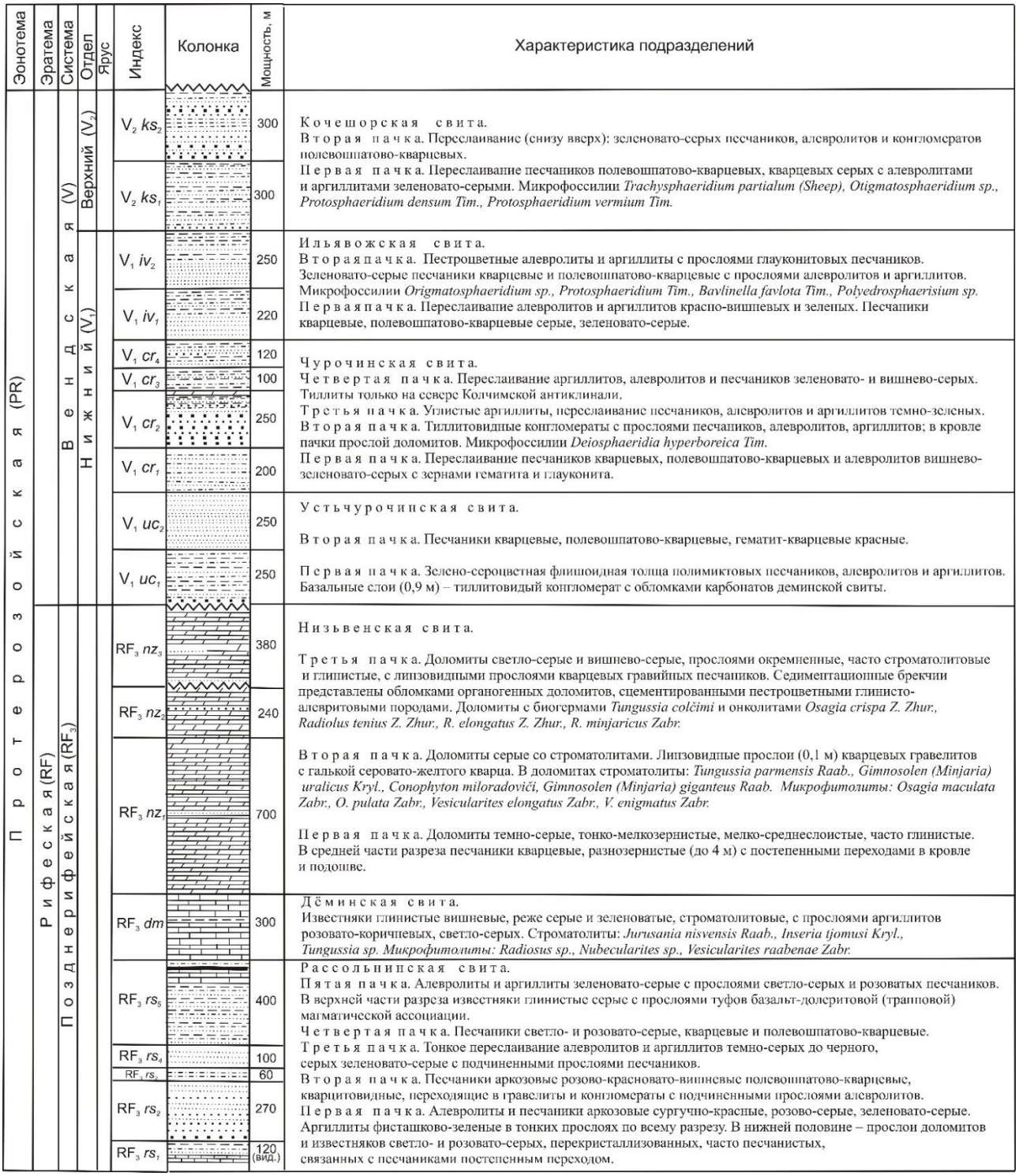


Рис. 2.1. Стратиграфическая колонка докембрийских отложений Южного Притиманья. Использованы фондовые материалы по ГДП-50: Ишков и др., 1967ф; Серебренников и др., 1983ф; Петухов, Куртлацков и др., 2000ф. Компьютерная графика А.Г. Попова (2019)

Также проблемой является геохронология докембрийских отложений, особенно в связи с приведением Общей стратиграфической шкалы в соответствие с Международной хроностратиграфической шкалой (Ожгибесов, 2014). В этой

связи на схеме геологических формаций отложения венда выглядят значительно омоложенными, в то время как в истории отечественной науки наблюдалась обратная тенденция (Келлер, 1985).

Все эти частные проблемы по мере необходимости будут оговариваться по ходу изложения материала.

По отчетным материалам полевых геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 разных лет (Ишков и др., 1967ф; Серебренников и др., 1983ф; Петухов, Куртлацков и др., 2000ф) нами составлена стратиграфическая колонка позднепротерозойских отложений Полюдово-Колчимскогоантиклинория в вертикальном масштабе 1:10 000 (см. рис. 2.1). Литологическое описание пород верхнего рифея, составленное нами, в основном, по фондовым материалам (Серебренников и др., 1983ф), приведено в табл. 2.1.1.

Необходимо добавить, что в современном представлении (Кондиайн, 2011) отложения Полюдово-Колчимскогоантиклинория относятся к среднерифейскоранневендскомумегакомплексу Тиманской подвижной системы, где он представлен буркочимской серией в составе рассольнинской, дёминской и низьвенской свит. Эти отложения отвечают структурно-вещественному комплексу средней стадии тиманскогомегакомплекса. Радиологический возраст рассольнинской свиты 927–897 млн лет, деминской – 860 млн лет, низьвенской – 775 млн лет (Кондиайн, 2011). Других датировок изотопного возраста пород с 1970-х гг., когда он определялся K–Ar методом по глаукониту, до сих пор, к сожалению, так и не появилось.

Первое, что мы видим при сравнении отложений верхнего рифея и венда (см. рис. 2.1), это то, что они вполне сопоставимы по мощности, чего не наблюдается в стратиграфических аналогах древних свит Среднего Урала.

При этом мощность верхнерифейских свит значительно сокращена по сравнению со стратотипом верхнего рифея Южного Урала, а мощность вендских – по сравнению со стратотипом венда на Среднем Урале. То есть это сравнение показывает, насколько регион Южного Притиманья отличается от уральских аналогов.

После этого предварительного замечания перейдем к более детальному рассмотрению верхнерифейских отложений тиманского комплекса пород Южного Притиманья. Описание ведется снизу вверх. При внимательном рассмотрении нижней части первой пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_1) обнаруживается, что разрез не согласуется с представлением о начале трангрессивного цикла осадконакопления в основании верхнего рифея, принятого в Полюдовской зоне по аналогии с типовым разрезом Южного Урала. Этому представлению больше соответствует вторая половина первой пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_2) с аркозами, а не карбонатное начало разреза.

Таблица 2.1.1

Литология верхнерифейских отложений Полюдово-Колчимского антиклинория (по Серебренникову и др., 1983ф), с дополнениями автора

Свита	Пачка	Мощность, м (1983)	Описание пород
Низьвенская	RF_3nz_3	380	Доломиты светло-серые и вишнево-серые, прослоями окремнённые, часто строматолитовые и глинистые, с линзовидными прослоями кварцевых гравийных песчаников. В основании пачки на волнистой поверхности строматолитовых доломитов (скв. 13, 1983ф) залегают песчаники (1,0 м) кварцевые вишнево-коричневые, мелко-среднезернистые, с гравийными зернами, цемент базальный, доломитовый. Также в 16 м от подошвы пачки встречены седиментационные брекчии («околорифовые»), представленные обломками органогенных доломитов, сцементированными пестроцветными глинисто-алевритовыми породами. Контакт с нижележащей пачкой RF_3nz_2 с размывом (как и верхний контакт с вендом)
	RF_3nz_2	240	Доломиты серые со строматолитами. В средней части, в 100 м от подошвы пачки, линзовидные прослои (0,1 м) кварцевых гравелитов с галькой серовато-желтого кварца, цемент гравелитов базальный, доломитовый
	RF_3nz_1	700	Доломиты темно-серые, тонко-мелкозернистые, мелко-среднеслоистые, часто глинистые. В средней части разреза песчаники кварцевые, разнозернистые (до 4 м) с постепенными переходами в кровле и подошве. Контакт с нижележащими отложениями деминской свиты RF_3dm согласный
Дёминская	RF_3dm	300	Известняки глинистые вишневые, реже серые и зеленоватые, строматолитовые, с прослоями аргиллитов розовато-коричневых, светло-серых
Рассольнинская	RF_3rs_5	210–400	В верхней части разреза – известняки глинистые серые с прослоями туфов базальт-долеритовой (трапповой) магматической ассоциации
			Алевролиты и аргиллиты зеленовато-серые с прослоями светло-серых и розоватых песчаников
	RF_3rs_4	85–100	Песчаники светло- и розовато-серые, кварцевые и полевошпатово-кварцевые
	RF_3rs_3	60	Тонкое переслаивание алевролитов и аргиллитов темно-серых до черного, серых, зеленовато-серых с подчиненными прослоями песчаников
	RF_3rs_2	300	Песчаники аркозовые розово-красновато-вишневые полевошпатово-кварцевые, кварцитовидные, переходящие в гравелиты и конгломераты с подчиненными прослоями алевролитов
	RF_3rs_1	В. м. 200–230	Алевролиты и песчаники аркозовые сургучно-красные, розово-серые, зеленовато-серые. Аргиллиты фисташково-зеленые в тонких прослоях по всему разрезу
			В нижней половине – прослои доломитов и известняков светло- и розовато-серых, перекристаллизованных, часто песчанистых, связанных с песчаниками постепенным переходом. Нижний контакт не вскрыт

В подошве второй пачки отмечены гравелиты и конгломераты. Стратиграфический аналог имеется в разрезе Джежим-Парминской антиклинали Тимана.

Подчеркнем, трансгрессивный терригенный разрез может завершаться пачкой карбонатных пород (так называемые «завершающие доломиты»), но, чтобы он начинался с карбонатных пород, это, пожалуй, нонсенс.

Карбонатная пачка пород не вскрыта на полную мощность, поэтому можно только предполагать, что нижняя часть первой пачки рассольнинской свиты представляет собой завершение более раннего трансгрессивного цикла среднего рифея (RF_2). Это предположение логично, и оно имеет косвенное подтверждение в смежном регионе Северного Урала, представлявшего в среднерифейское время единое целое с Южным Притиманьем в составе блока земной коры Русской плиты. Также обращает на себя внимание метаморфизованость карбонатных пород, что может свидетельствовать о складчатости на границе среднего и верхнего рифея в прогибах, обрамляющих Русскую платформу (Келлер, 1968).

Осадочные породырассольнинской свиты не метаморфизованы. Ф.А. Курбацкая при микроскопическом описании пород верхнего рифея неоднократно отмечала, что все они изменены до стадии позднего катагенеза (Серебренников и др., 1983ф; Курбацкая и др., 2001).

Более поздними геологосъемочными работами на Северном Урале (Морозов, Алексеев, 1995; 1997) установлены метаморфизованные карбонатные отложения среднего рифея мойвинской и муравьинской свит (RF_2mv+mr) Верхнепечорско-Кутимскогоантиклинория Центрально-Уральского поднятия. Вопрос о том, возможно ли установить полную аналогию между породами нижней части рассольнинской свиты Южного Притиманья и мойвинской и муравьинской свитами Северного Урала, на данном этапе исследования остается открытым и требует дальнейшего изучения. Тогда, с точки зрения цикличности рифейских формаций (Келлер, 1973), выделенные отложения нижней части первой пачки рассольнинской свиты отвечали бы среднему рифею (RF_2) и являлись бы его завершением. Данный вопрос мы обозначили бы как одну из проблем стратиграфии рифейских отложений Южного Притиманья.

Началу собственно верхнерифейского мегацикла, как мы уже отмечали, соответствует вторая пачка рассольнинской свиты (RF_3rs_2), представленная терригенными грубообломочными отложениями, а также аркозовыми песчаниками. Вверх по разрезу литология пород изменяется в сторону уменьшения гранулометрического размера зерен; это – песчаники, алевролиты, аргиллиты, а также их переслаивание (RF_3rs_3), что, в целом, соответствует общему трансгрессивному циклу осадконакопления.

Цвет пород также является важным индикатором их генезиса. Красные тона отложений второй пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_2) сменяются серыми и зелеными – третьей (RF_3rs_3). Это, как и гранулометрия отложений, может свидетельствовать о постепенном углублении осадочного бассейна и меньшей степени окисления железа в его глубине.

Кварц-полевошпатовые песчаники четвертой пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_4) выглядят почти полным аналогом аркозовых песчаников второй пачки (RF_3rs_2). Возможно, на этой временной границе могло произойти событие, приведшее к обмелению водоема и усилению размыва пород кристаллического фундамента Русской плиты, что очевидным образом происходило неоднократно, в том числе и в более позднее (например, в ранневендское время –$V_1uč_2$). Это событие можно трактовать как отголосок эвстатических колебаний Печоро-Баренцевоморского палеоокеана на стадии спрединга океанической коры.

Отложения пятой пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_5) опять показывают трансгрессивно направленный, в целом, процесс осадконакопления на северо-восточной (в с.к.) пассивной окраине Русской плиты. Отмечая несколько неустойчивый характер тектонической обстановки рассольнинского времени в Южном Притиманье, мы полагаем, что изучаемая территория находилась на периферии основных тектонических событий, происходивших в смежном океаническом регионе.

Анализ литологических особенностей пород приводил исследователей к единому мнению о том, что породы рассольнинской свиты, как и зильмердакской свиты на Южном Урале, формировались в континентальных и прибрежно-морских условиях при быстром накоплении осадков. Отложения рассольнинской свиты Южного Притиманья соотнесены со стратотипом верхнерифейских отложений Южного Урала (Чочиа, 1955) и отнесены к фалаховой формации, по Б.М. Келлеру (1973) и Ф.А. Курбацкой (1985). Ю.Д. Смирнов относил их к аллохтонной терригенной формации миогеосинклинальных областей (Смирнов и др., 1977).

В нижней части разреза пятой пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_5) описаны алевролиты и аргиллиты зеленовато-серые с прослоями светло-серых и розоватых песчаников. В верхней части пятой пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_5) терригенные отложения сменяются карбонатными, причем в последних отмечаются прослои и линзовидные тела туфов базальт-долеритовой (траповой) магматической ассоциации($T\beta RF_3dr$). Кроме того, глинистые известняки верхней части разреза отличаются от таковых вышележащей дёминской свиты цветом. Следуя инструкциям по геологической съемке (Инструкция…, 1987; Инструкция…, 1995), верхнюю часть разреза можно было бы выделить в самостоятельное стратиграфическое подразделение, как это рекомендуют справочники по полевой геологии (Лавров, 1989). Исходя из единства трансгрессивного цикла, начинающегося с базальных грубообломочных отложений и завершающегося карбонатами, такой подход кажется вполне корректным. Отметим также главную особенность этих карбонатных отложений – присутствие основных вулканитов в их составе. На особенностях вышеупомянутой верхней части разреза мы остановимся в других разделах этой главы. Здесь же отметим, что проявление платформенного (траппового) магматизма является достаточно опре-

деленным индикатором тектоно-магматической активизации платформы. Насколько интенсивна эта активизация – это другой вопрос. Ф.А. Курбацкая (2007) допускает локальное развитие вулканитов в составе фалаховой формации при грабеновом тектоническом режиме в континентальных и прибрежно-континентальных условиях. Вопрос ограниченного магматизма как по времени, так и по интенсивности его проявления мы обозначили бы как еще одну проблему в геологической истории Южного Притиманья.

Отложения деминской свиты верхнего рифея (RF3dm) без видимого перерыва залегают на породах рассольнинской (RF3rs) и представлены глинистыми вишневыми строматолитовыми известняками. Прослои серых и зеленоватых глинистых известняков редки, как и прослои аргиллитов розовато-коричневых, светло-серых. В колчимской антиклинали отложения деминской свиты, как и отложения рассольнинской свиты, естественных обнажений не образуют и для геологического изучения требуют постановки комплекса тяжелых и легких горных работ.

Разрез отложений деминской свиты наблюдался нами в карьере месторождения «Верховья реки Большой Колчим. Линия 178», где он был вскрыт экскаваторным способом. В северо-западной стенке карьера вскрыты известняки вишнево-красные, красно-коричневые, глинистые, с характерной тонкой, пологоволнистой, ленточной слоистостью, подчеркнутой послойно различными оттенками красного цвета. Ленточная слоистость может свидетельствовать о накоплении осадка в спокойной лагунной обстановке (Чочиа, 1955). Красящее вещество, как это нередко бывает в древних породах, представлено тонкодисперсным гематитом (Серебренников и др., 1983). По наблюдениям в шлифах, красящее вещество располагается слоями. Известняки образуют мелкослоистую толщу с мощностью слоев 10–12 см. Видимая мощность выхода – 1,5 м; длина выхода – 18 м. Элементы залегания: аз. пад. ЮЗ 230–240, угол падения 40^0. Далее на юго-запад встречается еще несколько выходов подобных вишнево-красных глинистых известняков. Выше этой красноцветной толщи встречены известняки серые, желтовато-серые со сходными элементами залегания видимой мощностью 2 м. Стратиграфически выше известняков залегают аргиллиты вишнево-красные выветрелые, образующие мелкодресвяную осыпь. Элементы залегания совпадают с таковыми у нижележащих известняков. Видимая мощность слоя аргиллитов – 4,5 м. Все описанные породы находятся в моноклинальном залегании с общим падением на юго-запад.

Севернее, и только в разрезе Камня Рассольный, Е.В. Владимирская выделяла в составе деминской свиты нижнюю и верхнюю пачки, разделенные двумя пачками песчано-аргиллитовых пород, причем основной объем свиты (верхняя пачка) составляли все-таки мергели. В кровле свиты породы светлеют и приобретают розовато-серый и серый цвет (Чочиа, 1955).

С точки зрения формационного анализа важно отметить смену терригенной формации рассольнинской свиты на карбонатную формацию деминской свиты, или фалаховой – на карбостромовуюгеогенерацию (Курбацкая, 2007).

Отложения низьвенской свиты верхнего рифея (RF_3nz) без видимого перерыва залегают на породах дёминской (RF_3dm) и представлены, в основном, сероцветной доломитовой толщей, которая разделена на три пачки (подсвиты). Доломиты первой пачки (RF3nz1) мощностью 700 м – темно-серые, тонко-мелкозернистые, мелко-среднеслоистые, часто глинистые. Причем в средней части разреза встречен прослой песчаников кварцевых, разнозернистых (мощностью до 4 м). Доломиты второй пачки (RF3nz2) мощностью 200 м – серые со строматолитами. При этом в средней части, в 100 м от подошвы пачки, отмечены линзовидные прослои (0,1 м) кварцевых гравелитов с галькой серовато-желтого кварца.

Прослои разнозернистых песчаников и линзы грубообломочного материала могут свидетельствовать о временном изменении береговой линии и даже об ее отступлении, что является предвестником более крупных геологических событий. Так, в основании третьей пачки низьвенской свиты (RF3nz3) на волнистой поверхности строматолитовых доломитов залегают песчаники мощностью 1,0 м кварцевые с гравийными зернами. Также в 16 м от подошвы пачки описаны седиментационные брекчии («околорифовые»), представленные обломками органогенных доломитов. На стратиграфической границе двух подсвит отмечается контакт с размывом. В целом доломиты третьей пачки низьвенской свиты (RF3nz3) светло-серые и вишнево-серые, прослоями окремнённые, часто строматолитовые и глинистые, с линзовидными прослоями кварцевых гравийных песчаников.

Отложения низьвенской свиты завершают верхнерифейский цикл. Судя по типовым разрезам Южного Урала, отмечает Ф.А. Курбацкая (2007), для карбостромовой формации характерны внутренние перерывы, которые устанавливаются как в основании свит, так и в основании более мелких циклитов. Такие более мелкие циклиты мы видим во всех трех подсвитахнизьвенской свиты, по крайней мере, два в нижней подсвите и два в средней подсвитенизьвенской свиты. Многочисленные мелкие циклиты в третьей пачке низьвенской свите могут свидетельствовать о неустойчивой тектонической обстановке и начавшейся смене тектонического режима, связанной с субдукцией в смежном океаническом бассейне Тиманского подвижного пояса.

Цикличность рифейских отложений Южного Притиманья представлена нами в виде табл. 2.1.2, в которой циклы увязаны с тектоническими обстановками изучаемой территории. В основании верхнерифейского цикла нами показан среднерифейский цикл в его завершающей фазе, который требует дальнейшего изучения. Проблемные стратоны, о которых говорилось выше, обозначены знаком вопроса.

Как следует из табл. 2.1.2, они касаются пограничных толщ рассольнинской свиты в ее подошве и кровле, однако не только. Стратиграфический перерыв между второй и третьей пачкой низьвенской свиты также почти не изучен, как и многочисленные, судя по смене карбонатных и терригенных фаций, внутриформационные перерывы низвенской свиты. Все подобные формационные и внутриформационные перерывы требуют дополнительного исследования, сложность которого связана с труднодоступностью этих геологических объектов и возможностью их изучения только с помощью буровых работ. Так, о континентальных формациях крупного стратиграфического перерыва между рифеем и вендом почти ничего не известно, кроме косвенных данных, устанавливаемых по литологии основания вендских пород.

Переходя к рассмотрению вендского комплекса пород Южного Притиманья, необходимо еще раз отметить, что отложения нижнего и верхнего венда относятся к разным стадиям развития Восточно-Европейской платформы, Тиманскойраннебайкальской и Древнеуральской позднебайкальской подвижных систем.

Таблица 2.1.2

Рифейскиециклы осадконакопления и тектонические обстановки в Южном Притиманье

Цикл	**Свита**	**Временной интервал**	**Циклит**	**Тектоническая обстановка**	**Формация**
Перерыв					Кор выветривания (?)
Верхнерифейский	Низьвенская	RF_3nz_3		Эмерсивная	Карбостромовая
		Перерыв внутриформационный			
		RF_3nz_2	2	Регрессивная	
			1		
		RF_3nz_1	2		
		RF_3nz_1	1	Инундационная	
	Деминская	RF_3dm			
	Рассольнинская	RF_3rs_5	2		
			1	Трансгрессивная	Фалаховая
		RF_3rs_4			
		RF_3rs_3			
		RF_3rs_2			
Среднерифейский		RF_2 (?) – RF_3rs_1	2	Регрессивная	Терригенная
			1	Инундационная	Карбостромовая

В геологии Южного Притиманья традиционно отложения устьчурочинской ($V_1uč$), чурочинской ($V_1čr$) и ильявожской (V_1iv) свит относятся к нижнему венду, а кочешорской свиты ($V_2kč$) – к верхнему (Водолазская и др., 2005).

В литологической колонке и в наших таблицах мы следуем этому традиционному взгляду.

Таблица 2.1.3

Литология вендских отложений Полюдово-Колчимского антиклинория (по: Серебренников и др., 1983), с дополнениями автора

Свита	Пачка	Мощность, м	Описание пород
Кочешорская	$V_2kč_2$	435–635	Переслаивание (снизу вверх): зеленовато-серых (табачных) песчаников и конгломератов полевошпатово-кварцевых; алевролитов зеленовато-серых мелкослоистых; конгломератов полевошпатово-кварцевых на песчаниковом цементе
	$V_2kč_1$	890–1090	Переслаивание песчаников полевошпатово-кварцевых, кварцевых серых с алевролитами и аргиллитами зеленовато-серыми. В подошве свиты – гравелиты с обломками плохоокатанных алевролитов и аргиллитов ильявожской свиты
Ильявожская	V_1iv_2	400–410	Верхняя пачка имеет подобное нижней двучленное строение: верхняя часть – пестроцветные алевролиты и аргиллиты с прослоями глауконитовых песчаников; нижняя часть – зеленовато-серые песчаники кварцевые и полевошпатово-кварцевые
	V_1iv_1	480–490	Верхняя часть пачки представлена переслаиванием алевролитов и аргиллитов красно-вишневых и зеленых. Нижняя – песчаниками кварцевыми, полевошпатово-кварцевыми серыми, зеленовато-серыми м-мр/з, с включениями идеально окатанных зерен кварца
Чурочинская	$V_1čr_4$	73–360	Переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников зеленовато- и вишнево-серых. Тиллиты только на севере Колчимской антиклинали
	$V_1čr_3$	125	Углистые аргиллиты темно-серые, до черных; переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов темно-зеленых, серых.
	$V_1čr_2$	220–775	Тиллитовидные конгломераты с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов, в кровле пачки – доломиты
	$V_1čr_1$	150–320	Переслаивание песчаников кварцевых, полевошпатово-кварцевых и алевролитов вишнево-зеленовато-серых с зернами гематита и глауконита
Устьчурочинская	$V_1uč_2$	390	Песчаники кварцевые, полевошпатово-кварцевые, гематит-кварцевые красные. По составу напоминают песчаники рассольнинской свиты
	$V_1uč_1$	420	Верхняя часть первой пачки представлена типичной зеленосероцветнойфлишоидной толщей полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Нижняя часть, мощностью 63 м, представлена красноцветными алевролитами и аргиллитами с тонкими линзами гравелитов. Базальные слои (0,9 м) – тиллитовидый конгломерат (фангломерат) с обломками карбонатов деминской свиты, а также обломками гранитогнейсов, измененных кислых эффузивов, кварцитов, глинистых сланцев, кварца, кремней. Контакт с нижележащей третьей пачкой низьвенской свиты RF_3nz_3 с размывом

Литологическое описание пород вендской системы, наиболее полно представленных в Колчимской антиклинали Южного Притиманья, составлено нами, в основном, по материалам В.К. Серебренникова (1983) и приведено в табл. 2.1.3.

Как можно видеть из рис. 2.1 и табл. 2.1.3, разрез вендских отложений начинается с базальных слоёв устьчурочинской свиты ($V_1 uč_1$), фиксирующих размыв нижележащих карбонатных отложений низьвенской свиты верхнего рифея. Выше них залегают относительно маломощные красноцветные, а затем более мощные флишоидные серо-зеленоцветные терригенные породы с глауконитом.

Флишоидный характер большей части толщи может свидетельствовать о том, что на территорию восточной части Полюдово-Колчимскогоантиклинория, в зону бывшей Полюдовской перикратонной впадины, опять зашло море, причем со стороны Древнеуральской подвижной системы. Если сохранить название при изменении «статуса» этого образования, его можно назвать Полюдовским заливом.

Источником сноса обломочного материала могли служить осадочные породы буркочимского комплекса и кристаллического фундамента Русской плиты. Западный источник сноса также подтверждается отложениями второй толщи устьчурочинской свиты ($V_1 uč_2$), представленной красноцветными полевошпат-кварцевыми песчаниками, образовавшимися, вероятно, в результате размыва песчаников рассольнинской свиты верхнего рифея.

В некоторых шлифах в полимиктовых песчаниках устьчурочинской свиты отмечаются прослои титано-циркониевых минералов, обычных для пляжных фаций (Курбацкая и др., 2001). Трансгрессия устьчурочинского времени была локальной и не проникла в западную часть Полюдовско-Колчимского антиклинория, где отложений нижнего вендских не наблюдается (табл. 2.1.4).

В отложениях устьчурочинской свиты можно предполагать два трансгрессивных цикла: нижний ($V_1 uč_1$) и верхний ($V_1 uč_2$). Последний, по данным структурного бурения (Щербакова и др., 2002), венчается пачкой аргиллитов, которая, как надо полагать, сохранилась фрагментарно. Суммируя вышесказанное, можно сказать, что базальные слои нижнего венда ($V_1 uč_1$) сохранили следы размыва и прослои конгломератов, отмечающих начавшуюся трансгрессию моря после эмерсивной стадии на рубеже рифея и венда.

Ю.Д. Смирнов отмечает также флишоидный характер осадков устьчурочинской свиты ($V_1 uč$), что в сочетании с рядом признаков (ритмичное переслаивание пород, наличие мелких складок оползневых процессов, полимиктовый состав обломочного материала, волноприбойные знаки и тонкая горизонталь-

ная слоистость, широкое распространение глауконита) говорит о накоплении осадков в морских условиях и в волноприбойной зоне.

Литологическое описание пород вендской системы, наиболее полно представленных в Колчимской антиклинали Южного Притиманья, составлено нами, в основном, по материалам В.К. Серебренникова (1983) и приведено в табл. 2.1.3. Как можно видеть из рис. 2.1 и табл. 2.1.3, разрез вендских отложений начинается с базальных слоёв устьчурочинской свиты ($V_1 uč_1$), фиксирующих размыв нижележащих карбонатных отложений низьвенской свиты верхнего рифея. Выше них залегают относительно маломощные красноцветные, а затем более мощные флишоидные серо-зеленоцветные терригенные породы с глауконитом.

Таблица 2.1.4

Мощность отложений нижнего венда (V_1) на территории Южного Притианья (по Чочиа, 1955; Келлеру, 1968; Смирнову и др., 1977)

Район	**Мощность, м**
Язьвинско-Косьвинская моноклиналь ЦУП, р. Молмыс	видимая 375
Тулымпарминская антиклиналь, р. Кочешор	400
Колчимская антиклиналь, р. Чурочная	1500
Полюдовская антиклиналь	80
Полюдовская антиклиналь, Камень Рассольный	180
Верхнеухтымская антиклиналь	видимая 100
Среднеухтымская антиклиналь	0–175
Ксенофонтовская антиклиналь	0

Анализ вещества пород показал, что они состоят из продуктов размыва подстилающих отложений свит верхнего рифея, а также из вулканогенных пород, гранитоидов и гнейсов, источником которых являются поднятия Тимана с выходами пород кристаллического фундамента Русской плиты.

Ю.Д. Смирнов, как в дальнейшем и В.Г. Оловянишников (1997), подчеркивают, что в начале нижнего венда территория Тиманского кряжа становится сушей и областью интенсивного размыва. Продукты размыва заполняют предгорные и межгорные впадины (Смирнов и др., 1977).

Изотопный возраст отложений устьчурочинской свиты различен у разных авторов. Ю.Р. Беккер (1985) приводит цифры 680–686 млн лет. Б.М. Келлер (1985) – 665 млн лет (среднее значение). Все определения K–Ar методом по глаукониту.

О.А. Кондиайн (2011) считал возрастное положение устьчурочинской свиты в разрезе рифей-вендских отложений неточным. И не отнес отложения свиты ни к одному структурно-вещественному комплексу среднерийфеско-ранневендского мегакомплекса Тиманской подвижной системы.

В чурочинское время ($V_1čr$) в Полюдовском заливе, отшнурованном от основного бассейна осадконакопления (Келлер, 1968; Чумаков, 1990), начали формироваться континентальные отложения с тиллитовидными конгломератами чурочинской свиты. Им предшествуют отложения первой пачки чурочинской свиты ($V_1čr_1$), имеющие флишоидный характер. Мы отнесли их к третьему циклиту трансгрессивной обстановки (табл. 2.1.5).

Тиллиты наиболее распространены во второй пачке чурочинской свиты ($V_1čr_2$), но встречаются и выше по разрезу – в четвертой пачке ($V_1čr_4$). Красноцветные, реже зеленоцветныетиллитовидные конгломераты отличаются лишенным слоистости глинистым матриксом и каркасом, состоящим из сгруженного грубообломочного материала различных пород. Среди обломков встречаются и крупные валуны, и гравий, в основном, местных осадочных пород буркочимской серии и кристаллического фундамента платформы; это – обломки измененных плагиогранитов и щелочных гранитов, а также метаморфических пород: кварцитов и глинистых сланцев. Интересно, что на Среднем Урале в изохронной чурочинскойвильвенской свите (V_1vlv_2) обломочный материал тиллитовидных конгломератов также имеет местное происхождение (Суслов, Тетерин, 1997). Определенный K–Ar методом изотопный возраст гранитов, включенных в виде глыб в состав тиллитовидных конгломератов чурочинской свиты, определен в 1,45 млрд лет (Боровко, 1967), что определенно говорит о размыве пород кристаллического фундамента Русской плиты в ранневендскую эпоху. Чурочинская свита сложена, несомненно, ледниковыми образованиями (Постникова, 1972).

Разрез отложений второй пачки чурочинской свиты ($V_1čr_2$) завершает толща доломитов – «венчающих доломитов» мощностью 10 м (Чочиа, 1955). Этой толщей маркируется зона постепенного перехода от марино-гляциальных к морским отложениям, что означает, по Н.М. Чумакову (1985), окончание планетарного лапландского оледенения в большинстве известных краевых бассейнах Фено-Сарматии и в обрамляющих континент геосинклинальных областях.

На эпоху потепления указывает образование углистых аргиллитов третьей пачки чурочинской свиты ($V_1čr_3$), однако, судя по тому, что в четвертой пачке ($V_1čr_4$) вновь встречаются тиллитовидные конгломераты, это была межледниковая эпоха криогения и, возможно, не одна, как и эпохи оледенения. Интересно отметить достаточно локальный характер межледниковой эпохи чурочинского времени, как оледенения, выраженного в отложениях четвертой пачки чурочинской свиты. Очевидно, что в это время Полюдовская лагуна то покрывалась льдом, то освобождалась ото льда. В западной части Южного Притиманья существовало материковое и горное (Тиманское) оледенение, отложений нижнего венда здесь не наблюдается.

Анализ мощностей отложения нижнего венда на территории Южного Притиманья в направлении с юго-востока (палео-Урал) на северо-запад (Тиман) показывает резкое их сокращение вплоть до полного исчезновения (см. табл. 2.1.4).

Наибольшие мощности отложений нижнего венда на территории Южного Притиманья приближены к смежному региону Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория и могут обозначать отшнурованный от основного бассейна залив, лучевидно выклинивающийся. Возможно, здесь просматривается определенное влияние активизировавшейся Уральской окраины Русской плиты. С другой стороны, продолжения на северо-запад этот заливообразный бассейн не получил, что мы связываем с влиянием растущего Тиманского орогена, возникшего в результате коллизии Русской и Печорской плит (Оловянишников, 1997).

Н.М. Чумаков (1985) считает, что чурочинская свита мощностью 500 м сложена ледниковыми континентальными (ортотиллиты, варвиты, конгломераты), мариногляциальными (акватиллиты, ледовые отложения) и морскими (сланцы, доломиты) фациями. При этом исследователь отмечает, что континентальные фации лапландского горизонта в шельфовой зоне Фено-Сарматии переслаивались с марино-гляциальными.

М.Л. Клюжина (1982) относила отложения чурочинской свиты серебрянского (ранневендского) этапа осадконакопления к терригенной формации, содержащей тиллитовидные конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты. Исследователь считала, что средней и верхней частям серебрянского комплекса в районе отвечает перерыв в осадконакоплении.

О.А. Кондиайн (2011) отмечает перерыв в верхах чурочинской свиты и также относит ее (с большой долей условности) к серебрянскому структурно-вещественному комплексу среднерийфейско-ранневендского мегакомплекса Тиманской подвижной системы общей мощностью около 450 м.

Определений изотопного возраста чурочинской свиты нет. Однако отмечено, что время образования отложений чурочинской свиты «зажато в вилку» между значениями 665 млн лет (устьчурочинскаясвита) и 614 млн лет (ильявожская свита) (Боровко, 1967; Келлер, 1985; Чумаков, 1985).

О.А. Кондиайн (2011) объединяет ильявожскую (V_1iv) и кочешорскую ($V_2kč$) свиты в сылвицкий структурно-вещественный комплекс позднерифейско-вендского мегакомплекса Древнеуральской подвижной системы. Он отмечает, что в обеих свитах, сложенных алевролитами, аргиллитами, полевошпат-кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, чередуются красноцветные породы с серо-зеленоцветными; в обеих встречаются микрофоссилии; комплекс залегает с размывом на отложениях нижнего венда, перекрывается с

угловым несогласием отложениями полюдовской (O_3pl) или колчимской свит (S_1kl). В формационном плане О.А. Кондиайн относит сылвицкий структурно-вещественный комплекс к верхневендским молассам поздней стадии развития Древнеуральской подвижной системы (Кондиайн, 2011).

В.П. Пучков (2010) также относит отложения верхнего венда к молассам (2010), а Д.В. Гражданкин с коллегами (2010) – к шлировой формации, накапливавшейся в дистальных обстановках Мезенского палеобассейна.

Ф.А. Курбацкая (1985; 2001; 2007) относит отложения верхнего венда (V_2) к флишоидно-молассодной формации, которая отличается от типичных флишевых и молассовых формаций условиями образования. В породах флишоидной субформации отсутствуют градационная слоистость, турбидиты, олистолиты и олистостромы. Породы молассоиднойсубформации характеризуются полимиктовым составом и преобладанием грубообломочных разностей, преобладающим сносом с поднятий платформы, где пользуются широким распространением.

Несмотря на отмеченное О.А. Кондиайном (2011) сходство пород ильявожской (V_1iv) и кочешорской ($V_2kč$) свит, необходимо уточнить, что в подошве кочешорской свиты наблюдаются гравелиты с обломками плохоокатанных алевролитов и аргиллитов ильявожской свиты (см. табл. 2.1.3), что может говорить о размыве и возможном перерыве между отложениями этих свит.

Мощность ильявожской и кочешорской свит сылвицкого комплекса в восточной части Полюдово-Колчимскогоантиклинория, по данным (Серебренников и др., 1983ф) составляет 1700–2400 м. По мнению И.П. Тетерина (Петухов, Тетерин и др., 2000ф), эти мощности завышены в несколько раз, ибо при их определении не учитывалась складчатость отложений. И, действительно, складки в вендских отложениях наблюдались нами в относительно недавних техногенных разрезах в устье и в среднем течении на правом берегу р. Чурочная.

Таблица 2.1.5

Вендские циклы осадконакопления и геотектонические обстановки в Южном Притиманье

Цикл	Эпоха	Время	Циклит	Тектоническая обстановка	Формация
Перерыв					
Вендский	Верхневендская	$V_2kč$	2	Предгорного прогиба	Молассоидная (шлировая)
			1		
	Нижневендская	V_1iv	2		Флишоидная
			1		
		$V_1čr$	–	Эмерсивная	Терригенная с тиллитами
		$V_1uč_2$	2	Регрессивная	Флишоидная
		$V_1uč_1$	1	Трансгрессивная	
Перерыв					

В западной же части Полюдово-Колчимскогоантиклинориясылвицкий комплекс из разреза выпадает, и палеозойские отложения с угловым несогласием ложатся на породы верхнего рифея. Таким образом, подтверждается, что на протяжении всего вендского периода в западной части Южного Притиманья существовал континентальный режим, связанный со становлением Тиманского орогена, возникшего в результате коллизии Русской и Печорской плит.

Радиологический возраст ильявожской свиты, определенный K–Ar методом по глаукониту, составляет 635–622 млн лет, кочешорской – 590–569 млн лет (Беккер, 1985). Других датировок изотопного возраста пород с конца 1960-х гг., также, как и для пород верхнего рифея, до сих пор не появилось.

Цикличность вендских отложений Южного Притиманья представлена нами в виде таблицы, в которой разноуровневые циклы (мегациклы, циклы, циклиты) увязаны с геотектоническими обстановками изучаемой территории (см. табл. 2.1.5).

Формирование вендских формаций происходило в континентальной обстановке предгорного прогиба при образовании морского бассейна (залива) со стороны Древнеуральской подвижной системы в нижнем венде. Необходимо заметить, что этот прогиб испытывал гораздо меньшую интенсивность погружения, нежели ранневендский рифт Древнеуральской подвижной системы, где отложения нижнего венда имеют значительно большую мощность и насыщены магматикой. В западную часть Южного Притиманья ранневендский залив не распространялся, соответствующих отложений здесь нет. Исходя из всего вышесказанного, мы связываем образование и развитие ранневендского осадочного бассейна (залива) на территории Южного Притиманья с влиянием рифта Древнеуральской подвижной системы. Возможно, этот залив являлся недоразвитым рифтом (Ибламинов, Лебедев, 1997), луч которого не имел продолжения. Гипотеза о ранневендском Полюдовском рифте (Клюжина, Дембовский, 1985), или рифте Тимано-Уральского типа (Курбацкая, 2007), простирающемся вдоль всей северо-восточной окраины Русской плиты, по нашим данным, не получила подтверждения. При трансгрессивной геотектонической обстановке в Полюдовском заливе (если использовать географическую составляющую термина вышеупомянутых авторов) накапливались флишоидные отложения двух циклитов нижневендских отложений (см. табл. 2.1.5). Появление в разрезе второй и четвертой пачек чурочинской свиты тиллитовидных конгломератов является свидетельством существования континентальной обстановки в Южном Притиманье. В эпоху материкового лапландского оледенения и межледниковых эпох эмерсивной стадии нижневендский залив заполнялся диамиктами различного генезиса, тиллитами и тиллоидами (по классификации Н.М. Чумакова, 1990).

Формирование краевого прогиба в позднем венде мы связываем с завершением тиманской складчатости и образованием Тиманского прогиба (термин В.М. Проворова, 1994). В поздневендскую эпоху ему отвечал залив Мезенского палеобассейна (Гражданкин и др., 2010). Отложения ильявожской и кочешорской свит мы разделили на четыре циклита (см. табл. 2.1.5), два нижних из которых (V_1iv_1–$V_2kč_1$) соответствуют флишоидной формации предгорного краевого прогиба, а два верхних ($V_2kč_2$) – молассовой, или шлировой, по определению Д.В. Гражданкина с коллегами (2010), формации.

Таким образом, анализ циклов осадконакопления и тектонических обстановок в Южном Притиманье приводит нас к выводу о том, что фациальные условия в Южном Притиманье на территории ВАР существенно отличались от таковых на Среднем Урале, как они изучены многолетними исследованиями Ф.А. Курбацкой (1968, 1985, 2007).

Главные палеогеографические отличия Полюдовской зоныот Среднего Урала таковы: 1) перикратонный залив, а не рифт; 2) умеренное и относительно недолгое проявление тектоно-магматической активности региона; 3) длительное существование континентальной суши на границе верхнего рифея и венда, а также самого венда; 4) заложение и эродированиеТиманского орогена; 5) основополагающая зона сноса обломочного материала приходится на Тиман и внутренние районы эпикарельского кратона ВЕП; 6) при условии кимберлитового магматизма на восточной окраине ВЕП геологически почти синхронно могли начать формироваться первые промежуточные коллекторы алмазов в грубообломочных толщах верхнего протерозоя и в корах выветривания, развивающихся по породам кристаллического фундамента ВЕП.

2.2. Палеотектоника

В современном структурном плане территория Южного Притиманья представляет собой сложно построенную зону сочленения разновозрастных и вещественно неоднородных блоков земной коры.

Прежде всего, это Русская плита с наиболее древними породами Балтийского щита в Карело-Кольском регионе – более 3500 млн лет (Богданов, 1990) и в наиболее приближенной к району данного исследования Волго-Уральской области – 2500–1600 млн лет (Пучков, 2010). Архейско-нижнепротерозойские породы в основании Русской плиты (AR_2–PR_1) являются ее кристаллическим фундаментом, тем вещественным основанием, на котором продолжалось ее геологическое развитие. По С.В. Богдановой, эти древнейшие блоки земной коры в регионе, включая Сарматский, на рубеже среднего и верхнего рифея (око-

ло 1 млрд лет т.н.) объединяются в кратон Балтика (Богданова, 2009; Хераскова и др. 2023).

О геологическом строении кристаллического фундамента региона можно судить лишь косвенно по геофизическим данным. Наиболее древние структуры фундамента Русской плиты в физических полях имеют северо-западное и субширотное простирание. Такое строение физических полей позволило проинтерпретировать их как результат наличия в фундаменте гранит-зеленокаменной области (ГЗО) архея, что является характерным для фундаментов древних кратонов. Архейско-нижнепротерозойский (AR_2–$PR._1$) субстрат земной коры изучаемой территории принадлежит к Русской плите, имеющей мозаичное строение. Эта мозаика гранитных блоков, сшитых зонами подвижных поясов, получила название гранит-зеленокаменных областей (Ибламинов, Алванян, 2018). Гранит-зеленокаменные области формировались в условиях планетарной обстановки эмбриональной тектоники плит среднего и позднего архея при существовании археоплатформенной (гранитогнейсовые поля) и археогеосинклинальной (зеленокаменные пояса) групп обстановок. В раннем протерозое область находилась в протоплатформенных условиях.

Изучению строения фундамента Восточно-Европейской платформы, границ распространения архейско-нижнежнепротерозойского фундамента на восток, в уральскую зону, области контакта эпикарельской платформы с эпибайкальскими (Тиман) и эпигерцинскими (Урал) структурами способствовало представление о поперечных уральским структурам более древних, секущих Урал, в том числе и Тимана (Олли, 1966; Кондиайн, 1967; Ибламинов и др., 2019).

В соответствии с современными представлениями, фундамент Русской плиты является наиболее древней структурой в регионе и представляет собой архейский кратон, сложенный чередующимися полосами зеленокаменных и гранитогнейсовых пород, образующими единую гранит-зеленокаменную область. Наиболее древние структуры фундамента Русской плиты в физических полях имеют запад-северо-западное и субширотное простирание. Они представляют собой чередование полосовых магнитных аномалий, фиксирующих породы с повышенной магнитной восприимчивостью и ограниченных градиентными зонами магнитного поля, с полосами слабо магнитных пород. Описываемые структуры фиксируются только в фундаменте и пересекаются всеми остальными структурами. Поверхность фундамента на Камском своде залегает на глубине порядка 5 км, в северо-восточном направлении она постепенно погружается до 10 км под Полюдово-Колчимскимантиклинорием и остается неизменной в пределах Печорской плиты. Поверхность Конрада, т.е. граница, разделяющая нижний и верхний слои земной коры, под Полюдово-

Колчимскимантиклинорием не фиксируется, что может служить указанием на то, что над ним существует пологий подъем поверхности литосферной мантии, обусловливающей подъем кровли корово-мантийного слоя, поверхности Конрада и фундамента. В пределах Печорской плиты поверхность Мохо приподнята и залегает на глубинах 40–42,5 км. В районе Полюдова кряжа поверхность Мохо опускается и фиксируется на глубинах 43–46 км, тогда как в пределах расположенного южнее блока Русской плиты она опускается до глубины 45–47 км (Варламов и др., 1990).

По результатам тематических работ, выполненных в 1980–1990-е гг. XX в., появились новые данные о глубинном строении Урала и Южного Притиманья (Зильберман, Цыганков, 1994; Лебедев и др., 2002). Строение фундамента исследуемой и сопредельных территорий затем уточнялось по новым геофизическим данным с их геологической интерпретацией (Чадаев и др., 2014; Ибламинов др., 2019).

Для Южного Притиманья важно отметить, что северное замыкание Кваркушско-Каменногорскогомегантиклинория находится на эпибайкальском фундаменте Печорской плиты, в то время как Полюдово-Колчимский антиклинорий – на эпикарельском фундаменте Русской плиты, что установлено в результате интерпретации многолетних гравиметрических и магнитометрических данных (Ибламинов, 2002; Чадаев и др., 2014; Ибламинов и др., 2019). Для тектоники и геологического развития территории этот вывод имеет далеко идущие последствия.

Цикличность верхнепротерозойских отложений хорошо выражена и изучена на Северном Урале (Морозов, Алексеев, 1995; 1997), Среднем Урале (Аблизин и др., 1982; Курбацкая, 1985; Маслов, 2012; Ибламинов, 2015) и Южном Урале (Олли, 1948; Келлер, 1973; Маслов и др., 2001). Эта особенность верхнепротерозойских отложений получила свое отражение в обобщающих работах по Тиману и Уралу. Положение ВАР в Южном Притиманье на стыке крупных тектонических структур имеет свои особенности геологического развития, исходя из стадийности которого можно выделить тиманский этап, связанный с развитием Тиманской подвижной системы ($RF_{2–3}–V_1$), и древнеуральский, связанный с развитием Древнеуральской подвижной системы ($RF_3–V_2$).

В настоящее время уже можно считать общепризнанным мнение о том, что Полюдово-Колчимскийантиклинорий является юго-восточным завершением Тиманской гряды в области стыка Урала и Тимана, имеет кристаллический фундамент, разделенный разломами глубокого заложения меридионального и северо-западного направлений на ряд блоков (Потапов, Зильберман, 1983; Ибламинов, 2002). Тиманская гряда проводится по системе кулисных разломов, объединенных под названием «Западно-Тиманский краевой шов», разделяю-

щий сегменты Европейской платформы с эпикарельским и эпибайкальским фундаментом (Гецен, 1987; Оловянишников, 1997; Пучков, 2010). Такие зоны в аккреционно-коллизионной тектонике предлагается называть шовными зонами (Нечеухин и др., 2009).

Таким образом, определяется различие «доуральского» (тиманского) и «уральского» (современного) структурного плана региона. Рубеж неопротерозоя и палеозоя на территории Южного Притиманья, на наш взгляд, является наиболее важным событием истории геологического развития.

Этот рубеж мы называем эмерсивным, поскольку именно эмерсивные рубежи открывают и завершают каждый тектонический этап и во многом определяют его геологические особенности, в том числе и формирование месторождений полезных ископаемых.

В составе Полюдово-Колчимскогоантиклинория, структуры III порядка, выделяются четыре антиклинальных структуры IV порядка (с севера на юг): Верхнеухтымская антиклиналь субмеридионального простирания, Среднеухтымская антиклиналь субширотного простирания, Полюдовская, Колчимская и Тулым-Парминская антиклинали северо-западного (тиманского) простирания. Зигзагообразное (S-образное) и «разорванное» (будинообразное) пространственное расположение этих антиклиналей давно заинтересовало исследователей, и на этот счет есть, по крайней мере, две точки зрения, подытоженные В.Н. Пучковым: 1) сильнейшая виргация уральских структур и 2) косая коллизия Русской и Печорской плит (Пучков, 2010). Хотя, на наш взгляд, и та, и другая точки зрения тектонически уравновешиваются принципом облекания древних и жестких структур более молодыми и пластичными. В качестве первых мы рассматриваем выступ эпикарельского фундамента Русской плиты в районе Колчимской и Полюдовской антиклиналей, отмеченный рядом исследователей (Варламов, Зильберман, 1990).

Ксенофонтовская антиклиналь прослеживается на продолжении структур тиманского направления и является как бы соединительным звеном между собственно Тиманом и Южным Притиманьем. Однако интересно отметить ее субмеридиональное (уральское) простирание по позднепротерозойскому структурному плану и северо-западное (тиманское) – по структурному плану пермского времени. Из чего следует, что ундуляция и разворот Ксенофонтовской антиклинали совпадают с причинами того же самого действия, которые привели к развороту Верхне-Ухтымской антиклинали в субмеридиональном направлении. Поскольку общее северо-западное направление тиманского глубинного шва при этом не изменилось (Курбацкая, 1995), обе структуры остаются тиманскими. По нашему мнению, они фиксируют границы более тонкой земной коры Печорской эпибайкальской плиты, подвергшейся мощному надвиговому давле-

нию со стороны Урала в герцинский орогенез. При этом блок с мощной континентальной корой Русской эпикарельской плиты в районе Полюдовской, Колчимской и Тулымпарминской антиклиналей сохранил свое исходное структурное положение, согласное с простиранием Тиманид. Даже срыв части этого блока и его небольшое латеральное перемещение (30–40, до 70 км (Щербаков и др., 1997) в активную фазу герцинского орогенеза можно считать косвенным доказательством жесткости этого блока эпикарельского фундамента Русской плиты.

Из всех антиклинальных структур Южного Притиманья наиболее изучена Колчимская антиклиналь, однако и в ее исследовании существуют значительные пробелы, вызывающие различную интерпретацию.

На наш взгляд, изучение Колчимской антиклинали позволит решить некоторые главные геологические проблемы исследуемого района, о чем и пойдет речь в дальнейшем.

2.3. Стадийность геологического развития

Идея стадийности геологического развития в настоящее время представляется настолько же сама собой разумеющейся, как идея цикличности в недалеком прошлом. Однако нельзя забывать, что между двумя этими идеями проходит, если можно так выразиться, «идеологический водораздел». Другими словами, в истории науки они связаны с разными геологическими парадигмами. Идея цикличности (полицикличности) – с фиксистской парадигмой первой половины XX в., основанной на хорошо разработанной советскими геологами геосинклинальной теории, идея стадийности – с мобилистской парадигмой второй половины XX в., основанной на концепции тектоники плит.

«Идеологический водораздел» между двумя мировыми геологическими парадигмами многие называют «научной революцией», подчеркивая принципиальное различие обеих идей и методологические следствия из них. Однако диалектически в каждом различии (отрицании) заложена доля единства (отрицание отрицания), связывающая отдельные этапы развития в общий процесс (Косыгин, 1983). Так, нельзя не заметить, что идея цикличности органично и полностью вошла в парадигму тектоники плит (Хаин, 2003).

Так, как полагают некоторые исследователи, неомобилизм после новой научной революции войдет как составная часть в парадигму глобальной геодинамики. Некоторые называют ее «синергетика», хотя не исключено, что в будущем название новой парадигмы может и измениться. Свидетельства самого начала такого процесса представляются в видоизменении неомобилизма революционной «эпохи бури и натиска» (Хаин, 2003) и современной теории текто-

ники плит, а также требующих осмысления фактов фрактальности, самоподобия и самоорганизации природных объектов на основе представлений о принципиальной нелинейности реальных процессов в открытых природных системах (Летников, 1992). Таким образом, идея стадийности, по нашему мнению, является основополагающей в современной геологии (Пактовский, 2019).

В связи со сложностью геологического строения исследуемой территории необходимо уделить некоторое внимание терминологии геологического районирования Урала с целью ее унификации, как это рекомендует ведущий Всероссийский геологический институт. По схеме районирования Урала, представленной в коллективной монографии «Геология и полезные ископаемые России» (ВСЕГЕИ, 2011), изучаемая территория почти полностью входит в Западную мегазону Уральской складчатой системы и расположена на границе трех крупных структур: Урала, Восточно-Европейской (ВЕП) эпикарельской и Тимано-Печорской (ТПП) эпибайкальской платформ. По структурно-тектоническим признакам территория входит в состав Приуральских приразломных наложенных поднятий и называется Колчимско-Полюдовской. Расположенная юго-западнее Ксенофонтовская антиклиналь включена в состав выступов фундамента Тиманскойантеклизы. По типу глубинного строения земной коры территория относится к переходному подтипу – перикратонно-рифтовому (Колчимско-Вижайская зона) и внутрикратонно-перикратонному (Кваркушская зона). Обе зоны входят в Западную область Урала и разделяются трансрегиональным секущим разломом северо-западного (тиманского) направления. Геологические структуры Западной мегазоны развиты на континентальной коре с архейско-нижнепротерозойским кристаллическим фундаментом и по глубинному строению и формированию литосферы имеют много общих черт с ВЕП и ТПП. Это строение отражено на карте глубинного строения земной коры Урала масштаба 1:1 000 000 под редакцией Н.Г. Берлянда (1983).

При сопоставлении разных схем районирования Урала элементы наиболее крупного ранга совпадают (ВСЕГЕИ, 2011), поэтому изменение их названий нельзя считать оптимальным решением. Западная мегазона по структурно-тектоническим признакам подразделяется на Западно-Уральскую зону линейных структур и Центрально-Уральскую антиклинорную зону. Среди уральских геологов со времен И.Д. Соболева (1966; 1983) были приняты названия: Западно-Уральская зона складчатости (ЗУЗС) и Центрально-Уральское поднятие (ЦУП) соответственно. Этими традиционными названиями таксонов наиболее крупного ранга мы и будем пользоваться, тем более что смысловой объем этих терминов совпадает.

По схеме распространения структурно-вещественных комплексов (СВК) Урала, составленной О.А. Кондиайном, территория принадлежит нескольким

мегакомплексам: тиманскому геосинклинальному (RF_2–V_1), позднебайкальскому древнеуральскому геосинклинальному (RF_3–V), урало-тиманскому платформенному (V–Є). Причем древние СВК, по этой схеме, увязываются с историей возникновения и распада суперконтинентов: Родинии (RF_1–RF_2) и Вендии (V_2–Є). Древние комплексы, по этой схеме, находятся в обрамлении урало-сибирской «молодой» платформы (области завершенной складчатости), принадлежащей по времени становления к суперконтиненту Пангея (T–N), или «вегенеровской» Пангее, по В.Е. Хаину (1997). Эпохи развития подвижных систем и платформ подразделяются на стадии: раннюю, среднюю и позднюю.

В основе выделения стадий лежит формационный анализ. Ранняя стадия характеризуется мощным проявлением базальтового и ультраосновного магматизма при подчиненном развитии осадочных пород; средняя стадия – резким сокращением продуктов основного магматизма и сменой кремнисто-глинистых формаций терригенными и карбонатными флишоидными; поздняя стадия – скачкообразным возрастанием кислой магматики и сменой флишоидных осадков молассовыми. При этом предполагается, что первая стадия отвечает рифтовой обстановке (континентального рифта, перерастающего в океанический – спрединг новообразованного океана) и островных дуг (субдукция океанической плиты); средняя стадия – обстановкам отмирания названных структур и заложения эпиостроводужных рифтов; а поздняя стадия – обстановкам коллизии.

Очевидно, что в основе такого подхода лежит представление о цикле Уилсона в неомобилизме: «один континент – один океан» (Wilson, 1966) и трех основных этапах этого цикла: образование суперконитента – распад суперконтинента – образование нового суперконтинента с известной триадой плитотектонических процессов: спрединг, субдукция, коллизия. Таким образом, мы видим, что формационный анализ увязывается с тектоническим.

Для ЗУЗС стадийность развития отмечается как проблема, поскольку различия и границы стадий с трудом определяются по объективным природным причинам: «сквозным» распространением на разных стадиях терригенных и карбонатных формаций, а также долеритовой формации, при общем незначительном объеме магматики (Кондиайн, 2011).

Другая проблема является методологической и связана со сменой геологических парадигм (Хаин, Рябухин, 1997). На протяжении последних десятилетий уральская геология полностью перешла от статичной (точнее, полициклической, по Ю.Д. Смирнову, 1977) геосинклинальной модели к современной модели тектоники плит. За это время сформировалось представление о важности процессов континентального рифтогенеза в докембрийской геологической истории Земли и Западной мегазоны Урала (Клюжина, 1981; Курбацкая, 1985; Хаин, Божко, 1988; Милановский, 1999 и др.). Однако этот процесс занял неко-

торое время и вышел далеко за рамки периодизации, предложенной В.Е. Хаином и В.Г. Рябухиным (1997). Прежде всего, как мы уже указали, это касалось производственных геологических предприятий конца XX в.

Предварительно отметим, что в последние годы достаточно много внимания уделяется изучению суперконтинента Родиния (Богданова и др., 2009), который, как считается, образовался к началу позднего рифея (RF_3). По В.Е. Хаину (2003), это – Пангея II. Становление суперконтинента Родиния-Пангея II заняло около 400 млн лет, от 1,3 до 0,9 млрд лет назад (Божко, 2009). Распад суперконтинента связывается (Богданова, 2014) с мантийным суперплюмом (830–650 млн лет назад). Геологическая история Восточно-Европейской эпикарельской и Печорской эпибайкальской плит, в их сопряжении с Тиманским и Уральским подвижными системами в позднем докембрии, непосредственно связана с процессами становления и распада суперконтинента Родиния. Важность геологического рубежа (1 млрд лет тому назад, начало позднерифейской эры RF_3) особо подчеркивает В.Е. Хаин, поскольку именно с этого времени механизм тектоники плит стал подобен современному (Хаин, 2003).

История геологического развития Восточно-Европейской эпикарельской и Печорской эпибайкальской плит, в их сопряжении с Тиманским и Уральским подвижными системами, характеризуется особенностями, сходными и отличными для каждой из этих структур. О.А. Кондиан (2011) предложил стадийность их развития для всего региона Урала. Мы, в свою очередь, вычленили эти стадии конкретно для территории Южного Притиманья.

Здесь и в дальнейшем также будем пользоваться терминами Русская плита и Печорская плита исходя из того соображения, что мы рассматриваем историю их объединения в Восточно-Европейскую платформу с точки зрения тектоники плит, а для этого необходимы, как минимум, четко обозначенные названия самих плит. Эти термины являются вполне корректными и устоявшимися в научной литературе. По схеме О.А. Кондиайн, Русская плита (BE_1) и Тиманская подвижная система (T_1), обрамлявшая ее с севера и северо-востока – востока (в современных координатах), вместе начинают свое развитие (табл. 2.3.1).

Деструкция и распад суперконтинентов имеют сходный механизм. Он заключается в образовании новых подвижных поясов, или мобильных зон, с океаническим базитовым типом земной коры, которые затем причленяются к окраине расположенного рядом континента. В результате гранитизации эти подвижные пояса приобретают сиалический слой и все черты континентальной земной коры двуслойного строения, однако более молодого возраста, чем кратон, который окаймлял прежде этот подвижный пояс. Процесс деструкции суперконтинента начинается по ослабленным зонам архейско-нижнепротерозойских зеленокаменных поясов.

Таблица 2.3.1

Стадии развития основных структур Южного Притиманья в позднем протерозое (по О.А. Кондиайну, 2011), с дополнениями автора для Южного Притиманья*

Время, млн лет	**Общая возрастная шкала**					**Тектонические регионы и стадии их развития**		
	Эон		**Эра**	**Период**	**Эпоха**			
535			PZ	Є	V_2–$Є_2$	УТ (Вендия)		
555–570				V	V_2	BE_2^1	ДУ$_3$	
635					V_1		T_3	ДУ$_2$
				RF_3^3 (RF_{3nz})				
			RF_3	RF_3^2 (RF_{3dm})			T_2	ДУ$_1$
1000	PR_2			RF_3^1 (RF_{3rs})		BE_1		ТБ
		RF		RF_2^4			T_1	
			RF_2	RF_2^3				
				RF_2^2				
				RF_2^1		Евр (Родиния)		
1600			RF_1					
	PR_1							

*Условные обозначения: ВЕ – Восточно-Европейская платформа, Евр – Евразиатская протоплатформа (суперконтинент Родиния), ТБ – Тазовско-Баренцевская платформа, УТ – Урало-Тиманская эпибайкальская платформа (область завершенной складчатости, входящая в состав суперконтинента Вендия), ДУ – Древнеуральская позднебайкальская подвижная (геосинклинальная) система, Т – Тиманская раннебайкальская подвижная (геосинклинальная) система. Цифрами обозначены стадии развития структур. Рифейские свиты Южного Притиманья: RF_{3rs} – рассольнинская; RF_{3dm} – деминская; RF_{3nz} – низьвенская

По этим зонам древнего заложения в периоды континентальной тектоно-магматической активизации закладываются разрывные нарушения, переходящие в авлакогены и рифты, сначала внутриконтинентальные, а затем, если активизация продолжается, – и в межконтинентальные (Хаин, Ломизе, 1995; Милановский, 1999). Последние дают начало развитию нового океана с образованием срединно-океанического хребта и двух главных типов окраин континентов: активной и пассивной. Таким образом, на первой стадии важно определить эпоху рифтогенеза на континенте, образование срединно-океанического хребта в подвижной зоне, затем – тип континентальной окраины смежных континентов, а также изменение во времени этих окраин. Задача эта непростая, но решаемая.

Еще Ю.Д. Смирнов (1964) обратил внимание на значительное количество измененных вулканогенных пород, гранитоидов и сиенитов, характерных для внутренних зон геосинклиналей, в складчатых сооружениях тиманскоготекто-

но-магматического цикла от внутренних областей Печорской плиты до Мугоджар. В.Н. Пучков (2010) в таких же пределах выделил структурный этаж тиманид.

По предлагаемой О.А. Кондиайном схеме (2011), еще в среднем рифее (RF_2) произошло заложение ранних байкалидТиманской подвижной системы. Одновременно, и в тесной связи с этим событием, в результате распада суперконтинента Родиния обособились тазовско-баренцевоморская (ТБ) и восточноевропейская (ВЕ) ее части (см. табл. 2.3.1). Между ними с северо-запада на юго-восток, согласно простиранию тиманид, раскрылся Печоро-Баренцевоморский (Печорский) палеоокеан, развившийся из внутриконтинетального рифта в межконтинентальный. Причем со стороны Русской плиты в результате постепенного опускания перикратонной части материка образовалась пассивная окраина (шельф, континентальный склон, подножие), а со стороны Тазовско-Баренцевоморской – активная (Оловянишников, 1997). За все время существования Печорского палеоокеана окраина Русской плиты оставалась пассивной (Тимонин, 1997). Строго говоря, время заложения Тиманской пассивной окраины неизвестно, поскольку полный разрез рифея присутствует только на Южном Урале; возможно, в результате дальнейших исследований произойдет удревнение этого времени до нижнего рифея (RF_1), как отмечает В.Н. Пучков (2010).

Вторая, или средняя, стадия формирования Тиманского подвижного пояса, соответствует всему верхнему рифею – RF_3. Необходимо подчеркнуть, что Русская плита (BE_1) в эту эру все еще находится на первой стадии своего развития (см. табл. 2.3.1). Отсюда следует важный вывод о том, что развитие подвижных поясов происходит несравненно быстрее, чем процесс формирования платформ, а также о том, что океаны меняют свою конфигурацию и местоположение также несравненно более мобильно. Таким образом, термин, обозначающий подвижные пояса как мобильные, представляется очень удачным и полностью оправдывает свое название.

Полный стратиграфический разрез исследуемой территории в позднем протерозое составлен автором по первичным материалам геологического доизучения (ГДП-50) разных лет (см. рис. 2.1).

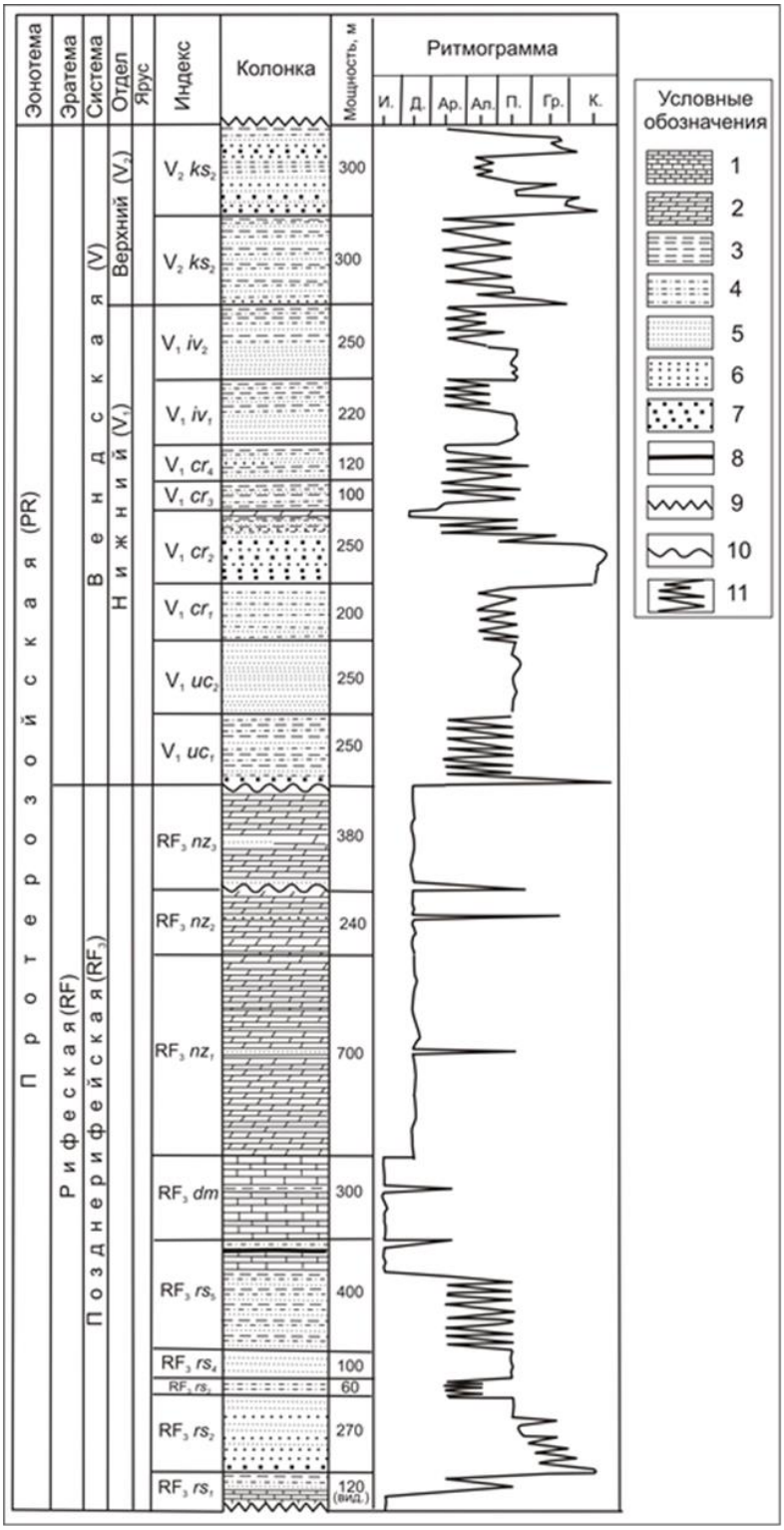


Рис. 2.3. Ритмограмма разреза позднепротерозойских отложений Южного Притиманья. Использованы фондовые материалы по ГДП-50: Ишков и др., 1967ф; Серебренников и др., 1983ф; Петухов, Куртлацков и др., 2000ф. Компьютерная графика А.Г. Попов. Условные обозначения: 1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – аргиллиты; 4 – алевролиты; 5 – песчаники; 6 – гравелиты; 7 – конгломераты (включая тиллитовидные конгломераты чурочинской свиты $V_1čr$); 8 – дресвянский комплекс щелочных базальтоидов трапповой формации ($T\beta RF_3dr$); 9 – угловое несогласие; 10 – стратиграфическое несогласие с размывом; 11 – кривая ритмограммы

На его основе автором составлена ритмограмма, характеризующая смену как крупных циклов осадконакопления (верхнерифейский, нижневендскийи верхневендский), так и более мелких, указывающих на геотектоническую обстановку платформенной или океанической группы (рис. 2.3).

На исследуемой территории достоверных отложений начала первой стадии развития Русской плиты (см. табл. 2.3.1), относящихся к среднему рифею (RF_2), до сих пор не зафиксировано. Однако в основании известного рифейского разреза Полюдово-Колчимскогоантиклинория, наиболее полного на изучаемой территории, обращает на себя внимание карбонатная первая пачка рассольнинской свиты (RF_3rs_1). Эта пачка может отвечать завершению среднерифейского цикла осадконакопления (RF_2). Однако без новых дополнительных данных этот вопрос остается на уровне проблемы.

Нижний контакт рассольнинской свиты не вскрыт буровыми работами, на поверхности не обнажается; пачка картируется на узком участке в юго-западной части ядра Колчимской антиклинали.

На ритмограмме (см. рис. 2.3) нижняя часть первой пачки рассольнинской свиты отвечает карбонатному пику, а верхняя – терригенному грубообломочному. Нижняя часть рассольнинской свиты, представленная перекристаллизованными светло-розовыми известняками с прослоями доломитов, может быть сопоставлена (Ибламинов, 2019) с мойвинской и муравьинской свитами (RF_2mv+mr) Верхнепечорско-Кутимского антиклинория Центрально-Уральского поднятия (табл. 2.3.2). Предположение о существовании единого для Северного и Среднего Урала карбонатного (биостромного) уровня (мойвинская, деминская, низьвенская, клыктанская свиты) высказано также пермскими геологами В.Я. Алексеевым и Г.Г. Морозовым (1997) при проведении ГДП-50 в верховьях р. Вишеры.

На ритмограмме (см. рис. 2.3) терригенная толща рассольнинской свиты, представленная в основании второй толщи (RF_3rs_2) грубообломочноыми породами, сменяющимися вверх по разрезу аркозовыми песчаниками, открывает начало трансгрессивного цикла отложений верхнего рифея.

Трансгрессия была направлена в сторону Русской плиты на фоне развития грабена северо-западного (в с.к.) простирания на плитной окраине, обращенной в сторону Тиманской подвижной системы. При этом мойвинский блок оказался отчленен от основного массива Русской плиты и от Южного Притиманья.

Аркозовые песчаники рассольнинской (RF_3rs) свиты сопоставляются с отложениями зильмердакской свиты Южного Урала, где они были выделены Б.М. Келлером (1973) в фалаховую формацию.

Терригенные отложения вверх по разрезу постепенно сменяются карбонатными (вторая часть пятой пачки рассольнинской свиты RF_3rs_5), представ-

ленными серыми глинистыми известняками с прослоями туфов и туфобрекчий щелочных базальтоидовдресвянского комплекса ($T\beta RF_3dr$), отнесенных А.М. Зильберманом (Зильберман, Ибламинов, Лебедев, 2000; Ибламинов, Лебедев, 2001) к базальт-долеритовой (трапповой) формации (см. рис. 2.3).

Таблица 2.3.2

Схема корреляции стратиграфических подразделений верхнего докембрия Колчимско-Полюдовского поднятия и Вишерско-Кутимскогоантиклинория (по О.А. Кондиайну, 2011), с дополнениями автора

Структурно-вещественный мегакомплекс	Колчимско-Полюдовское поднятие		K–Ar по глаукониту, млн лет	Мощность, м (по Серебренникову, 1983)	Структурно-вещественный мегакомплекс	Вишерско-Кутимскийантиклинорий	Мощность, м	K–Ar по глаукониту, млн лет
Перерыв						Перерыв		
Позднебайкальский древнеуральский геосинклинальный ($RF_3–V_2$)	Кочешорская свита		569–590	1325–1725	Позднебайкальский древнеуральский геосинклинальный ($RF_3–V_2$)	Лаптопайская свита	до 1700	
	Ильявожская свита		622–635	880–900				
Перерыв						Перерыв		
Тиманский геосинклинальный ($RF_2–V_1$)	Чурочинская свита		–	670				
Перерыв								
Возрастное положение неточно	Усть-чурочинская свита		658–685	810		Чувальская свита	2850–3900	
Перерыв						Перерыв		
Тиманский геосинклинальный ($RF_2–V_1$)	Буркочимская серия RF_3	Низьвенская свита	775	1320		Велсовская свита	1350–2200	610
		Дёминская свита	860	300		Перерыв		
		Рассольнинская свита	897–927	855–1090	Тиманский геосинклинальный ($RF_2–V_1$)	Ишеримская свита	1450–2060	
	RF_2	?	?	в.м. 120		Перерыв		
						Мойвинская свита	1550–2500	840

По содержанию кремнезёма эти породы можно отнести к ультраосновным (Смирнов, Лукьянова, 1977).

Необходимо подчеркнуть, что наличие щелочных магматитов имеет важное значение в рифейском разрезе Южного Притиманья и является прямым свидетельством тектоно-магматической активизации региона, каковой, как нам представляется, впоследствии никогда уже не было.

Вслед за В.Г. Оловянишниковым (1996; 1997), мы связываем формирование Полюдовского перикратонного прогиба на континентальной окраине Русской плиты с детачментом, глубинной поверхностью срыва, погруженной в сторону Тиманской подвижной системы при раскрытии Печорского палеоокеана.

Оперяющие детачмент листрические сбросы являлись активными тектоническими элементами при погружении Тиманской окраины Русской плиты и одновременно естественными ограничителями сбросовых структур, заложенных при континентальном рифтогенезе. Забегая несколько вперед, отметим, что эти древние, рифейского заложения, дизъюнктивные нарушения во многом определили тектонику Южного Притиманья в последующие геологические эпохи.

Кроме того, следует учитывать мнение В.Н. Пучкова, считающего зону Полюдовского прогиба Притиманской перикратонной впадиной по схеме структурного районирования Волго-Уральской области по рифейскому структурному этажу, по которой внутриконтинентальные авлакогены открываются в еще более глубокие перикратонные впадины. При этом разрезы авлакогенов и перикратонных впадин близки по строению и хорошо коррелируются (Пучков, 2010). Из предложенной ранжировки структур Полюдовскийперикратонный прогиб можно считать частью Притиманской перикратонной впадины.

Древнеуральская подвижная система меридионального простирания, по схеме О.А. Кондиайна (см. табл. 2.3.1), закладывается только в инзерское время (параллелизуемое в Полюдовской зоне с деминским – RF_3dm). По мере развития она рассекает более древнюю Тиманскую подвижную систему (тогда находившуюся уже на средней стадии развития) и накладывается на восточный угол Русской плиты. О.А. Кондиайн (2011) также связывает с этим событием образование небольшого Екатеринбургского жесткого блока Русской плиты, оказавшегося по другую сторону новообразованного Древнеуральского моря шириной до 600 км (или Доуральского океана, по терминологии Тимонина (1998); или Центральноазиатского океана, по терминологии Хаина и Божко (1988), точнее, фрагмента последнего).

С этим же событием, возможно, связано образование еще одного блока континентальной коры Русской плиты, также оставшегося «по ту сторону» Доуральского океана – мойвинского, как можно предполагать, опираясь на корреляцию рифейских отложений Верхнепечорско-Кутимскогоантиклинория и

Южного Притиманья (табл. 2.3.2). При этом необходимо отметить, что Доуральский океан нигде не достиг ширины, соответствующей современному определению океана. Возможно, что это был все-таки рифт, меридиональный рифт, глобальных размеров по простиранию, наподобие современного Великого Африканского, который, правда, находится еще на ранней стадии развития и не превратился в гипотетическое «Великое Африканское море».

В результате сопряжения двух подвижных поясов Тиманская структура заняла секущее положение по отношению к Древнеуральской и образовала классический угол 120^0, характерный для трехлучевых точек, с которых и начинается заложение рифта. По теории рифтогенеза, один из трех лучей рифта отмирает, а два продолжают развитие (Хаин, Божко, 1988). Здесь необходимо уточнить, что отмирает луч рифта более раннего заложения, что и естественно, а продолжает развитие луч новообразованного рифта. Так, по-видимому, произошло и в данном случае. Тиманская подвижная система уже завершала свое развитие, в то время как Кваркушско-Каменногорский рифт только закладывался согласно субмеридиональному простиранию Древних Уралид.

Такую последовательность событий отражает также более ранний возраст рифейских отложений на территории Южного Притиманья, где отложениям рассольнинской (RF_3rs) и деминской (RF_3dm) свит на Среднем Урале не осталось аналогов после обнаружения фауны криноидей такатинского уровня (D_2tk) в песчаниках синегорской свиты Кваркушско-Каменногорской структуры (Анцыгин, 1999). В свою очередь, клыктанская свита (RF_3kl) Среднего Урала сопоставляется с верхами низьвенской (RF_3nz_3) Полюдова кряжа (Шалагинов, Гилева, 1990). Конечно, можно предполагать более древние, чем ныне известные, рифейские породы на глубине в Кваркушско-Каменногорской структуре, но по логике стадийного развития они, скорее всего, окажутся тиманидами (Пучков, 2010).

Исходя из вышеприведенных соображений, пиком платформенной рифейско-вендской тектоно-магматической активизации в Южном Притиманье нам представляется рассольнинско-деминское время, который – пик активизации – фиксируется отложениями верхней части пятой пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_5).

Теоретически на северо-западной периферии платформы эта активность могла сопровождаться кимберлитовым магматизмом, связанным со становлением очагов кимберлитовых расплавов в процессе развития авлакогенеза (Зинчук и др., 2005).

В дальнейшем мы убедимся, что никаких более активных процессов на территории Южного Притиманья не происходило. Следовательно, полагая позднерифейский возраст кимберлитового магматизма в регионе, можно пред-

полагать денудирование кимберлитов с высвобождением алмазов уже в рассольнинское время (Смирнов, 1965), после чего они могли поступить в древнейшие ископаемые россыпи, часть из которых, в свою очередь, могла быть разрушена, а алмазы переотложены.

Такой вывод следует из стадийного подхода к истории геологического развития изучаемой территории (табл. 2.3.3).

Таблица 2.3.3

Тектонические стадии, обстановки, режимы и эмерсивные рубежи неопротерозоя на территории Южного Притиманья

Стратон	**Тектоническая стадия**	**Тектоническая обстановка**	**Тектонический режим**
Эмерсивный рубеж RF–PZ			
V_1iv–$V_2kč$	Трансгрессия	Предгорного прогиба	Плитный эпитиманский
$V_1čr_2$– $V_1čr_4$	Эмерсия		Периколлизионныйтиманский
$V_1uč_1$–V_1r_1	Трансгрессия		
Эмерсивный рубеж RF_3–V			
RF_3nz_3	Эмерсия	Пассивной континентальной окраины	Перисубдукционныйтиманский
Эмерсивный рубеж (внутриформационный)			
RF_3nz_1–RF_3nz_2	Регрессия	Пассивной континентальной окраины	Перисубдукционныйтиманский
RF_3rs_5–RF_3nz_1	Инундация		Периспрединговыйтиманский
RF_3rs_3– RF_3rs_5	Трансгрессия		
RF_3rs_2	Эмерсия		Плитный эписреднерифейский
Эмерсивный рубеж RF_2–RF_3			
RF_2 (RF_3rs_1)	Инундация	Пассивной континентальной окраины	Грабеновый

Отложения дёминской свиты RF_3dm (см. рис. 2.3), представленные пестроцветными вишнево-красными глинистыми строматолитовыми доломитами с прослоями розовато-коричневых аргиллитов, указывают на устойчивую мелководную обстановку и медленное, но непрерывное прогибание ложа палеобасейна. Мощные рифогенные отложения, образующиеся на уступах фундамента при переходе от шельфа к континентальному склону, относятся к карбостромовой формации. По В.Г. Оловянишникову (1998), формирование карбостромовой формации фиксирует рифтогенную стадию развития. Это положение подтверждает точку зрения о более раннем заложении Тиманской подвижной си-

стемы. В целом, рифы как индикаторы рифтов известны во всей дальнейшей геологической истории. Приблизительно в то же время, когда формировались осадки деминской свиты, в смежной океанической области Печорского подвижного пояса образуется палеоокеан с развитием океанической коры, что говорит о начале спрединга и возвращении инундационной обстановки (табл. 2.3.3).

Вслед за инундацией последовала регрессия, отраженная в карбонатном разрезе низьвенской свиты (RF_3nz) появлением терригенных прослоев, в том числе грубообломочных (см. рис. 2.3). Особенно выделяется контакт между второй и третьей толщами низьвенской свиты (RF_3nz_2–RF_3nz_3), вскрытый при бурении ЗИФ-650 (Серебренников, 1983ф). Характерно, что встреченные в 16 м от подошвы пачки породы описаны как «околорифовые» седиментационные брекчии, представленные обломками органогенных доломитов. Отмечено также, что в основании третьей толщи низьвенской свиты на волнистой поверхности строматолитовых доломитов залегают вишнево-коричневые гравийные песчаники с базальным доломитовым цементом. Все эти факты позволяют предполагать стратиграфический перерыв между второй и третьей толщами низьвенской свиты, что отражено нами на рисунке 2.3. Мы классифицируем перерыв как внутриформационный (см. табл. 2.3.3). Третья пачка низьвенской свиты (RF_3nz_3), на наш взгляд, содержит множественные скрытые стратиграфические несогласия, размывы и внутриформационные перерывы. Они определяются по резкой смене карбонатного разреза терригенным и грубообломочным, а также волнистой поверхностью напластования. Все это говорит о постепенном обмелении эпиконтинентального бассейна, связанном с субдукцией в смежной Тиманской подвижной системе. Тектонические стадии, обстановки, режимы и эмерсивные рубежи неопротерозоя на территории Южного Притиманья в схематическом виде представлены нами в табл. 2.3.3.

Регрессивная обстановка (RF_3nz_2) сменилась эмерсивной в конце низьвенского времени (RF_3nz_3) с общим подъемом территории (см. рис. 2.3), что привело к прекращению осадконакопления и образованию крупного перерыва в конце позднего рифея на Тиманской окраине Русской плиты. Одновременно, как уже было сказано выше, на Древнеуральской окраине Русской плиты закладываются Древнеуральская подвижная система и Кваркушско-Каменногорский рифт, отмеченный на Среднем Урале отложениями клыктанской свиты (RF_3kl). Таким образом, между рифейским и вендским циклами осадконакопления на территории Южного Притиманья фиксируется крупный перерыв. Кроме того, угловое несогласие между отложениями рифея (RF_3) и венда (V_1) в основании устьчурочинской свиты ($V_1uč$) говорит о перестройке структурного плана территории. Ю.Д. Смирнов (1977), как и В.Г. Оловянишников (1997), связывают

это несогласие с орогенезом Тимана, вызванного коллизией Русской и Печорской плит.

Так подходит к своему окончанию рифейский цикл развития территории.

В связи с тем, что изучаемый район, по нашим представлениям, находился на периферии основных событий, разворачивавшихся в Тиманской подвижной системе, от активной и пассивной окраин смежных с ней континентов, тектонические режимы обозначены нами как периспрединговый, перисубдукционный, периколлизионный (см. табл. 2.3.3). Однако определенное влияние тиманских событий мы видим и наблюдаем на протяжении всей позднепротерозойской геологической истории Южного Притиманья.

По схеме О.А. Кондиайна (2011), предлагается отнести верхнерифейские отложения Колчимско-Полюдовского поднятия к буркочимской серии (см. табл. 2.3.1), что является новшеством, но логично, если учесть, что в районе Южного Притиманья они представлены наиболее полно.

Таким образом, цикл от эмерсивной обстановки начала позднего рифея (RF_3rs) до эмерсивной обстановки конца позднерифейской эры (RF_3nz) является полным и замкнутым, что отражено нами на рис. 2.3.

При этом некоторая «размытость границ» стадий, на которую справедливо сетовал О.А. Кондиайн с коллегами (2011), хорошо объясняется самими авторами незавершенностью развития к концу рифея главных структур региона, где они находились на разных стадиях развития.

Так, на территории Южного Притиманья Русская плита еще не закончила первую, Тиманский подвижный пояс вступал в заключительную, третью, а Древнеуральский – находился на завершении второй стадии (табл. 2.3.1).

Из этого, кстати, следует вывод о том, что полное завершение рифейского цикла еще впереди и оно зависит от стабилизации обстановки: континент – океан. И вполне ожидаемо, что стабилизация на границе с Тиманским подвижным поясом наступит раньше, чем на границе с Древнеуральским, поскольку первый – более древнего заложения. Такой простой элемент прогнозирования имеет универсальный характер благодаря стадийности, заложенной в теории тектоники плит.

Разрез венда на территории Южного Притиманья, в отличие от Среднего Урала, является значительно сокращенным, что отражает разную стадийность их геологического развития. Нижневендские отложения закартированы в составе усть-чурочинской ($V_1uč$), чурочинской ($V_1čr$) и ильявожской (V_1iv) свит, а верхневендские – кочешорской ($V_2kč$). Литологический состав этих свит преимущественно терригенный. На ритмограмме (рис. 2.3) отчетливо выделяются три циклита нижневендских отложений, которые мы отнесли в целом к трансгрессивному циклу (табл. 2.1.5). Трансгрессия моря в это время после доста-

точно длительного перерыва говорит о том, что обстановка в смежном регионе Тиманской подвижной системы существенно изменилась. В базальных слоях устьчурочинской свиты, видимой мощностью 0,9 м, отмечаются фангломераты с обломками карбонатов деминской свиты (RF_3dm) – это местный источник размыва; а также обломки гранитогнейсов, кварцитов, глинистых сланцев и измененных кислых эффузивов – по-видимому, платформенного происхождения. Кроме того, при проведении ГДП-50 уже в пятой пачке рассольнинской свиты (RF_3rs_5) отмечалось повышенное содержание марганца (Серебренников, 1983). Все это может говорить о формировании на ранневендском эмерсивном рубеже кор выветривания, обогащенных минералами позднерифейской эпохи тектонической активизации (Смирнов и др., 1977).

Вообще, минералогическая характеристика изучаемой территории требует дальнейшей систематизации и планомерной работы по единой методике. По сути, это означает, что огромный материал, накопленный за прошлые десятилетия, практически невозможно унифицировать, как об этом писал еще проф. Б.М. Осовецкий (2004). По методике, предложенной Б.М. Осовецким, мы выделяем циклы, этапы и эпохи формирования минерального состава терригенных отложений в течение байкальского и каледонского тектонических циклов для территории Южного Притиманья. Границы между этапами рассматриваются в качестве минералогического «рубежа» (Осовецкий, 2004). Выбранная методика хороша еще и тем, что подчеркивает стадийность геологического развития территории. При этом необходимо учитывать, что минералогия древних толщ в результате естественных процессов значительно обеднена и усреднена, поэтому выделение даже таких крупных таксонов, как минералогические этапы, в настоящее время весьма затруднительно. Для байкальского минералогического цикла на общем фоне подавляющего господства устойчивых компонентов (циркона, рутила, турмалина, а такжелейкоксена), обычных для всех древних толщ; иногда появляются добавочные минералы или их разновидности, имеющие черты индикаторных и типоморфных. К таковым Ю.Д. Смирнов относит, например, скульптурный гранат (альмандин), фиолетовый циркон, желтый рутил, черный турмалин, магнезиальный хромшпинелид, пироп, объясняя их наличие размывом пород фундамента Русской платформы (Смирнов, 1977).

Вопрос о возможности перехода таких минералов в более поздние осадочные слои остается открытым, но в данном случае необходимо подчеркнуть, что морская обстановка трансгрессивного цикла устьчурочинского времени ($V_1uč_1$) могла способствовать препарированию предвендских кор выветривания и разносу минеральных ассоциаций по периферии ранневендского Мезенского палеобассейна. Это соображение нам представляется важным в связи с формиро-

ванием гипотетических алмазных россыпей в рассольнинское время (RF_3rs), частичным их разрушением, последующим перераспределением и переотложением полезного компонента в новые осадочные слои. На это указывают минералы кор выветривания на ранневендском эмерсивном рубеже, обогащенных минералами позднерифейской эпохи; существование пляжных фаций в устьчурочинское время (Курбацкая и др., 2001); литологическое сходство пород второй пачки устьчурочинской ($V_1uč$) и рассольнинской (RF_3rs) свит (табл. 2.1.3). Кроме того, есть прямое свидетельство алмазной минерализации на границе венда и ордовика в основании помяненновской свиты ордовика.

По В.Г. Оловянишникову (1997), орогенный этап байкалид и поднятие Тимана приходятся на конец рифея – начало позднего венда (680–550 млн лет), когда Полюдовскаяперикратонная впадина унаследованно вошла в состав Тиманского краевого прогиба. Таким образом, на протяжении всего рифей-вендского этапа развития территории мы наблюдаем постоянно повторяющуюся тенденцию к прогибанию определенных участков земной коры на северо-восточной окраине Русской плиты, когда в них накапливались соответствующие осадки. Если на рифейском этапе развития территории это связано с Полюдовской перикратонной впадиной, заложенной по листрическимсбросам в начале второй стадии развития Тиманской подвижной системы, то на вендском этапе – с формированием Тиманского краевого прогиба, образовавшегося в связи с орогенезом Тимана на границе Русской и Печорской плит.

Между тем Печорский палеоокеан постепенно закрывался, и после субдукции наступило время коллизии (Пучков, 2010). Коллизионные процессы привели к орогенезу и складкообразованию в условиях тангенциального сжатия, т.е. в условиях, мало благоприятных для проявления магматизма на территории Южного Притиманья. Поэтому в предгорной впадине тиманид в вендское время магматизм не проявлен. Следовательно, обломки магматических горных пород или их минеральные ассоциации, о чем пойдет речь ниже, являются продуктами размыва местных верхнерифейских осадочных толщ, кристаллического фундамента Русской плиты и кор выветривания.

Вторая пачка чурочинской свиты ($V_1čr_2$) всегда привлекала внимание исследователей широким развитием в разрезе экзотически выглядящих тиллитовидных конгломератов, фиксирующих максимальный подъем территории и эмерсивную стадию. Кроме того, что о ней уже было сказано, отметим еще одну ее характерную особенность, а именно: по всей толще, от подошвы до кровли, в ней встречаются обломки магматических пород, аналогичные таковым в «буркочимских телах», или «телах Гринсона».

Современное название этих магматических пород – красновишерскийпикрит-эссекситовый комплекс (ω-$\varepsilon\nu V_2$–$Є_{kr}$), имеющий более широкое рас-

пространение на территории Южного Притиманья, но мы ограничимся только «буркочимскими телами». Положение комплекса контролируется зоной разломов северо-западного простирания, совпадающего с тиманскими структурами (Смирнов, Лукьянова, 1977). Магматиты красновишерского комплекса прорывают осадочные породы рассольнинской свиты (RF_3rs) и не имеют верхнего стратиграфического ограничения для определения относительного возраста. Изотопный возраст (480, 468, 438 млн лет), соответствующий ордовику – нижнему силуру, признается невалидным (Зильберман, Морозов, Корелин, 2002). В любом случае, нахождение обломков магматических пород красновишерского комплекса во второй пачке чурочинской свиты ($V_1čr_2$) свидетельствует о размыве магматики и разносе обломков по периферии именно в это время ($V_1čr_2$), а не в какое бы то ни было другое. Тогда относительный возраст красновишерского пикрит-эссекситового комплекса – не моложе нижнего венда (V_1), что противоречит условно принятому в настоящее время возрасту красновишерского комплекса (ω-$\varepsilon v V_2$–$Є_{kr}$). Или необходимо признать несколько фаз внедрения дайковых роев, завершающих этап рифей-вендской тектоно-магматической активизации Русской платформы. Таким образом, вопрос остается открытым до получения современных датировок изотопного возраста пород красновишерского комплекса.

На ритмограмме (см. рис. 2.3) отложения второй пачки чурочинской свиты ($V_1čr_2$) отличаются широким пиком, сопоставимым только с пиком второй пачки рассольнинской свиты верхнего рифея (RF_3rs_2). Весьма примечательно, что завершает разрез второй пачки чурочинской свиты пачка доломитов, фиксирующих кратковременную трансгрессию моря и достаточно мелководный осадочный бассейн. Эти два события, приведшие к образованию тиллитовидных конгломератов и доломитов второй пачки чурочной свиты, завершают период тектонического оживления в нижнем венде.

На третьей стадии развития Тиманская подвижная система в составе Печорской плиты причленилась к Русской по тиманскому шву в результате коллизии. Так возникла горная система Тимана с компенсированным прогибом, который интенсивно заполнялся осадочным материалом. На ритмограмме (см. рис. 2.3) этому этапу соответствует фрагмент кривой от третьей пачки чурочной свиты ($V_1čr_3$) до второй пачки кочешорской свиты ($V_2kč_2$), характеризующий ритмично слоистую серо- и зеленоцветную мелкозернистую толщу (песчаники, алевролиты, аргиллиты) мелководного осадконакопления.

В.Г. Оловянишников (1998) отмечает стратиграфическое несогласие с размывом на границе нижнего и верхнего венда в пределах Притиманскогоперикратона. Возможно, слабым отголоском этого события является узкий пик в основании первой пачки кочешорской свиты ($V_2kč_1$), представленной гравелитами

с обломками плохоокатанных алевролитов и аргиллитов нижележащей ильявожской ($V_1 iv_2$).

В начале поздней стадии развития Тиманской подвижной системы (V_1) образовалась горная система, которую называют доуралидами, или тиманидами. В эпоху позднего венда снос обломочного материала осуществлялся с востока на запад, на Русскую плиту, где образовывались предгорные впадины, заполнявшиеся молассой.

В.Н. Пучков подчеркивает, что в позднем венде (V_2) произошла драматическая смена источника сноса: в рифее и начале венда это была платформа (Русская плита), а затем начался снос с орогена тиманид (обрамляющих Русскую плиту подвижных систем: Тиманской и Древнеуральской). Необходимо отметить, что для территории Южного Притиманья в позднем венде (V_2) это означает источник сноса с Тимана как преобладающий.

В позднем венде территория северо-востока и востока Европейской платформы испытала аккрецию, коллизию и орогенез (Пучков, 2010). Коллизия Русской и Печорской плит привела к компенсированному погружению северо-восточной части Русской плиты на фоне растущего орогена Тимана. Здесь образовывались мелкозернистые осадки в дистальных обстановках Мезенского предгорного палеобассейна (Гражданкин и др., 2010).

Между тем в Южном Притиманье всеми исследователями отмечаются более грубые осадки, особенно во второй толще кочешорской свиты ($V_2 kč_2$). На ритмограмме (см. рис. 2.3) эта особенность подчеркивается отчетливыми правыми пиками отложений свиты. Кроме того, всегда отмечалась меньшая литифицированность отложений кочешорской свиты в целом.

Несмотря на то, что в главе 2 мы собрали воедино все важные сведения о позднепротерозойской истории Южного Притиманья, включая исследования сопредельных территорий и собственные наблюдения, однако создание единой, непротиворечивой истории геологического развития для исследуемого региона остается важной и насущной задачей, касающейся в частности и такого редкого полезного ископаемого, как алмаз.

В заключении главы отметим, что на протяжении всего позднего протерозоя Южное Притиманье демонстрирует тесную связь с развитием Тиманской подвижной системы. Таким образом, на основе стадийного анализа мы делаем следующие выводы.

1. История геологического развития территории Южного Притиманья в позднем протерозое тесно связана с Тиманской подвижной системой.

2. В позднерифейскую эпоху северо-восточная (в с.к.) окраина Русской плиты развивалась как пассивная континентальная окраина.

3. Пик платформенной тектоно-магматической активизации на территории Южного Притиманья приходится на позднерассольнинское – деминское время (RF_3rs_5–RF_3dm), когда происходил распад суперконтинента Родиния.

4. Теоретически тектоно-магматическая активизация на северо-западной периферии платформы могла сопровождаться кимберлитовым магматизмом с последующим денудированием кимберлитов и высвобождением алмазов еще в рассольнинское время (RF_3rs).

5. В раннем венде (V_1) Мезенский предгорный палеобассейн наряду с обломочным материалом Русской плиты начал заполняться обломочным материалом растущей Тиманской горной системы (орогена), возникшей в результате субдукции Печорской и Русской плит. Трансгрессивная обстановка ранневендской эпохи на территории Южного Притиманья могла способствовать эрозии верхнерифейских осадочных толщ, а также кристаллического фундамента Русской плиты и предвендских кор выветривания с последующим разносом минеральных ассоциаций по периферии ранневендского палеобассейна.

6. Северо-западное – тиманское – простирание осевых разломов определило пространственную ориентировку Полюдово-Колчимской структуры и особенности ее развития на протяжении дальнейшей геологической истории.

Из представленных выше выводов важно подчеркнуть два важных следствия, без которых они не были бы вполне исчерпывающими.

1. Даже после завершения этапа герцинской складчатости главные структуры Полюдово-Колчимскогоантиклинория сохранили северо-западное (тиманское) простирание, секущее меридиональное простирание уральских структур. Эта особенность наложила отпечаток на геологическую историю Южного Притиманья в мезо-кайнозое и в антропогене при всех неотектонических процессах в регионе.

2. Особенности геологического развития территории Южного Притиманья определили конфигурацию вывода позднепротерозойских и раннепалеозойских пород на поверхность при герцинской складчатости, а также формирование продуктов эрозии и размыва этих пород в составе современных депрессий и речной сети.

Эти два следствия касаются, в первую очередь, распределения полезного компонента после эродирования кимберлитовых трубок и его концентрации в промежуточных коллекторах остаточных, ископаемых и современных россыпей алмазов.

Таблица 2.3.4

Стадийность геологического развития территории Южного Притиманья в позднем протерозое

<table>
<tr><th rowspan="2">Стадия / цикл</th><th>Русская эпикарельская плита</th><th colspan="2">Печорская эпибайкальская плита</th></tr>
<tr><th>Тиманская окраина Русской плиты</th><th colspan="2">Тиманская подвижная система</th></tr>
<tr><td>$Є–S_1kl_1$</td><td colspan="3">Восточно-Европейская платформа. Плитный режим, эмерсивная стадия; эродирование складчатого сооружения Тимана</td></tr>
<tr><td>V_2</td><td colspan="3">Континент Балтика. Мезенский предгорный палеобассейн. Заполнение Тиманского краевого прогиба флишоидно-молассоидными осадками. Эмерсивная стадия плитного режима</td></tr>
<tr><td>V_1</td><td>Заполнение Полюдовской эпиконтинентальной впадины флишоидными и тиллоидными осадками. Периколлизионный режим</td><td>Коллизия Русской и Печорской плит, орогенез Тимана</td><td rowspan="3">Печорский палеоокеан</td></tr>
<tr><td rowspan="2">RF_3</td><td rowspan="2">Пассивная континентальная окраина, формирование Полюдовской эпиконтинентальной впадины. Периспрединговый режим, сменившийся перисубдукционным</td><td>Субдукция Печорской плиты</td></tr>
<tr><td>Межконтинентальный рифт. Спрединг Печорского палеоокеана</td></tr>
<tr><td>RF_2</td><td>СуперконтинетРодиния. Плитный режим, грабеновая обстановка</td><td colspan="2">Внтуриконтинентальный рифт</td></tr>
</table>

В формулировании наших выводов мы исходим из следующих трех постулатов.

1. Структурно-тектонический план территории Южного Притиманья сформировался на позднепротерозойском этапе в результате стадийного развития тиманской окраины Русской плиты на границе с Тиманским подвижным поясом.

2. На основе стадийного анализа сделан вывод о тесной связи геологического развития в эпоху позднего протерозоя (RF_3–V_2) территории Южного Притиманья иТиманского подвижного пояса.

3. Основные особенности геологического строения территории Южного Притиманья (структурно-тектонический план, осадочные последовательности, минерагеническая специфика) заложены на позднепротерозойском этапе его развития.

Эти выводы очень сжато можно представить в виде таблицы, в которой показаны основные геологические события позднего протерозоя в стадийном развитии территории Южного Притиманья (табл. 2.3.4).

Благодаря региональной методической основе, разработанной О.А. Кондиайном (2011), на сегодняшний день возможно ее приложение для любого района Урала. В табл. 2.3.4 наглядно представлена динамика геологи-

ческих событий на Тиманской окраине Русской и в смежном регионе Печорской плит.

Эпикарельская русская плита на протяжении всего позднего протерозоя развивается как пассивная континентальная окраина, в то время как регион Печорской плиты развивается в режиме палеоокеана.

После трансформации внутриконтинентального рифта в межконтинентальный (RF_2) Печорский палеоокеан проходит все три стадии развития (стадии Уилсона): спрединг, субдукцию и коллизию (RF_3–V), после чего эпибайкальская Печорская плита присоединяется к эпикарельской Русской. Образуется Восточно-Европейская платформа.

Типологически сходную историю для Сибирской платформы на примере эволюции осадочных бассейнов Ангариды рисует Н.А. Акулов (2010). Один из важных выводов этого исследователя состоит в том, что геологическое развитие бассейнов седиментации происходит закономерно от их заложения, вследствие опускания территории, до их стабилизации и инверсии, которые сопровождаются формированием эоловых отложений с пустынным ландшафтом (Акулов, 2010) – эмерсией древнего континента.

Позднепротерозойская геологическая история региона завершилась эмерсивной стадией развития континента Балтика, длившейся около 140 млн лет, по максимальному исчислению. Этот крупный отрезок геологического времени мы рассматриваемкак эмерсивный рубеж, который имеет отчетливо выраженнуюверхнююврeменнуюграницу – ранний силур (лландовери S_1).

Эту границу мы обозначаем как **силурийский эмерсивный рубеж,** о котором пойдет речь в дальнейшем (гл. 4).

ГЛАВА 3. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ АЛМАЗОВ

Промежуточные (вторичные) коллекторы с промышленной алмазоносностью известны на Урале уже более 60 лет. Примерно столько же времени они изучаются различными организациями, научными и производственными, местными, региональными и всероссийскими. После многих лет результаты поисков алмазоносных россыпей и изучения промежуточных коллекторов можно суммировать следующим образом.

В отдельную группу необходимо выделить *промышленные коллекторы* алмазов (*такатинский, колчимский*); в другую – коллекторы с непромышленной алмазоносностью, или *алмазопроявления* (*полюдовский, помянённовский*) и, наконец, под условным названием «*гипотетические*» – объекты (*рифейский, вендский*), на возможную алмазоносность которых указывают некоторые косвенные геологические данные. Выделение последней группы необходимо как с теоретической точки зрения, так и для планирования ГРР в Уральском регионе на длительную перспективу.

О промежуточных коллекторах I группы здесь мы специально говорить не будем, однако в канве наших рассуждений мы вынуждены обращаться к нимнеоднократно. О коллекторах II группы подробно говорится в главах 3.2 и 3.3 нашей книги, а о промышленном силурийском коллекторе – в главе 5.

Специального раздела, посвященного такатинскому коллектору, в нашем издании нет: во-первых, он изучен предшественниками достаточно подробно; во-вторых, ему посвящены достаточно многочисленные печатные работы, в том числе и наши собственные (Пактовский, Попов, 2015; Пактовский, Томилина, 2023; Илалтдинов, Пактовский, 2023; Пактовский, Попов, 2023).

По каждой группе коллекторов и по каждому из них в отдельности, возможно, следовало бы составить отдельную монографию, но пока это – только план, развернутый в будущее. Ниже мы представили этот план в виде списка задач для предстоящего научного исследования.

ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ АЛМАЗОВ УРАЛА

I группа. Гипотетические коллекторы:

1.Рифейский – RF.

2. Вендский – V.

II группа. Коллекторы с алмазопроявлениями:

1. Кембрийский – $Є_1pm$ (помянённовская свита).

2. Ордовикский – O_3pl (полюдовская свита).

III группа. Промышленные коллекторы:

1. Силурийский – S_1kl_1 (колчимская свита).
2. Девонский – D_1tk (такатинская свита).

Пока что обобщающих работ по всем вышеуказанным коллекторам нет. Сведения о них разрознены в пространстве различных регионов и рассеяны по публикациям разного времени как печатным, так и (в основном!) рукописным – в виде геологических, тематических и производственных отчетов. Неумолимый поток времени «уносит» большую часть материалов, которые так и не стали никому известны, кроме своих исполнителей. Поэтому появление обобщающих работ по алмазоносным коллекторам в настоящее время необходимо и представляется весьма насущной задачей.

3.1. О методике изучения эмерсивных рубежей в геологической истории

Прежде, чем приступить непосредственно к нашей главной теме, необходимо несколько подробнее остановиться на методике изученияэмерсивных рубежей в геологической истории.

В теоретическом плане изучение эмерсивных рубежей связано с изучением перерывов, несогласий разного ранга, выделением отложений континентальных фаций или переходных от континентальных к морским. Особенное значение, на наш взгляд, имеют признаки и факты экзогенных процессов, связанных с эрозий, ветровой, водной или химической, и континентальные отложения, возникшие в результате этих процессов: эоловые, аллювиальные, коры выветривания и др. Важно, чтобы эти признаки и отложения носили индикаторный характер, прямо указывали на фациальные обстановки и способствовали наиболее полным палеогеографическим реконструкциям. Таким образом, континентальные отложения являются индикаторными для установления эмерсивной стадии геологического развития исследуемой территории.

Геологическая история выражена в веществе (горных породах и отложениях) и в перерывах – в материальных пустотах геологического времени. Общим фактором, связывающим материально ощутимое (горная порода) и то, что не имеет материальности (перерывы), является время. Следовательно, говоря о перерывах, мы, в первую очередь, подразумеваем время, которое этот перерыв обозначает. Во-вторых, зная о неразрывности континуума пространство-время, – пространство, на которое распространяется перерыв, с полным осознанием того, что пространство существует за счет материальных объектов, его наполняющих. В-третьих, используя принцип аналогии (актуализма) на основании корректных косвенных и прямых данных, мы наполняем это пространство той

фактурой, которая известна в настоящее время, т.е. создаем модель действительности прошлого, настоящего или будущего.

Такой путь исследования можно назвать тройственным путем, который является общим для геологии. Но в случае изучения перерывов он имеет свои особенности. Эмерсивные рубежи как континуум пространства и времени представляются парадоксом. Непрерывность, неразрывность природных геологических процессов здесь кажутся нарушенными, поскольку материальные свидетельства о них почти не сохраняются, а палеогеографические обстановки устанавливаются зачастую косвенным образом. Характерно, что эмерсивные рубежи – это именно перерывы, можно сказать, пробелы в геологической летописи, которая ведется по страницам отложений горных пород, имеющих материальное выражение. Тем не менее эмерсивные рубежи – это факт геологии как науки. Они устанавливаются по несогласиям, приуроченным к плоскости перерыва и фиксирующим переломные фазы тектонического развития, фазы перестройки структурного плана, совпадающие с общими поднятиями (Хаин, 1973), что означает исключительную важность изучения эмерсивных рубежей. Тектонический фактор в этом изучении становится определяющим. Перерывы в осадконакоплении не означают перерыва в геологическом времени. Крупные эмерсивные рубежи, как следует из определения эмерсивной стадии (Бубнов, 1960), связаны с господством континентального режима как на отдельных континентах, так и на континентах, объединенных в Пангеи.

Следует отметить, что перерыв, вызванный возникновением суперконтинента, является самым крупным таксоном в классификации эмерсивных рубежей. Одним из таких крупнейших в истории Земли эмерсивных рубежей является позднепротерозойско-раннепалеозойский, когда произошли события, разделившие целые эры. Для «уральской» окраины континента Балтия после распада суперконтинента Родиния и коллизии с Тимано-Печорским подвижным поясом этот эмерсивный рубеж длительностью около 140 млн лет, по признанию В.Н. Пучкова (2010), является наиболее «темным» вопросом. Тем ценнее те немногие свидетельства, которые «бросают свет» на эти «темные» события геологической истории.

Термин «эмерсивный рубеж» восходит к модели Н.Н. Бубнова и его положению об эмерсивной фазе древнепалеозойского тектонического цикла (Бубнов, 1960). Этот термин, на наш взгляд, удачно определяет границы эмерсивной тектонической фазы в ее начале и ее конце. Пограничное состояние перехода к господству континентального тектонического режима, а затем его неизбежной смены в результате трансгрессии подчеркнуто в этом термине по аналогии с термином минералогический рубеж (Осовецкий, 2004). Нам представляется плодотворной возможность увязать эти два понятия или, говоря другими сло-

вами, тектонику и литологию. При отсутствии в раннем палеозое наземной флоры и фауны литологические и минералогические свидетельства, даже при всей их ограниченности и редкости, могут являться важнейшим источником геологической информации об уже упомянутых «темных» эпохах развития древних континентов, как мы уже говорили об этом в статье о стадийности геологического развития территории Южного Притиманья (Пактовский, 2019).

Особое внимание необходимо уделить границам эмерсивных стадий, когда при господстве континентального режима преобладают процессы эрозии, а не последовательного осадконакопления. Эти границы могут быть выражены в двух аспектах: временном и литологическом. Нижняя литологическая граница часто определяется по размыву субстрата пород и характеризуется несогласиями, стратиграфическими, географическими, региональными и более частными, в зависимости от уровня события. Верхняя литологическая граница может быть определена по началу трансгрессивного цикла осадконакопления и уже упомянутым несогласиям. Причем несогласия зачастую могут быть скрыты, особенно на ограниченной площади изучения при литологической однородности пород, терригенных или карбонатных. Таких скрытых перерывов особенно много в немых разрезах рифейских и раннепалеозойских пород, на что обращали внимание многие исследователи и с чем они неизбежно сталкиваются при изучении древних отложений. Все эти объективные трудности приводят к инвариантности мнений, точек зрения и к возникновению новых проблем. Тем не менее верхняя граница эмерсивной стадии в литологическом отношении выглядит предпочтительней.

Если вспомнить о временных границах эмерсивной стадии, то нижняя временная граница – граница начала эмерсии – при наличии размыва подстилающих пород может быть определена очень условно. Уровень эрозионного среза древних пород является не решенной проблемой. Однако верхняя временная граница также, конечно, с некоторой долей условности, выглядит более определенной просто потому, что базальные грубообломочные толщи трансгрессивных циклов являют собой резкий контраст в геологических разрезах, означая завершение эмерсивной стадии континента и начало тектонических событий в смежной области океанической («правило Карпинского»; Хаин, Рябухин, 1997). В любом случае эмерсивная стадия представляет собой некий временной диапазон, соответствующий уровню природных геологических систем, от планетарного до фациального (Ибламинов и др., 2018).

На каждом из уровней эмерсивный рубеж может соответствовать уровню цикличности, на котором он проявляется наиболее отчетливо. При этом каждому из них будет соответствовать несогласие, наиболее проявившееся в данном

регионе – региональное, угловое или стратиграфическое с размывом (Хаин, 1973).

Прямого соответствия несогласия и уровня мегасистемы может и не быть, но очевидно, что чем крупнее цикл, тем несогласие масштабнее и контрастнее. Таким образом, эмерсивные рубежи являются естественными границами геологических эпох.

В таком случае верхняя граница эмерсивной стадии, литологическая и временная, является индикаторной, и по этой причине является наиболее важной. Учитывая то, что одновременно верхняя граница эмерсивной стадии фиксирует завершение последней, именно эту границу мы определяем как эмерсивный рубеж. Событием, завершающим раннепалеозойскую эмерсию на территории Южного Притиманья, является силурийская трансгрессия. Поэтому завершение раннепалеозойской эмерсивной стадии мы называем силурийским эмерсивным рубежом.

Геологических свидетельств длительного континентального перерыва на рубеже неопротерозоя и палеозоя в Южном Притиманье сохранилось немного.Этому обстоятельству способствовал целый ряд природных причин: сухой и холодный климат позднего ордовика – раннего силура, пенепленизированный, плоский и пустынный рельеф, лишенный растительности, отсутствие постоянно текущих рек, преобладание ветровой, а не водной эрозии.

Всё это не способствовало образованию химических кор выветривания, которые могли бы охарактеризовать породы субстрата, рельеф и климат этой эпохи более детально.

Кроме того, герцинская коллизия, приведшая в тектоническое соприкосновение разновременные и разнокомпетентные породы региона, по большей части уничтожила пластичные толщи, по которым происходили скольжения чешуй надвиговых пластин относительно друг друга и их взбросовые срывы (Хаин, 1973).

На рис. 3.1 нами показаны перерывы, тектонические обстановки и тектонические режимы на территории Южного Притиманья. Раннепалеозойскую эмерсивную стадиюкаледонского цикла как достаточно крупный таксон в геологической истории региона удобно разделить на подстадии, соответствующие геологическим периодам и фазам складчатости. Новые данные, полученные в последнее время, позволяют наполнить геологическим содержанием эти подстадии по эпизодам в каждой из них (табл. 3.1). Об этом, собственно, идет речь в нашей монографии.

Термин «эпизод» в данном случае обозначает известное нам событие в некотором временном интервале, которому соответствуют материальные свидетельства его геологической реальности.

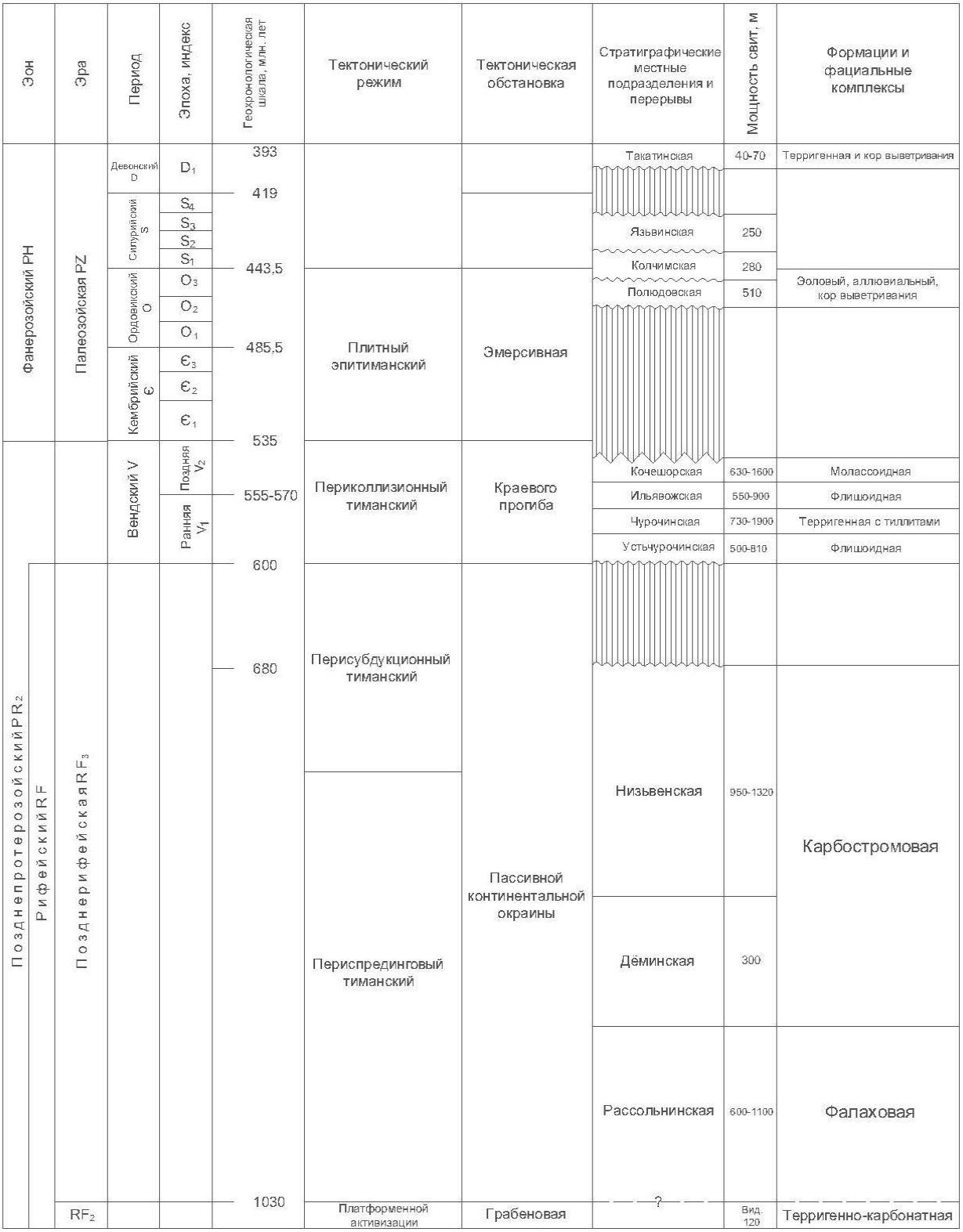


Рис. 3.1. Перерывы, палеотектонические обстановки и палеотектонические режимы на территории Южного Притиманья в позднем протерозое – раннем палеозое

В теоретическом плане термин «эпизод» в известной мере можно противопоставить термину «последовательность», как континентальное дискретное осадкообразование – осадочной последовательности морского бассейна. Последняя, как правило, характеризуется достаточно плавными переходами от

слоя к слою, от толщи к толще. Эти переходы свидетельствуют о непрерывном течении геологического времени, выраженном в летописи горных пород. Эмерсивная стадия любого тектонического цикла свидетельствует, прежде всего, о перерывах и несогласиях, отражающих прерывистость осадконакопления, и соответствует континентальным фациям.

Таблица 3.1

Эпизоды раннепалеозойской эмерсивной стадии Южного Притиманья

Стадия	**Подстадия (эмерсивный рубеж)**	**Эпизод**	**Объект исследования**	**Фаза складчатости**
Эмерсивная	Силурийская (силурийский)	Лландовери	*Колчимская свита, нижняя подсвита* S_1kl_1	
	Ордовикская	Ордовикский	*Полюдовская свита** O_3pl $Є_2–O_1t$ $Є?pd$	Таконская
	Кембрийская	Кембрийский (?)	*Помянённовская свита*** O_3pl_1 $Є_1pm$ $Є_2–O_1t$ $Є?pd$	Салаирская

Примечания к табл. 3.1. Объектами исследования являются, естественно, горные породы свит. **Полюдовская свита* не имеет фаунистического обоснования возраста. В хронологическом порядке (по работам разных авторов) приведены три варианта возраста: 1) O_3pl – верхний ордовик, по: Боровко, 1962; Боровко и др., 1964; Ишков, 1966; Ишков и др., 1967; 2) $Є_2–O_1t$ – средний кембрий – тремадок, по: Тимонин, 1998; 3) $Є?pd$ – полюдовская свита, включая помяненновскую свиту, – кембрийский отложения, сопоставимые по возрасту с седиольской свитой ($Є_2–O_1t$), по: Водолазская и др., 2005. Вариант обозначения ордовикского возраста полюдовской свиты со знаком вопроса $O_3(?)pl$, пожалуй, вполне корректный (Серебренников и др., 1983), не получил распространения.

***Помянённовская свита* также не имеет фаунистического обоснования возраста. В хронологическом порядке (по работам разных авторов) приведены четыре варианта возраста: 1) O_3pl_1 – нижняя подсвита полюдовской свиты, по: Ишков и др., 1967; 2) $Є_1pm$ – нижний кембрий, по: Бурневская, 1967; третий ($Є_2–O_1t$) и четвертый ($Є?pd$) варианты указаны выше. Такой разнобой в мнениях, даже в индексации полюдовской и помянённовской свит, свидетельствует, на наш взгляд, о недостаточной их изученности.

Благодаря методической основе, разработанной О.А. Кондиайном (2011), в настоящее время возможно ее приложение для любого района Урала. В табл. 2.3.4 представлена динамика геологических событий на Тиманской окраине Русской и в смежном регионе Печорской плит.

Эту дискретность и призван подчеркнуть термин «эпизод». Каждый эпизод основан на факте существования геологического события – конкретного объекта изучения. По мере увеличения объектов изучения предполагается уточнение их места в эпизоде эмерсивной стадии тектонического цикла.

Таким образом, мы говорим о методе, с помощью которого изучается раннепалеозойская эмерсивная стадия в геологической истории ВАР.

В соответствии с общей направленностью нашей работы мы пользуемся терминами кембрийский эмерсивный рубеж, ордовикский эмерсивный рубеж и силурийский эмерсивный рубеж, подразумевая под ними отдельные эпизоды единого раннепалеозойского эмерсивного рубежа, подчеркнутые в своем завершении фазами складчатости единого каледонского цикла.

В прикладном аспекте изучения эмерсивных рубежей важно выделить практическую часть, связанную, прежде всего, с поиском и прогнозом полезных ископаемых.

Это прежде всего те полезные ископаемые, которые образуются в континентальных обстановках, т.е. обусловлены перерывами. На исследуемой территории ВАР мы связываем перерывы с алмазной минерализацией, что доказывается на конкретных примерах алмазоносности на силурийском эмерсивном рубеже.

Эмерсивная стадия характеризуется появлением в разрезе континентальных отложений и перерывами. Верхнюю границу раннепалеозойской эмерсивной стадии мы называем силурийским эмерсивным рубежом. Нижняя и верхняя границы эмерсивной стадии в Южном Притиманье изучаются в нашем исследовании.

Итак, силурийский эмерсивный рубеж – это геологическое событие, завершающее крупный перерыв раннепалеозойской эмерсивной стадии на территории Южного Притиманья.

Исходя из этого определения мы выделяем три эпизода раннепалеозойской эмерсивной стадии, соответствующие геологическим объектам исследования: кембрийский эпизод (Є?*pd*), ордовикский (O_3*pl*) и силурийский (S_1*kl*$_1$).

Рассмотрим последовательно в геологическом времени все три эпизода.

3.2. Проблема алмазоносности помянённовской свиты

Необходимо сразу отметить, что все три эпизода раннепалеозойской эмерсивной стадии соответствуют промежуточным алмазоносным коллекторам ВАР Южного Притиманья: кембрийскому (под знаком вопроса) коллектору помянённовской свиты; ордовикскому коллектору полюдовской свиты и силурий-

скому коллектору колчимской свиты. Соответственно, мы их рассмотрим снизу вверх по палеозойскому разрезу.

Рис. 3.2.1. Стратиграфияполюдовских отложений в разрезе г. Помянённый Камень (по В.А. Бурневской и А.Д. Ишкову, 1961ф, 1967ф), с дополнениями автора

Помянённовская свита залегает в основании палеозойского разреза регионастратиграфически выше верхнепротерозойских отложений (рис. 3.2.1). Определений изотопного возраста свиты до сих пор не существует, но очевидно, что это задача ближайшего будущего. Учитывая весьма сокращенный разрез верхнего венда на изучаемой территории по сравнению со смежным регионом Среднего Урала, можно предполагать, широкий диапазон времени образования отложений свиты. В частности, В.А. Пучков (2010) отмечает, что граница между вендом и палеозоем вплоть до среднего кембрия на уральской окраине континента Балтика весьма неотчетлива. Возможно, по этой причине достоверных кембрийских отложений в Южном Притиманье, как и в целом на Урале, не обнаружено. Проблема наличия или отсутствия кембрийских отложений на Западном Урале в целом, и в Южном Притиманье в частности, в настоящее время остается дискуссионной. Существует несколько противоположных точек зрения, основывающихся на одних и тех же фактах. Рассмотрим их более подробно.

1. Первая, и наиболее широко распространенная, точка зрения состоит в том, что кембрийских отложений на Урале нет.

2. Вторая точка зрения состоит в том, что все «досилурийские» отложения региона, включая Южное Притиманье, относятся к нерасчлененному верхнему протерозою – кембрию.

Второй точки зрения придерживался И.Д. Соболев, один из основателей уральской классической (т.е. «до-плитотектонической») геологии, что нашло отражение на геологической карте Урала, составленной под его руководством (Соболев, 1969).

3. Третья, и наиболее эксклюзивная, точка зрения состоит в том, что нижняя часть досилурийских, предположительно, верхнеордовикских, отложений может быть отнесена к нижнему кембрию ($Є_1$). Так считала В.А. Бурневская, давшая этим «подполюдовским отложениям» название *помянённовской свиты* (Бурневская, 1967).

А.Д. Ишков, являвшийся ответственным исполнителем отчета по ГДП-50 (Ишков и др., 1967ф), сохранил название свиты, данное В.А. Бурневской в тексте итогового отчета, но включил помянённовскую свиту в состав верхнеордовикских отложений в качестве первой, или нижней, толщи – O_3pl_1 (см. рис. 3.2.1).

Иными словами, помянённовская свита, по А.Д. Ишкову, – это нижняя подсвита (O_3pl_1) полюдовской свиты (O_3pl). Понашемумнению, это наиболее взвешенное, во всяком случае на данный момент, решение.

Отложения помяненновской свиты в виде узкой полосы закартированы В.А. Бурневской (Ишков и др., 1961ф) на западном склоне г. Помяненный Камень одной шурфовочной линией; далее по простиранию пород на северо-

восток свита картировалась по делювиальным высыпкам «пород схожего облика», весьма характерным. Мощность нижней подполюдовской (помяненновской) свиты – 100 м. Между красноцветной, нижней (O_3pl_1), и белоцветной, верхней (O_3pl_3), толщами предполагалось скрытое несогласие (Бурневская, 1967). При этом верхнюю толщу полюдовских отложений исследователь относила к нижнему ордовику по аналогии с тельпосской (ныне – хапхарской $O_{1-2}hp$) свитой западного склона Северного Урала.

Помяненновская свита ($Є_1pm$), по В.А. Бурневской (1967), представлена толщей преимущественно красноцветных песчаников и конгломератов, залегающей с угловым несогласием на песчано-сланцевом комплексе рифея и венда. Из структурно-вещественных особенностей пород, отличающих их от собственно пород полюдовской свиты, отмечаются следующие: 1) значительное содержание серицита в цементе, обилие зерен белого каолиноподобного минерала (по всей вероятности, полевого шпата) и прослоев и примазок каолиноподобных глин и красно-коричневых аргиллитов; 2) почти полное отсутствие галек жильного кварца и совершенно особая их форма, характерная для прибрежно-морской зоны; 3) рыхлый цемент, разрушенный еще до того, как толща была перекрыта отложениями полюдовской свиты.

В делювиальных высыпках на западном склоне г. Помяненный Камень и даже в аллювии верховьев р. Бол. Колчим обломки конгломератов помянённовской свиты действительно легко узнаваемы по характерному вишнево-красному цвету, хорошо окатанной гальке каркаса и значительному содержанию серицита в матриксе. Чешуйки серицита размером до миллиметра и более-хорошо различимы визуально, как и пелитизированные зерна полевых шпатов, к сожалению, не сохраняющиеся при изготовлении шлифов. Для территории Южного Притиманья присутствие полевых шпатов обычно в терригенных породах рифея и венда, но, и это важно отметить, совершенно экзотично в отложениях ордовика (O_3pl_3) и основания силура (S_1kl_1), мономиктовых и существенно кварцевых.

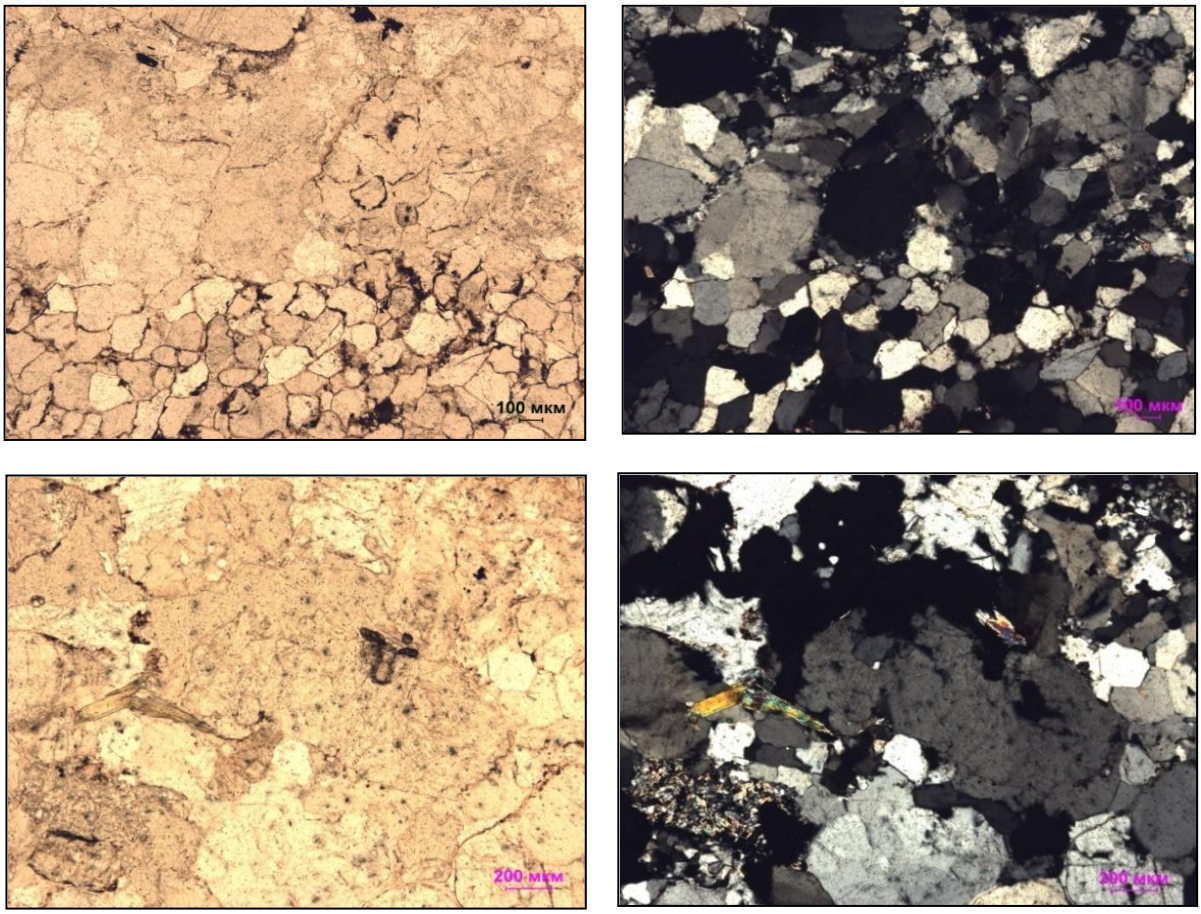


Рис. 3.2.2. Микрофотографии шлифов образца конгломерата помянённовской свиты (O_3pl_1). Микрофотографии выполнены петрографом Е.М. Томилиной

В шлифах (рис. 3.2.2) матрикс конгломерата помянённовской свиты представлен полимиктовым песчаником. Структура породы псаммитовая разнозернистая с размерами зерен 0,1–0,8 мм, преобладают зерна 0,2–0,4 мм неправильной, субизометричной, удлиненной формы, окатанные, полуокатанные, неокатанные (угловатые). Сортировка плохая. Текстура беспорядочная. Обломочный материал представлен зернами кварца (45%), мусковитом (до 1%), обломками пород различного генезиса (до 55%): кварцитов, кремневых пород и пород кремнисто-слюдистого состава. Кварц характеризуется неправильной, удлиненной формой с равномерным угасанием со следами регенерации в виде каемок (0,02 мм), иногда зёрна по периферии растворены, отчего приобретают неровные края. Лейсты мусковита размером 0,1–0,4 мм. В породе преобладает цементация вдавливания, бесцементное контактное соединение зерен кварца и обломков, которое характеризуется конформной структурой (Япаскурт, 2008).

Из акцессорных минералов – единичное зерно циркона размером 0,03 мм. Из аутигенных минералов наблюдаются единичные чешуйки гидрослюды размером менее 0,2 мм. Постседиментационные преобразования представлены структурой вдавливания и образованием конформных структур за счет регене-

рации кварца и уплотнения обломков; укрупнением чешуек бывшего гидрослюдистого цемента.

Галечный материал в конгломератах представлен кварцевым мелкозернистым песчаником: кварц 94%; обломки пород различного генезиса 6%: кварциты (5%), глинистые породы (1%), обломки пород кремнисто-слюдистого состава единичны.

Рис. 3.2.3. Положение конфигуративных точек составов галечного материала (проба 1) и матрикса конгломератов (пробы 2 и 3) помяненновской свиты на классификационной диаграмме В.Н. Шванова (1987)

На классификационной диаграмме В.Н. Шванова (1987) конфигуративные точки составов гальки и матрикса конгломерата не совпадают (рис. 3.2.3), что говорит об их разном генезисе. Галечный материал мог быть захвачен при эрозии более древних пород.

Особенный интерес представляет минеральный состав матрикса конгломератов основания полюдовской (помянённовской) свиты. Наиболее точным методом определения минерального состава пород является рентгеноструктурный анализ, проведенный с помощью порошкового дифрактометра D2 Phazer (производство фирмы «Bruker», ФРГ) в «Центре коллективного пользования ПГНИУ», аналитик Е.М. Томилина.

Данные рентгеноструктурного анализа таковы, мас.%: кварц 89,76%; калиевые полевые шпаты 3,5%; плагиоклазы 1,75%; слюда 1,55%; хлорит 2,13%; гематит 1,31%; сумма 100%. По этим данным матрикс пород также относится к грауваккам, как и по результатам микроскопического исследования в шлифах (см. рис. 3.2.2). Необходимо отметить, что таковой минеральный состав представляется значительно более богатым и усложненным по сравнению с минеральным составом вышележащих кварцевых конгломератов полюдовской свиты (O_3pl_3), которые, по данным (Боровко, 1962; Боровко и др., 1964), являются кварцевыми с небольшой долей (до 5%) обломков кварцитов. С точки зрения литологической зрелости пород отложения помяненновской свиты являются незрелыми (Фролов, 1993), в отличие, например, от отложений полюдовской свиты.

На этом основании можно сказать, что породы основания полюдовской свиты (O_3pl_1), т.е. – помянённовской ($Є?pm$), в понимании В.А. Бурневской (1967), действительно отличаются от пород верхнеполюдовской свиты (O_3pl_3) и по литологическим признакам могут быть выделены в отдельный таксон местной стратиграфии. Однако возрастное положение отложений помянённовской свиты остается таким же неясным, как и пород полюдовской свиты.

Минеральный состав тяжелой фракции пород помяненновской свиты изучался в двух гранулометрических классах: 0,5-0,25 мм и 0,25-0,1 мм (табл. 3.2.1). Количественный минералогический анализ показал, что среди аллотигенных минералов тяжелой фракции проб встречаются исключительно устойчивые: циркон, рутил, турмалин; отмечается также лейкоксен как продукт изменения титанистых минералов (Осовецкий, 2004). Однако представительное количество минералов в тяжелой фракции отсутствует, что характерно для докембрийских пород региона, в отличие, например, от ордовикских (табл. 3.2). В средне- и крупнопесчаном классах преобладают сростки и обломки пород. Среди аутигенных минералов превалирует гематит (97%), а не гидрогётит (табл. 3.3), что подчеркивает генетическую связь отложений помяненновской свиты с докембрийским субстратом.

Химический состав матрикса конгломерата помяненновской свиты получен по данным рентгенофлуоресцентного анализа, выполненного наволнодисперсионномрентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного типа действия S8 Tiger (фирма “Bruker”, ФРГ) в ЦКП ПГНИУ, аналитик К.П. Казымов. В табл. 3.2.2 мы сопоставили наши данные, характеризующие химический состав образцов пород помянённовской и полюдовской свит изучаемой территории.

Таблица 3.2.1

Минеральный состав тяжелой фракции матрикса протолочной пробы конгломератов помянённовской свиты

№ п/п	Минерал/разность	0,25-0,1	0,5-0,25
1	Турмалин	9,1	-
2	Лейкоксен	18,2	-
4	Циркон метамиктный	36,4	-
5	Рутил красный	27,3	-
Сумма аллотигенных		100,0	0
Доля аллотигенных		2,3	0
6	Гематит	96,9	2,3
7	Сростки кварца и гематита	1,3	94,4
8	Слюды (мусковит)	1,7	0,6
9	Мусковит в сростках с гематитом	-	2,3
10	Гидрогётит		0,4
Сумма аутигенных		100,0	100,0
Доля аутигенных		97,7	100,0
Всего		100,0	100,0

По нашим данным и данным предшественников, в химическом составе пород отмечается важное различие, а именно большее содержание глинозема (Al_2O_3) в породах помянённовской свиты, что связано с большим содержанием калиевых полевых шпатов и плагиоклазов в породах помянённовской свиты, что подверждается также данными рентгеноструктурного анализа, приведенными выше.

Химический состав матрикса конгломерата помяненновской свиты получен по данным рентгенофлуоресцентного анализа, выполненного на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного типа действия S8 Tiger (фирма “Bruker”, ФРГ) в ЦКППГНИУ, аналитик К.П. Казымов. В табл. 3.2.2 мы сопоставили наши данные, характеризующие химический состав образцов пород помянённовской и полюдовской свит изучаемой территории.

По величине гидролизатного модуля (ГМ=0,0778) породы относятся к классу суперсилитов; титанового модуля (ТМ=0,0361) – к классу нормотитанистыхсилитов; железистого модуля (ЖМ=0,2330) – к классу норможелезистыхсилитов. В то время как породы полюдовской свиты (ГМ=0,040) относятся к классу гиперсилитов; классу гипотитанистыхсилитов (ТМ=0,017) и к классу гипожелезистыхсилитов (ЖМ=0,0409). Таким образом, полимиктовые отложе-

ния помянённовской свиты характеризуются литохимически «незрелым» материалом, что существенно отличает их от кварцевых пород полюдовской свиты.

Таблица 3.2.2

Химический состав* пород помянённовской и полюдовской свит по данным рентгенофлуоресцентного анализа, мас.%

Проба	Помянён-новская свита, матрикс конгло-мератов	Полюдовская свита, г. Помя-нённый Камень, матрикс конгло-мераов	Полюдовская свита, гора Камень Полян-ка, кварцевый песча-ник	Полюдовская свита, дезинтегрированный кварцевый песчаник, гора Камень Полянка
SiO_2	91,08	95,75	95,93	95,31
Al_2O_3	5,55	3,64	3,52	3,68
CaO	0,17	0,13	0,13	0,11
Fe_2O_3	1,34	0,15	0,12	0,18
TiO_2	0,2	0,06	0,04	0,12
SO_2	0,02	0,02	0,02	0,02
Na_2O	0,21	0,18	0,18	0,18
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00
P_2O_5	0,00	0,00	0,00	0,00
ППП	0,74	0,00	0,00	0,35
Сумма	99,31	99,94	99,94	99,96
****ГМ**	0,078	0,040	0,038	0,042
ФМ	0,015	0,002	0,001	0,002
АМ	0,06	0,04	0,04	0,04
ТМ	0,036	0,017	0,011	0,033
ЖМ	0,2330	0,0409	0,0343	0,0461
НКМ	0,04	0,05	0,05	0,05
ЩМ	0,00	0,00	0,00	0,00

*Автором использована методика определения литохимических модулей по: Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис, 2000.

**ГМ – петрохимические модули, сиаллитовый стандарт (Юдович, Кетрис, 2000). ГМ – гидролизатный модуль; ФМ – фемический; АМ – алюмокремниевый; ТМ – титановый; ЖМ – железистый; НКМ – нормированной щелочности; ЩМ – щелочной.

Главный вывод проведенных литологических исследований состоит в том, что породы помянённовской свиты по ряду признаков действительно отличаются от пород полюдовской свиты и, соответственно, представлют собой самостоятельный таксон в стратиграфии местного уровня.

Локальность распространения пород помяненновской свиты также является проблемой. По данным геологов-съемщиков, на восточном склоне г. Помяненный Камень мощность верхней толщи ордовикских отложений (O_3pl_3) значительно сокращена (Серебренников и др., 1983ф). Более того, в юж-

ных разрезах ордовикские слои полностью выклиниваются, включая и верхнюю белоцветную толщу (Колобянин, 1993ф). Такое структурное положение ордовикских пород, на наш взгляд, может свидетельствовать об их сгруживании во фронте надвига при давлении со стороны Урала в эпоху герцинской коллизии и будинировании ордовикских слоев с разрывом их сплошности. На мелкомасштабных разрезах Урала изолированные друг от друга будины показать невозможно, тем более – проследить их на глубине для доказательства прямой связи ордовикских конгломератов Южного Притиманья и западного склона Урала. Тем не менее структурно такая связь напрашивается и отмечена некоторыми исследователями (Попов, 2017).

Таким образом, выделение по литологическим признакам красноцветной помянённовской толщи в отдельную свиту (или подсвиту), на наш взгляд, вполне оправдано и корректно. Однако решить вопрос об ее геологическом возрасте по аналогии с седиольской свитой Ижма-Омринского комплекса Печорской плиты (Бурневская, 1967; Тимонин, 1998; Водолазская и др., 2005) проблематично и весьма затруднительно. Конечно, возрастнаяаналогияседиольской свиты (средний кембрий – тремадок$Є_2$–O_1t), может быть, и не далека от истины, но никаких достоверныхданных о возрасте помянённовской свиты пока не появилось.

Мы придерживаемся по этому вопросу «уральской» аналогии. И вот почему. По нашему мнению, раннепалеозойская геологическая история Южного Притиманья, в отличие от позднепротерозойской, больше связана с событиями, предшествующими началу развития «Уральской» окраины объединенного континента Русской и Печорской плит (ВЕП), хотя реакция на них в регион приходила с запозданием. По литологическому описанию отложения первой подсвиты полюдовской свиты можно сопоставить с отложениями таборной свиты ($Є_3$–O_1tb), выделенной на Северном Урале в Бельско-Елецкой структурно-фациальной зоне (Водолазская и др., 2005). Таборная свита также имеет крайне ограниченное распространение, является терригенной и красноцветной. Она представлена розовыми, малиновыми, вишневыми разнозернистыми кварцитопесчаниками с горизонтом валунно-галечных полимиктовых конгломератов в основании. Фациально более продвинутая в зону мелкого шельфа обстановка способствовала захоронению фауны плохой сохранности. Возраст таборной свиты условно принят как переходный от кембрия к ордовику.

В.А. Бурневская считала отложения помянённовской свиты прибрежно-морскими на основании характерной формы и размера галек в составе базальных конгломератов. К сожалению, морфологического исследования галечного материала проведено ею не было. Действительно, часть галек красноцветных конгломератов подполюдовских отложений, по нашим наблюдениям, имеет

уплощенный облик, характерный для прибрежно-морских галек. Однако валунные конгломераты, по нашему мнению, имеют речной аллювиальный генезис, несмотря на крупный размер (10–15 см) и хорошую окатанность части грубообломочного материала. Необходимо заметить, что морфометрическое изучение представительной выборки грубообломочного материала конгломератов подполюдовских отложений, как это сделано нами для третьей толщи полюдовской свиты (Пактовский, Илалтдинов, 2020), – дело будущего. В настоящее время просто нет достаточного количества самого этого материала.

Вполне возможно, как это часто бывает в базальных толщах изучаемого района, сами гальки позаимствованы из нижележащих пород, например, рассольнинской (RF_3rs) и устьчурочинской ($V_1uč$) свит, прибрежно-морской характер отложений которых не вызывает сомнения (подглава1.3). Кроме того, индикаторный красный цвет пород помянённовской свиты также характерен для рассольнинской и устьчурочинской свит. Таким образом, намечается некоторая преемственность в образовании сходных пород ряда свит: рассольнинской (RF_3rs) – устьчурочинской ($V_1uč$) – помянённовской (O_3pl_1). То есть, породы помяненновской свиты – ближе к докембрийским породам, чем к палеозойским. И это косвенно указывает на заимствование последней не только литологического материала докембрийских пород, но и их минеральной ассоциации.

В самом факте образования отложений помяненновской свиты нельзя не отметить проявившееся влияние событий на восточной окраине континента, приведших к ордовикской трансгрессии, вызванной спредингом в смежной океанической области (Клюжина, 1985; Ибламинов, Лебедев, 1999). Это влияние вряд ли было достаточно сильным на территории Южного Притиманья (Ибламинов, Суслов, 2015), о чем можно судить по тому факту, что по всей восточной периферии континента Балтика ордовикские слои носят отчетливый трансгрессивный характер и завершаются мощными карбонатными толщами, каковых в изучаемом нами районе Южного Притиманья не наблюдается (Пактовский, 2018а).

Суммируя всё вышесказанное, мы приходим к выводу, что в настоящее время (и до получения новых данных) было бы корректно оставаться в рамках представлений коллег В.А. Бурневской, считавших помянённовскую свиту базальной толщей в составе полюдовской свиты верхнего ордовика (Боровко и др., 1964). Однако перевод ее в ранг подсвиты кажется нам необходимым, прежде всего, по литологическим признакам. Таковой она и обозначена в нашей стратиграфической колонке – O_3pl_1– как нижняя подсвита полюдовской свиты верхнего ордовика (см. рис. 3.2.1). Такой вариант в любом случае ясно указывает на существующую и еще не решенную проблему в геологии Южного

Притиманья. Вопрос о кембрийском (или раннеордовикском) эпизоде в геологической истории Южного Притиманья остается открытым.

Важнейшее значение помянённовская свита приобретает как первый раннепалеозойский промежуточный коллектор на территории. Этот факт, на наш взгляд, имеет важнейшее научное и практическое значение.

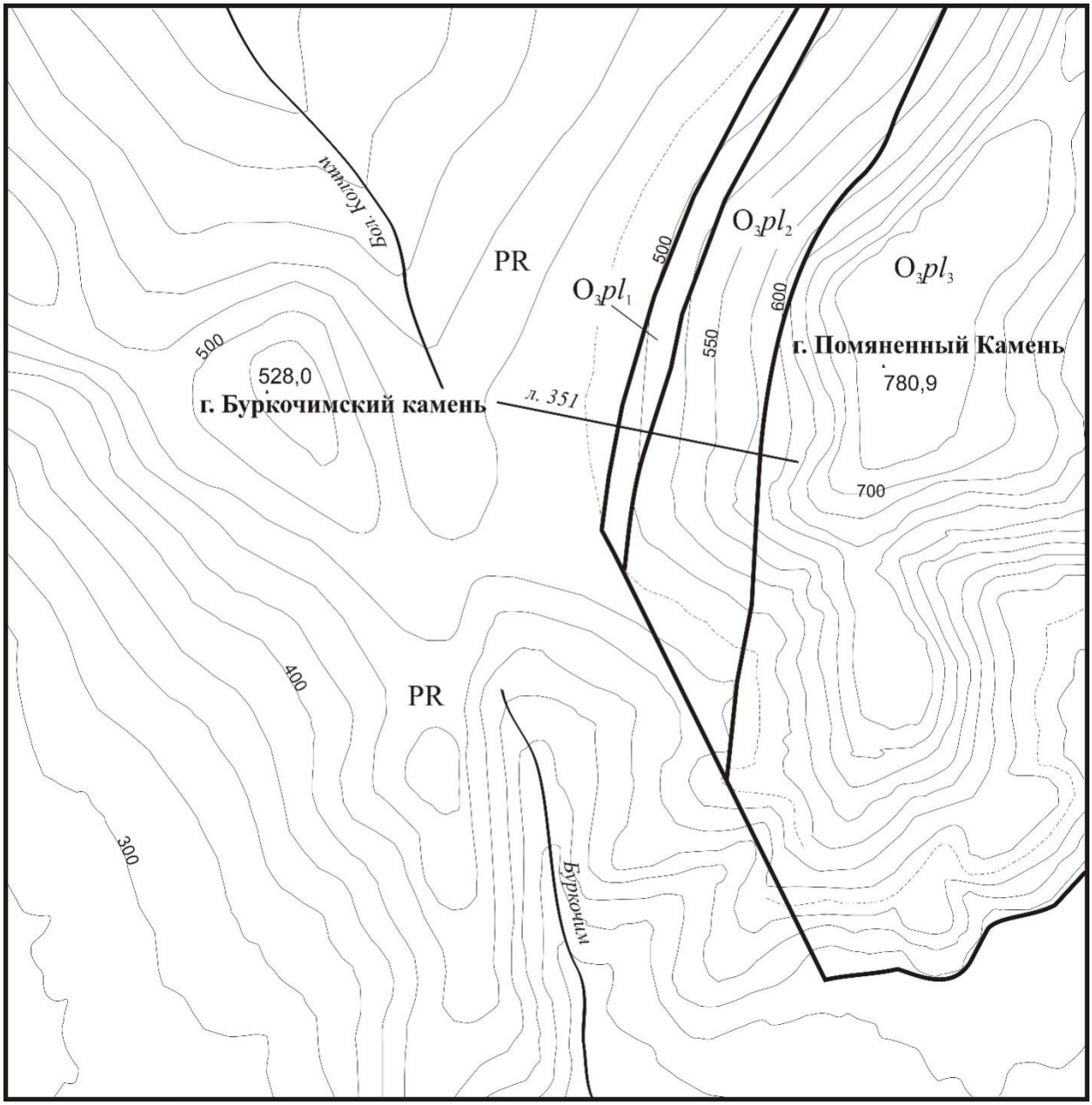


Рис. 3.2.4. Линия 351 на карте фактов геологоразведочных работ Полюдовской партии (по Ишкову и др., 1961ф). Компьютераня графика А.Г. Попов

При крупнообъемном опробовании линии шурфов Л-351, вскрывшей отложения помянённовской свиты в основании разреза ордовикских отложений г. Помянённый Камень, был получен один мелкий алмаз (7,1 мг). И это – первый кристалл, зафиксированный в самых ранних по возрасту отложениях на территории (рис. 3.2.4 и 3.2.5).

Факт примечательный, но, как это часто бывает, не заслуживший должного внимания. Даже описания найденного кристалла в отчете В.А. Бурневской (1961ф), к сожалению, не приводится. Это, возможно, обусловлено с бытовавшей в то время секретностью всего, что связано с алмазной тематикой. В итоге в настоящее время мы получаем невосполнимую утрату ценной научной информации. Нам известно местоположение линии, количество шурфов на ней, средняя глубина проходки по дезинтегрированным отложениям помяненновской свиты, общий объем опробования этих отложений и масса добытого алмаза.

Путем нехитрых арифметических операций при известном количестве шурфов (11), объеме опробования (110 м^3) и мощности расцементированных отложений (2–3 м) можно вычислить сечение пройденных шурфов (2 на 2 м, т.е. 4 м^2) и понять, что это были не обычные картировочные шурфы сечением 1,25 м^2, применяемые при геологической съемке, а не очень глубокие шахто-шурфы для крупнообъемного опробования.

Шурфы с увеличенным сечением применяются только для крупнообъемного опробования, о чем, впрочем, говорит и сам объем опробования. Правда, здесь при проходке шурфов применены не стандартные для шахто-шурфов сечения 9 м^2 или 12,5 м^2, а эксклюзивные 4 м^2, но это может быть объяснено сразу несколькими факторами: экономией времени и средств при проходке мелких шурфов без венцовой крепи, необходимостью опробовать слой от подошвы до кровли на полную его мощность, рыхлостью самих, существенно песчаных пород (неустойчивостью, обводненностью) и, наконец, возможно, как это часто бывает, элементарной спешкой, о чем говорит более половины оставленных на бортах выработок, не вывезенных и необогащенных проб. Как бы там ни было, нам представляется, что проходка шурфов на линии 351 с увеличенным сечением изначально задумывалась с целью крупнообъемного опробования. И это важно. Значит, В.А. Бурневская как геолог изначально была уверена в алмазоносности открытых и описанных ею отложений. И проходку линии 351, заложенную в месте самого широкого выхода отложений помянённовской свиты, она задумывала с целью доказать свою точку зрения. Такая уверенность, на наш взгляд, делает честь ее профессиональной интуиции, основанной, несомненно, на глубоких геологических знаниях. Конечно, полученный результат, с точки зрения промышленных кондиций, оказался неудовлетворительным. Во-первых, содержание алмазов в опробованных отложениях 0,065 мг/м^3 – это даже не бортовое содержание (на гораздо менее продуктивных среднеуральских россыпях). Во-вторых, при внимательном взгляде на приведенный В.А. Бурневской разрез не может не возникнуть сомнения в том, что опробована именно помянённовская свита в коренном залегании, а не элювиально-делювиальные склоновые отложения или коры выветривания по породам верх-

него протерозоя на том простом основании, что и те, и другие – рыхлые отложения.

Схематический разрез пройденных на Л-351 шурфов представляется в следующем виде, сверху вниз (рис. 3.2.5).

Слой 1. dl. Делювиальные отложения: обломки и глыбы конгломератов и песчаников в глине. Мощность – до 1,5 м.

Слой 2. el. Элювиальные отложения по «бескварцевым» конгломератам: хорошо окатанные, частично расцементированные валуны и галька красноцветных песчаников в разнозернистом песке, являющемся разрушенным матриксом этих конгломератов. Мощность – до 2–3 м.

Слой 3. O_3pl_1. Скальные красноцветные конгломераты в коренном залегании. Мощность нижней подсвиты полюдовской (помяненновской, по В.А. Бурневской) свиты – 100 м.

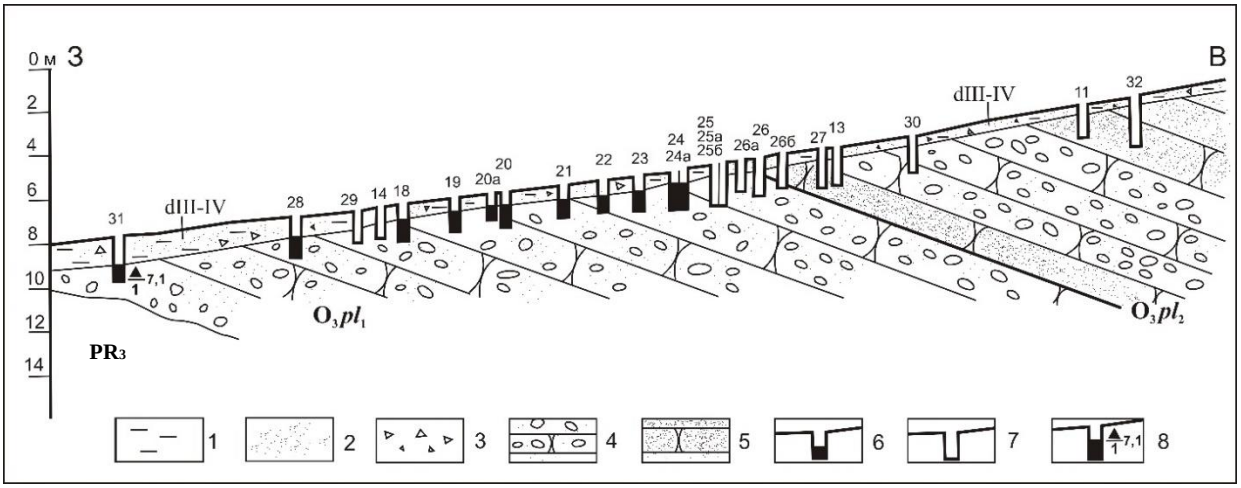


Рис. 3.2.5. Схема крупнообъемного опробования по линии 351, проведенного Полюдовской партией под руководством В.А. Бурневской в 1960 г. (по Ишкову и др., 1967ф). Компьютерная графика А.Г. Попов.

Условные обозначения к рис. 3.2.5: 1. Делювиальные глины; 2. Песок в делювиальных отложениях; 3. Щебень в делювиальных отложениях; 4. Валунные «бескварцевые» конгломераты; 5. Песчаники кварцевые красноцветные; 6. Шурфы с обогащенными пробами; 7. Шурфы с пробами, оставленными на бортах выработок; 8. Находки алмазов: в знаменателе – количество, шт., цифра справа – масса, мг

Опробовались, что и понятно, рыхлые дезинтегрированные отложения (слой 2). Но тут и возникает вопрос, общий для всей уральской алмазной геологии: а почему, собственно, не опробованы литифицированные разности пород (слой 3), т.е. собственно коренные породы? Для корректных выводов об алмазоносности элювия необходимо опробовать коренные породы. Ответить на этот вопрос можно по-разному, но в целом ответ сводится к тому, что при опробовании россыпей дробление скальных пород не предусмотрено в технологической схеме обогащения. При поисках россыпей важно содержание алмазов в

рыхлой массе (Граханов и др., 2007), поэтому и расчеты ведутся в мг/м^3, а не в г/т, как при поисках коренных источников.

Наиболее интересным на линии 351 представляется шурф 31, крайний в западной части линии. Судя по геологическому разрезу, это – единственный шурф, пройденный не по элювиальным отложениям «бескварцевых» конгломератов (слой 2), но в зоне контакта подстилающих верхнерифейских и перекрывающих их ордовикских отложений, т.е. в зоне развития возможных кор выветривания. Верхнерифейские отложения представлены песчаниками пятой пачки рассольнинской свиты (RF_3rs_5) – это верхняя пачка самой древней свиты верхнего рифея в Южном Притиманье. И, таким образом, возможно, что единственный мелкий алмаз, добытый при опробовании, получен предположительно из кембрийских кор выветривания, развитых по терригенным верхнерифейским отложениям.

Исходя из этого в очередной раз возникает сакраментальный вопрос о времени проявления кимберлитового магматизма на территории Южного Притиманья и о роли промежуточных коллекторов в геологической истории региона.Тот факт, что кимберлиты на Урале могут иметь докембрийский возраст, у большинства геологов не вызывает сомнений на том простом основании, что спорадически алмазы встречаются в кластических терригенных толщах венда и ордовика. Другое дело – вопрос о благоприятной для кимберлитового магматизма эпохе, который решается по-разному. А.М. Зильберман (1974) предполагал среднерифейский возраст кимберлитов; Ю.Д. Смирнов (1965) – несколько этапов внедрения. В последние годы на этот вопрос обращают внимание геологи Сибири (Афанасьев, 2015; Зинчук, 2018) и, естественно, для сравнения обращают свой взгляд на Урал и на опыт уральских геологов.

На наш взгляд, это важный и принципиальный с научной точки зрения вопрос, который следует подчеркнуть особо. На этом примере при соответствующем методологическом подходе возможно было бы проследить унаследованностьалмазсодержащих отложений (промежуточных коллекторов) в геологической истории с учетом перерывов и формирования кор выветривания и размыва последних. Такой подход мог бы быть продуктивен с точки зрения прогноза россыпной алмазоносности всего Пермского края.

Необходимо также учитывать, что при общем небольшом объеме опробования (110 м^3), проведенного под руководством В.А. Бурневской, получить один алмаз, пусть и мелкий, но в новом и неизвестном районе, – не такой уж плохой результат (даже очень хороший). Тем не менее ажиотажа эта находка, по-видимому, не вызвала, поскольку в то время алмаз массой 1,7 мг (четвертого класса +2,0–1,0 мм) никак не решал проблему открытия промышленно значимых объектов. Но хотелось бы обратить внимание на то, что, по нашим расчетам, алмаз был получен из пробы, объемом около 4,0 м^3 (шурф 31). С точки

зрения промышленно значимых содержаний это, конечно, тоже немного (0,4 мг/м^3), но все-таки это не то исчезающее малое содержание, если считать валово на 110 м^3 всей опробованной линии шурфов.

Кроме того, по опыту поисковых работ на Урале, одна горная линия шурфов и небольшой объем опробования еще решительно не указывает на промышленную значимость объекта. А если исходить из опыта современного состояния дел в уральской алмазной геологии, то пропустить такой объект – непозволительная роскошь. Конечно, с точки зрения промышленного использования, он может оказаться нерентабельным (небольшой объем рыхлой горной массы, необходимость дробления скальных пород, невысокие содержания), но с научной точки зрения – это объект, требующий самого пристального внимания. Представляется большой удачей, что породы помянённовской свиты выведены в Южном Притиманье на поверхность в отличие от седиольской свиты Ижма-Омринского комплекса Печорской плиты, где об алмазоносности этой свиты едва ли когда-нибудь станет известно.

При условии возвращения геологосъемочных или поисковых работ в Южное Притиманьепромежуточный коллектор помянённовской свиты должен стать, на наш взгляд, одним из первых в череде ревизионных объектов с проблематичной алмазоносностью.

Очевидно, что для изучения контактов нижней подсвиты ордовика (помянённовской свиты) и прослеживания вероятных кембрийских кор выветривания необходимы буровые работы. Пересечения отложений базальной части ордовикской свиты на полную мощность до сих пор не осуществлено.

Подводя некоторые итоги, отметим, что:

1. Количественный минералогический анализ тяжелой фракции матрикса конгломератов помяненновской свиты показал их близость к нижележащим породам докембрия; петрографический, рентгеноструктурный и литохимический методы – их отличие от вышележащих пород полюдовской свиты ордовика.

2. Осадки помяненновской свиты формировались в промежутке геологического времени между поздним вендом и поздним ордовиком, при этом они унаследовали минеральную ассоциацию докембрийского субстрата;

3. В литологическом и литохимическом отношении отложения помянённовской свиты представлены «незрелым» полимиктовым материалом, что свидетельствует о достаточно слабой эрозии докембрийского субстрата и о малой возможности «высвобождения» из него полезного компонента (убогая алмазоносность).

4. В то же время алмазоносность помянённовской свиты указывает на формирование первого промежуточного коллектора раннего палеозоя на территории алмазоносного района.

Исходя из всего вышесказанного можно сделать следующий вывод: нижнепалеозойские базальные горизонты Южного Притиманья со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на эродированных докембрийских терригенных комплексах и представлены литологически незрелыми субаэральными отложениями помянённовской свиты, которая рассматривается нами как самый древний, ныне известный на территории промежуточный коллектор алмазов.

Совершенно очевидно, что на местном стратиграфическом уровне таксон «помянённовская свита» должен быть введен в употребление, прежде всего исходя из нужд практической полевой и поисковой геологии.

3.3. Ордовикский промежуточный коллектор алмазов

Мы сохраняем традиционное для пермских геологов разделение отложений ордовикской системы на три толщи (подсвиты) и отнесение их к верхнему ордовику, как это было сделано еще при геологосъемочных работах 1960-х гг. (Ишков и др., 1967ф).

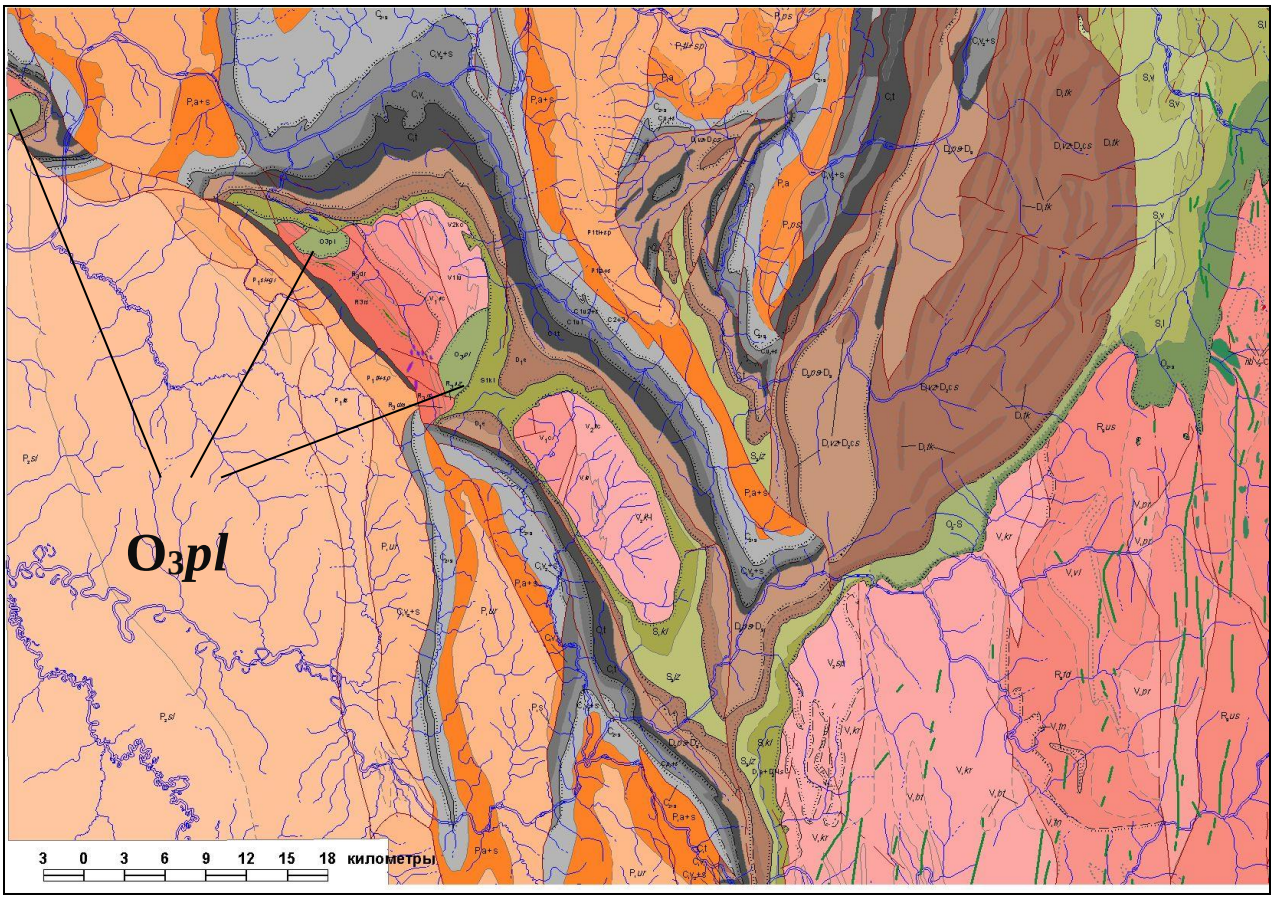


Рис. 3.3.1. Распространение отложений полюдовской свиты (O3*pl*) в Южном Притиманье и на западном склоне Северного Урала Пермского края. «Геологическая карта Урала» масштаба 1:200 000 (фрагмент); по: А.М. Зильберману и Г.О. Пунтусовой, 2002; с добавлениями автора

Никакого нового достоверного материала об изменении такого положения с тех пор не появилось несмотря на то, что Н.Г. Боровко (Боровко и др., 1979) позднее изменила свое мнение и проводила полную аналогию между полюдовской свитой и нижней частью Ижма-Омринского комплекса, как это сделала ранее В.А. Бурневская (1967), хотя фаунистического подкрепления эти предположения не имели ни тогда, ни после.

С другой стороны, «уральская» аналогия между породами полюдовской свиты на Полюдовском поднятии и отложениями тельпосской (ныне хапхарской $O_{1-2}hp$ – *Ю.П.*) свиты в бассейне р. Улс, как отмечает Н.И. Тимонин (1998), до сих пор не установлена, хотя объекты разделены расстоянием всего в 25 км (рис. 3.3.1).

Таблица 3.3.1

Литологическое описание полюдовских отложений Южного Притиманья (по: Чочиа, 1955; Ишков и др., 1967ф; Серебренников и др., 1983ф), с добавлениями автора

Свита	Индекс	Литологическое описание
Полюдовская	O_3pl_3	*Верхнеполюдовская подсвита.* Средне-мелкогалечные белоцветные кварцевые конгломераты с небольшим участием кварцевых гравелитов и песчаников. Слабая сортировка обломочного материала, широкое развитие косой слоистости речного типа с падением косых слойков на З и СЗ. Галечный материал состоит из белого и розового кварца (95%), кварцита и песчаников, распределенных в породе весьма неравномерно. В Колчимской антиклинали отложения залегают с размывом и резким угловым несогласием на породах RF_3rs, RF_3dm, RF_3nz.Мощность 120–300 м
	O_3pl_2	*Среднеполюдовская подсвита.* Песчаники вишнево-красные, розовые кварцевые средне-крупнозернистые плохо сортированные, плитчатые и толстослоистыеЦемент смешанный – порово-пленочный, кварцево-регенерационный, контактовый – кварцево-слюдистого состава. Падение – восточное, угол 17–20^0, такое же, как у верхней толщи O_3pl_3. Контакт между O_3pl_2 и O_3pl_3 согласный и постепенный. Только в разрезе Помянённого Камня. Мощность 160 м
		Скрытый перерыв (?)
	O_3pl_1	*Нижнеполюдовская (помяненновская) подсвита.* Валунно-галечные конгломераты малиново-красные бескварцевые (без гальки жильного кварца – *Ю.П.*, в отличие от конгломератовO_3pl_3) с линзовидными прослоями песчаников кварцевых грубозернистых. Конгломераты сгруженные, легко выветриваются. Обломочный материал хорошо окатан, состоит из кварцитопесчаников (80–83%) и кварцитов (15%), галек песчаника и кварца (1–2%). Цемент конгломератов (фракция менее 1,0 мм) составляет ок. 50% и представляет собой грубо-среднеравномернозернистый кварцевый песчаник с цементом пор и выполнения; слабая сортировка и плохая окатанность зерен свидетельствует о быстром накоплении и захоронении осадка. В шлихах из цемента преобладают гематит и лимонит; из аллотигенных минералов присутствуют циркон, рутил, лейкоксен, турмалин; циркон густоокрашен, розовато-серый и грязно-серый; рутил слабоокатанный – короткостолбчатые обломки кристаллов, красно-коричневый до черного. Шлиховым минералам присуща слабая окатанность. По облику они отличаются от минералов подстилающих отложений. Источник обломочного материала – местный (рассольнинская свита) и частично принесенный с Западного склона Урала (метаморфизованные песчаники и кварциты). Залегает с размывом и резким угловым несогласием на отложениях верхнего протерозоя (R_3 – V). Только в разрезе Помянённого Камня. Мощность 90–100 м

По нашему мнению, отложения полюдовской свиты (O_3pl) относятся к более поздним образованиям, чем отложения нижнее-среднеордовикской хапхарской свиты ($O_{1-2}hp$), закартированные в основании палеозойского разреза на хребте Кваркуш, входящего в структуру Кваркушско-Каменногорского антиклинория Центрально-Уральского поднятия (Пактовский, 2018). Во всяком случае, это относится к отложениям верхнеполюдовской подсвиты (O_3pl_3), если возраст помянённовской свиты (O_3pl_1) окажется древнее верхнего ордовика.

Обобщенная стратиграфическая колонка полюдовских отложений, составленная по материалам В.А. Бурневской (1967), А.Д. Ишкова и др. (1967) в наиболее полном разрезе г. Помянённый Камень, приведена выше, в разделе 3.2 (см. рис. 3.2.1).

В свою очередь, Н.Я. Анцыгин (1990) тоже отмечает «уральскую» параллель между отложениями полюдовской свиты и полуденского горизонта верхнего ордовика Улсовского разреза, корреляцию которых по палеомагнитным данным провели в 1986 г. В.Г. Наседкин и Н.Ф. Данукалов.

А.Г. Попов (как многие пермские геологи), исходя из тектонического строения Северного Урала, связывает отложения полюдовской (O_3pl) и хапхарской ($O_{1-2}hp$) свит (Попов, 2017).

В.А. Езерский (2003ф) усматривает минералогическое единство вышеупомянутых свит.

В.А. Бурневская (1967) предложила стратиграфическое сопоставление полюдовских отложений Колво-Вишерского края и тельпосской (ныне – хапхарской) свиты западного склона Северного Урала. Она выделила полюдовские отложения из базальной части силура и обозначила их возраст верхним ордовиком, в противовес авторитетному мнению А.Г. Чочиа (1955), считавшего полюдовские отложения базальной частью трансгрессивного цикла силурийских пород.

Более подробное литологическое описание отложений, составленное по материалам геологосъемочных работ разных лет, приведено нами в табл. 3.3.1.

Ордовикские грубообломочные отложения полюдовской свиты (O_3pl) распространены локально в обрамлении Колчимской антиклинали Полюдово-Колчимскогоантиклинория и слагают крупные для региона возвышенности: гг. Полюд Камень, Камень Полянка, Помянённый Камень. На геологической карте, составленной под руководством А.Д. Ишкова (1967ф), закартировано пятно ордовикских отложений в средней части месторождения Южная Рассольная. Верхнеордовикский возраст отложений свиты всеми исследователями признается условным (не моложе силура), поскольку, несмотря на тщательные поиски, фауны обнаружено не было, а изотопные исследования на современном уровне не проводились. По этой причине, как уже и было нами сказано, мы

предпочитаем оставить стратиграфию полюдовской свиты в исходном виде до решения определения изотопного возраста полюдовских отложений, а также для обозначения фиксации этого вопроса как не решенной проблемы.

Общая мощность отложений в разрезе г. Помянённый Камень достигает 510 м (по В.А. Бурневской – 660 м; см. рис. 3.2.1). В разрезах гг. Камень Полянка и Камень Полюд, где встречаются отложения только верхней подсвиты, – 300 и 120 м, соответственно.

Верхнеполюдовская подсвита впервые описана Н.Г. Чочиа и Е.В. Владимирской в 1949 г. (Чочиа, 1955) как средне-мелкогалечные белоцветные кварцевые конгломераты с небольшим участием кварцевых гравелитов и песчаников. В дальнейшем было отмечено, что источником материала для образования пород верхнеполюдовской подсвиты могли служить отложения рассольнинской свиты, а источником кварцитов и кварцитопесчаников – породы Кваркушской структуры (Боровко, 1962; Боровко и др., 1964). Цемент конгломератов верхнеполюдовской подсвиты – это песчаники, состоящие из кварца (90–95%), кварциты, кварцитопесчаники и редкие листочки мусковита; т.е. состав – тот же, что у песчаников среднеполюдовской подсвиты (O_3pl_2); скреплены зерна глинистым и кварцево-глинистым веществом. Выход тяжелой фракции низкий, что является обычным для древних свит региона (до 100 г/м^3). Аллотигенная часть тяжелой фракции представленаисключительно устойчивыми к выветриванию минералами: циркон (в среднем ок. 22 г/м^3), рутил (3,3 г/м^3), ильменит, а также минеральный агрегат лейкоксен (5 г/м^3); в редких знаках присутствуют анатаз, турмалин, хромит, эпидот, альмандин, магнетит. Состав шлиха за их счет более разнообразен, чем в нижележащих подсвитах. Минералы хорошо окатаны с полированной поверхностью и ярким блеском. Среди цирконов преобладают окрашенные лиловые и лилово-красные (как и в нижних); подобные цирконы известны в хобеинской свите на Северном Урале. Все эти данные говорят о том, что на первоначальном этапе изучения пород полюдовской свиты в Южном Притиманье само собой подразумевалось их генетическое родство со сходными образованиями в уральском регионе.

Проблема генезиса мелкогалечных конгломератов полюдовской свиты (O_3pl) в последнее время, образно говоря, находится на новом витке спирали. Существуют две основных точки зрения на этот вопрос, которые различаются по отношению к возрасту, генезису, питающей провинции и области седиментации осадка. Этой проблеме мы посвятили отдельную статью (Пактовский, Илалтдинов, 2020), в которойИ.Я. Илалтдиновпровел морфометрический анализ отобранных автором образцов галек из мелкогалечных конгломератов верхнеполюдовской подсвиты.

Первая точка зрения высказана еще Н.Г. Чочиа и К.И. Адриановой, в 1949 г., выделившими полюдовскую свиту как базальную толщу силурийской системы (Чочиа, 1955). Первооткрыватели считали, что образование галечников проходило в надводной или подводной частях крупных речных дельт, постепенно подтоплявшимися морем, на основании отчетливой косой слоистости в отдельных прослоях пород. По работам, проведенным несколько позже, источник сноса кварцевого материала связывался с крупными поднятиями в центрально-уральской зоне, а направление сноса устанавливалось с юго-востока на северо-запад, т.е. согласно простиранию пород полюдовской свиты и тиманскому направлению Полюдова кряжа в целом (Боровко, 1962). Аллювиальный генезис пород полюдовской свиты поддерживали А.Д. Ишков (1967ф), Г.Н. Келль (Боровко и др., 1964), Ю.Д. Смирнов (1977), а также многие пермские геологи-съемщики.

Вторая точка зрения высказана В.А. Бурневской (1967). Напомним, что она впервые указала на ордовикский возраст пород полюдовской свиты. В базальной части полюдовской свиты она выделила «подполюдовскую» толщу «бескварцевых конгломератов» (т.е. не содержащую галек кварца) и назвала ее помяненновской свитой. Именно для помяненновской свиты она предполагала прибрежно-морской генезис и раннекембрийский ($Є_1$) возраст. При этом источником сноса становился, по-видимому, Тиман, поскольку она сопоставляла выделенную ею свиту с седиольской свитой Ижма-Омринского комплекса Печорской плиты, для которого спустя двадцать лет был установлен озерный и лагунно-континентальный генезис и кембрийско-ордовикский возраст.

Рис. 3.3.2. Характерный фрагмент обнажения мелкогалечных конгломератов полюдовской свиты (O_3pl_3), г. Помянённый Камень (последовательное увеличение фрагмента слева направо)

Ижма-Омринская аналогия в дальнейшем была поддержана более поздними работами Н.Г. Боровко (Боровко и др., 1979), Н.И. Тимониным (1998) и авторами Объяснительной записки к геологической карте листа P-40 (Водолазская и др., 2005). При этом (по аналогии) всей полюдовской свите был приписан кембрийский возраст (Є?*pd*), правда, под знаком вопроса, а седиольской и нибельской свитам ижма-омринского комплекса оставлен доказанный более поздний возраст ($Є_2$–O_2*sd*+*nb*), что совершенно странно, поскольку сама В.А. Бурневская писала о раннекембрийском возрасте только помяненновской свиты, которую называла подполюдовской (Бурневская, 1967), а вовсе не полному разрезу ордовикских отложений в регионе. Причем, она тоже использовала аналогию, только наоборот.

По нашим собственным наблюдениям пород полюдовской свиты (косая речная слоистость, полого-волнистые границы отдельных слоев, характерная для речного аллювия морфология галек, близкая к шаровой), нет оснований не согласиться с мнением об аллювиальном генезисе пород полюдовской свиты (рис. 3.3.2).

Рис. 3.3.3. Гальки из мелкогалечных отложений полюдовской свиты (O_3*pl*$_3$), г. Помянённый Камень

Однако представление о питающей провинции в районе Центрально-Уральского поднятия кажется нам ошибочным. С точки зрения стадийности развития территории Южного Притиманья (Пактовский, 2019), с точностью до наоборот, питающей провинцией является аккреционно-складчатое сооружение Тимана, возникшее как результат коллизии Русской и Печорской плит в конце позднего протерозоя – начале палеозоя, а направление сноса могло быть субширотным, с запада на восток, согласно общему наклону Русской плиты на восток – юго-восток.

Характерно, что Е.В. Владимирская, одна из первых исследователей конгломератов полюдовской свиты, по знакам струй на поверхностях напластования пород и замерам направления простирания длинных осей галек для ряда слоев на г. Помяненный Камень пришла к выводу о широтном направлении ордовикских рек или потоков (Чочиа, 1955).

Таким образом, проблема генезиса мелкогалечных конгломератов полюдовской свиты (O_3pl_3) на некоторое время осталась не до конца выясненной проблемой ордовикских отложений Южного Притиманья.

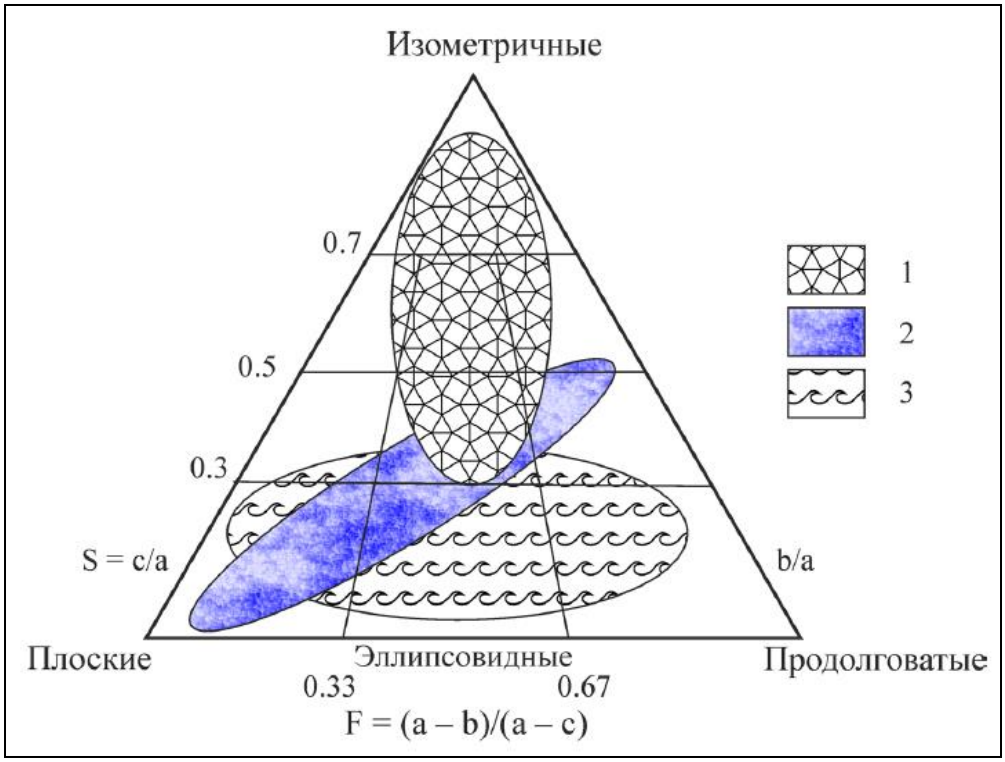


Рис. 3.3.4. а) SF-диаграмма. Области генетических типов отложений: 1 – аллювиальные и моренные, 2 – гляциофлювиальные и пролювиальные, 3 – прибрежно-морские/литоральные (по: Graham, D.J., Midley, N.G., 2000; А.И. Ялышевой, 2013)

Для подхода к решению этой проблемы мы предприняли собственное исследование с целью поверки результатов работы предшественников с помощью новой методики, определяющей генетическую принадлежность грубообломоч-

ных пород. Для этой цели на г. Помяненный Камень при проведении полевых работ 2019 г. на плоском уступе перед останцами северной вершины горы (абс. отм. 727,0 м) нами был отобран галечный материал мелкогалечных конгломератов для изучения морфологии и генезиса пород полюдовской свиты (O_3pl). Из всего материала были отобраны только целые гальки мелкогалечной размерности (2–3 см) в количестве 96 штук (рис. 3.3.3).

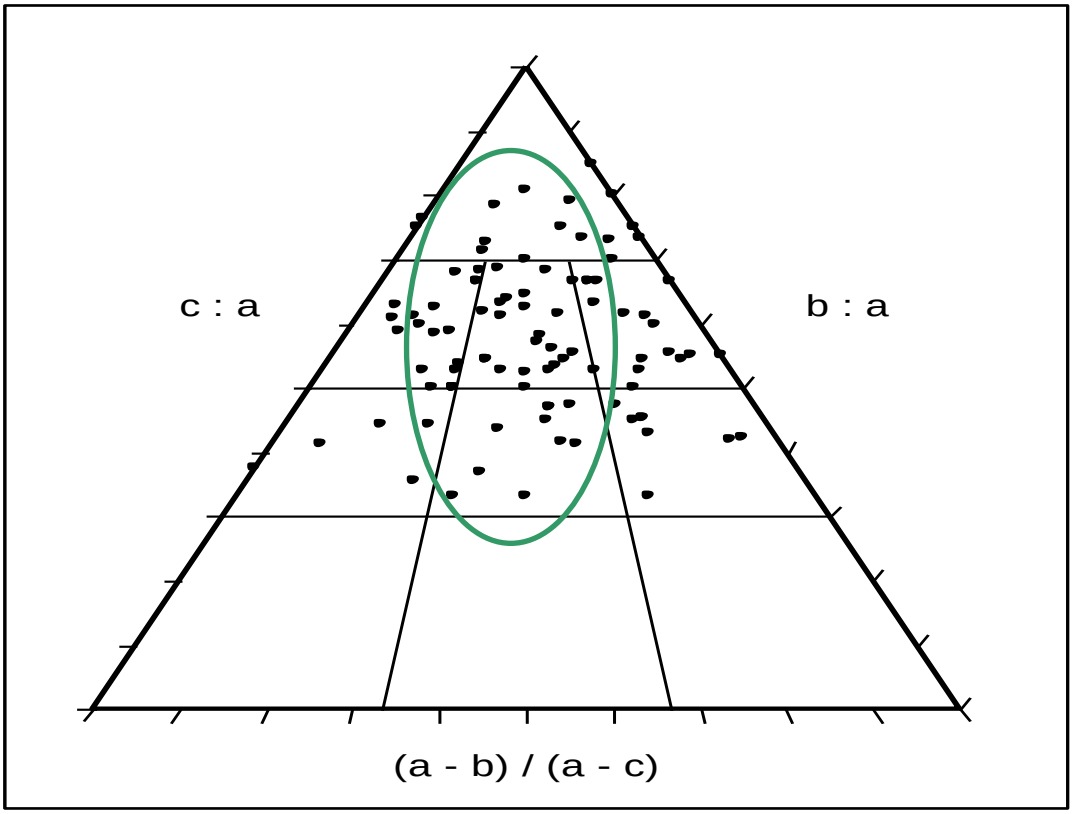


Рис. 3.3.5. SF-диаграмма галек из мелкогалечных конгломератов полюдовской свиты (O_3pl_3), г. Помяненный Камень с выделенным полем аллювиальных отложений (Пактовский, Илалтдинов, 2019)

Для оценки морфологии галек в современной седиментологии наиболее востребованными являются коэффициенты формы обломков F и их изометричностиS, рассчитываемые с помощью программного пакета «GrahamandMidley'sspreadsheetmetod» на основании измерения трех главных осей, описывающих форму гальки – наибольшей (ось a), средней (ось b) и наименьшей (ось c) (Graham, Midley, 2000).

Проведенный анализ показал аллювиальный генезис мелкогалечных конгломератов полюдовской свиты (рис. 3.3.5). Исследование современных отложений показывает, что гальки плоской формы характерны для отложений пляжной зоны морского бассейна, а продолговатой и эллипсовидной формы – для отложений, сформированных процессами выветривания (Ялышева, 2013).

В изученной нами выборке галек из мелкогалечных конгломератов г. Помяненный Камень совершенно отсутствуют весьма плоские, весьма эллипсовидные и весьма продолговатые (рис. 3.3.6), что свидетельствует о невозможности их пребывания в прибрежно-морской зоне.

Другими словами, прибрежно-морской генезис мелкогалечных конгломератов полюдовской свиты (O_3pl_3) исключен.

Добавим, что аллювиальный генезис конгломератов полюдовской свиты представлялся очевидным большинству исследователей, начиная с Е.В. Владимирской, первой занявшейся их специальным изучением.

Е.В. Владимирская отмечала следующие их характерные особенности: слабая сортировка галечного материала при колебании размера галек в одном слое от 0,5 до 8 см и наибольшем количестве галек диаметром 2–3 см; лучшая окатанность крупных галек при средней их окатанности; морфология галек, как правило, яйцевидная, округлая; распределение галечного материала в каркасе конгломератов незакономерное и весьма разнообразное. Характерны также их светло-серый до белого цвет, почти чистый кварцевый состав с небольшим выходом тяжелой фракции и ее бедным минеральным составом (Чочиа, 1955).

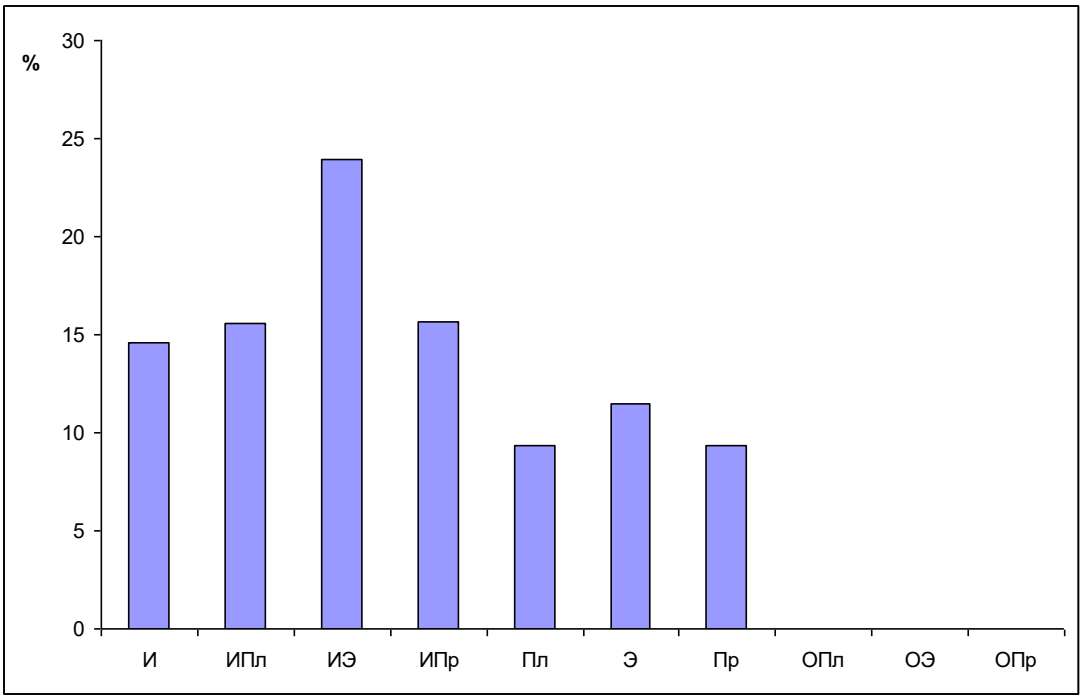


Рис. 3.3.6. Гистограмма коэффициентов формы по классам: И – изометричные, Ипл – изометрично-плоские, ИЭ –изометрично-эллипсовидные, Ипр – изометрично-продолговатые, Пл – плоские, Э – эллипсовидные, Пр – продолговатые, ОПл – очень/весьма плоские, ОЭ – очень/весьма эллипсовидные, ОПр – очень/весьма продолговатые. Мелкогалечные конгломераты полюдовской свиты (O_3pl_3), г. Помяненный Камень (Пактовский, Илалтдинов, 2019)

Наши собственные исследования минерального состава тяжелой фракции мелкогалечных конгломератов полюдовской свиты, в целом, подтверждают характеристику, данную предшественниками.

В качестве вывода необходимо отметить относительно бедный минеральный состав тяжелой фракции пород полюдовской свиты с преобладанием исключительно устойчивых к выветриванию аллотигенных компонентов (циркон, рутил, турмалин, лейкоксен); низкий выход тяжелой фракции; хорошуюокатанность зерен минералов (Чочиа, 1955; Боровко и др., 1964; Осовецкий, 2004).

Но выяснились также и некоторые особенности, которые отмечены нами впервые и о которых пойдет речь ниже.

Геологическая позиция г. Помянённый Камень оригинальна тем, что конгломераты ордовика (O_3pl) непрерывной полосой отложений северо-восточного простирания с резким угловым и стратиграфическим несогласием ложатся сразу на несколько стратиграфических уровней верхнего рифея (RF_3) и венда (V). Южное и восточное ограничение Помянённого Камня – тектоническое, связанное с чешуйчатым надвиганием герценид Урала, вытянутых меридионально, на периферию Восточно-Европейской платформы. При этом простирание тектонических структур Южного Притиманья – северо-западное, согласное с общим простиранием байкалид Тимана. Такое положение на стыке трех крупных структур отражается в напряженной тектонике региона.

Наше исследование было проведено с целью возможности применения минералогического метода при картировании тектонических нарушений и связанной с ними минерализацией, а также сравнения минеральных ассоциаций тяжелой фракции пород помянённовской и полюдовской свит. Успешное применение минералогического метода связано с использованием барита как индикаторного минерала зон разломов при геологосъемочных работах предшественников (Ишков и др., 1967ф; Серебренников и др., 1983ф). Однако сведений об игольчатом рутиле у них нет. В обширном минеральном кадастре Полюдово-Колчимского поднятия упоминание об игольчатом рутиле также отсутствует (Чайковский, 2001).

В 2019 г. близ северной вершины г. Помяненный Камень нами была отобрана литологическая проба, предположительно, в зоне тектонического разлома. На влияние тектоники здесь указывает выровненная площадка, образующая понижение в куэстовом рельефе между двумя останцами с отчетливой слоистостью и трещинами отдельности верхней подсвиты ордовика (O_3pl_3). Каменный материал на самой площадке частично дезинтегрирован и выделяется более интенсивным красным цветом по сравнению с белоцветными и розовато-светло-серыми мелкогалечными конгломератами окружения. Северная граница предполагаемой зоны разлома достаточно резко ограничена небольшим останцом, а

южная – закрыта крупным курумом, образованным непосредственно перед останцом северной вершины (рис. 3.3.7). Общая ширина этой зоны может достигать 200 м, простирание западное, поперечное простиранию Помянённого Камня.

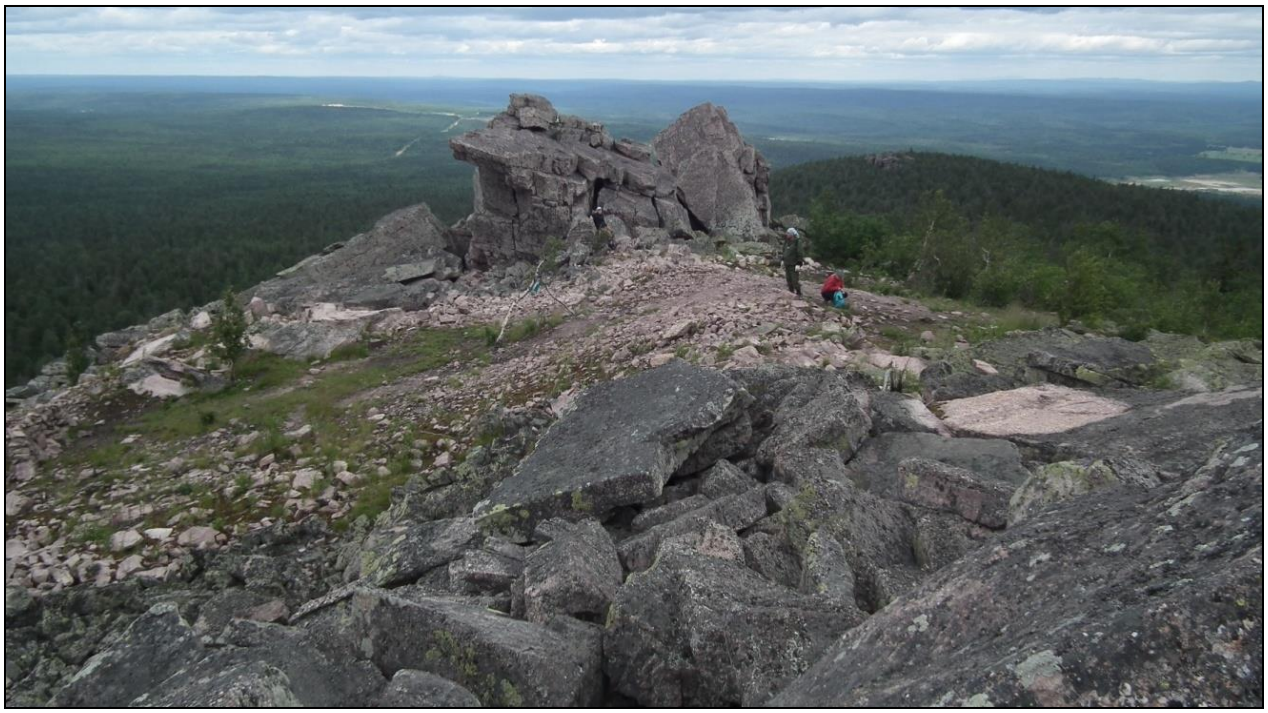


Рис. 3.3.7. Место отбора литологической пробы в зоне предполагаемого разлома на горе Помянённый Камень (фото А.Н. Коноплева, 2015 г.)

В материал пробы вошли обломки и гальки частично дезинтегрированных мелкогалечных конгломератов. В лаборатории кафедры минералогии и петрографии ПГНИУ гальки были освобождены от материала матрикса с помощью ручного дробления с сохранением галек для морфологического изучения. Пробоподготовка проведена по типовой методике обработки литологических проб (Осовецкий, 2004).

Результаты количественного минералогического анализа тяжелой фракции пробы приводятся в табл. 3.3.2.

По опыту предыдущих работ, отраженном в применяемой нами методике (Осовецкий, 1976; Наумова, 2000), представительным для количественного минералогического анализа оказался класс 0,25–0,1 мм. Минеральная ассоциация тяжелой фракции класса характеризуется двумя исключительно устойчивыми компонентами – лейкоксеном (продуктом изменения титановых минералов) и цирконом. Их них лейкоксен, типоморфный минерал кор выветривания (Зинчук и др., 1983), может указывать на гипергенное изменение породы.

Характерно, что и в других гранулометрических классах (0,5–0,25 и 0,25–0,1 мм) лейкоксен преобладает. Все зерна аллотигенных минералов хорошо

окатаны и по размеру тяготеют к нижнему пределу мелкопесчаного гранулометрического класса. Интересно появление метаморфогенного ставролита в мелкопесчаном классе пробы (см. табл. 3.3.2).

Таблица 3.3.2

Минеральный состав аллотигенной части тяжелой фракции пробы из отложений полюдовской свиты (O_3pl_3), %

№ п/п	Минерал / разность	Гранулометрические классы, мм		
		0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05
1	Турмалин	2,0	1,8	1,1
2	Лейкоксен	84,0	74,2	40,2
3	Циркон	8,0	10,1	39,1
4	Анатаз	2,0	6,9	16,3
5	Рутил красный и оранжевый	2,0	4,6	1,1
6	Брукит	2,0	-	-
7	Ставролит	-	2,3	-
8	Хромшпинелид	-	-	2,2
Сумма		100	100	100

При сравнении минерального состава тяжелой фракции матрикса конгломератов помянённовской (см. табл. 3.2.1) и полюдовской (см. табл. 3.3.2) свит в гранулометрическом классе 0,25–0,1 мм обнаруживается существенное различие. Минеральная ассоциация тяжелой фракции матрикса конгломератов полюдовской свиты – циркон (10,1)–лейкоксеновая (74,2), в то время как в тяжелой фракции матрикса конгломератов помянённовской свиты минеральную ассоциацию определить затруднительно. Это связано с небольшим количеством аллотигенных минералов, недостаточным для количественного минералогического анализа, – обстоятельство, к слову сказать, почти повсеместное для докембрийских толщ исследуемой территории. Также характерно то, что метамиктный циркон в ордовикских конгломератах, если и встречается, то очень редко, и нам, по крайней мере, не встречался.

Аутигенная часть тяжелой фракции представлена небольшим набором минералов и их разностей: гидрогетитом и псевдоморфозами гидрогетита по пириту, гематитом и баритом. Сюда же мы отнесли игольчатый рутил по причинам, о которых будет сказано ниже. Среди аутигенных минералов в мелкопесчаном, а также в среднепесчаном и в грубоалевритовом классах, преобладает гидрогетит (табл. 3.3.3).

Напротив, в аутигенной части тяжелой фракции матрикса конгломератов помянённовской свиты преобладает гематит (96,9%; см. табл. 3.2.1), который, как правило, преобладает в тяжелой фракции докембрийских толщ на исследу-

емой территории. Всё это раз убеждает нас в том, что отложения помянённовской свиты ближе к незрелым в литологическом отношении молассоидным породам докембрия, чем к породам нижнего палеозоя, прошедшим длительный путь литологического «созревания» в условиях континентального режима.

Таблица 3.3.3

Минеральный состав аутигенной части тяжелой фракции пробы, %

№ п/п	Минерал / разность	Гранулометрические классы, мм		
		0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05
1	Гидрогетит	55,7	49,6	54,2
2	Псевдоморфозы гидрогетита по пириту (гексаэдры)	1,1	-	0,8
3	Гематит	6,9	0,8	7,5
4	Железная слюдка	-	1,1	3,3
5	Барит	31,0	41,9	31,7
6	Рутил игольчатый	5,2	6,5	2,5
Сумма		100	100	100

Заметим, что гидрогетит считается одним из главных минералов, указывающих на степень гипергенного изменения породы, прежде всего, на степень изменения цемента, приводящего к расцементации и в дальнейшем к дезинтеграции породы. С этой точки зрения интересно, что преобладающее количество гидрогетита в аутигенной части тяжелой фракции пробы во всех трех изученных классах коррелирует с преобладанием лейкоксена – в аллотигенной их части (см. табл. 3.3.2 и 3.3.3). И то, и другое, на наш взгляд, указывает на определенные изменения, которые претерпела исходная порода. Характер этих изменений и предстояло выяснить в дальнейшем нашем исследовании.

Таблица 3.3.4

Разности игольчатого рутила тяжелой фракции пробы, шт. и %

№ п/п	Разность игольчатого рутила	Гранулометрические классы, мм					
		0,5–0,25		0,25–0,1		0,1–0,05	
1	Длинностолбчатый	6	66,7	5	21,7	1	33,3
2	Игольчатый, волосовидный и сноповидный	1	11,1	8	34,8	2	66,7
3	Изогнутый	-	-	7	30,4	-	-
4	Вростки игольчатого в длинностолбчатый	-	-	3	13,0	-	-
5	Длинностолбчатый и игольчатый в сростках с кварцем	2	22,2	-	-	-	-
Сумма		9	100,0	23	100,0	3	100,0

Так, содержание барита, немногим уступающее содержанию гидрогетита, причем во всех трех гранулометрических классах пробы, может быть связано, как уже сказано выше, с тектоническим фактором.

Третьим минералом аутигенной части тяжелой фракции, заслуживающим внимания, является игольчатый рутил. Морфологически он принципиально отличается от хорошо окатанного аллотигенного рутила. Встреченные нами разности игольчатого рутила сведены в табл. 3.3.4.

Приведенное в данной таблице количество зерен минерала, пожалуй, даже показательнее процентного их содержания. Общее количество игольчатого рутила невелико (см. табл. 3.3.3), но сама разность минерала под бинокуляром сразу бросается в глаза. Характерно, что в данном случае наибольшее количество зерен минералов сосредоточено в мелкопесчаном классе. Прежде всего, привлекают внимание необычные форма и цвет минерала. Кроме того, минерал непрозрачен.

Хорошо известны три основных цвета рутила: черный, красный, оранжевый (Бетехтин, 1950). Цвет игольчатого рутила в тяжелой фракции пробы – светло-серый, белёсый или, если сказать иначе, – это эффект осветления исходного цвета минерала. Учитывая, что цвет рутила зависит от примесей, можно предполагать незначительное их содержание. Микрозондовый анализ, выполненный на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMH (Tescan) ссистемой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа OxfordInstrumentsINCAEnergy 250/X-max 20 (аналитик О.В. Коротченкова), подтвердил это предположение (табл. 3.3.5).

Как видно из табл. 3.3.5, химический состав рутила прост, лишен достаточно частых примесей магния, марганца, кальция, а примесь железа является минимальной. Это может свидетельствовать о высокой чистоте минералообразующих растворов (Кривовичев, 1981).

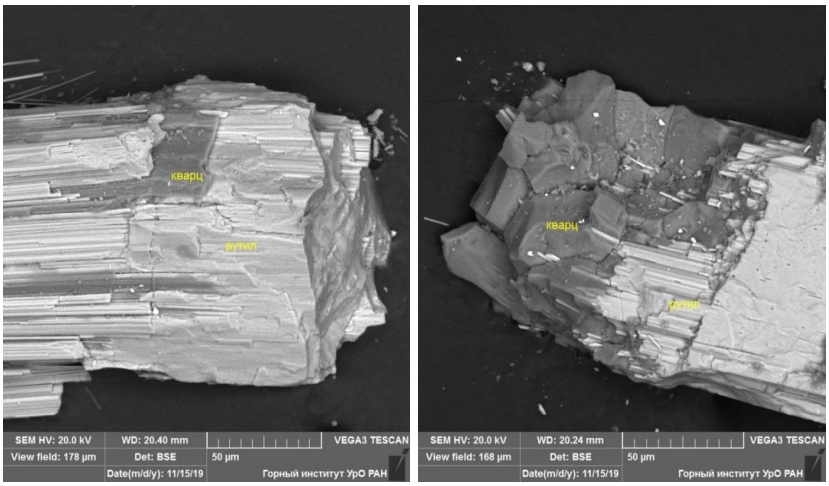
Таблица 3.3.5

Химический состав игольчатого рутила, мас. %

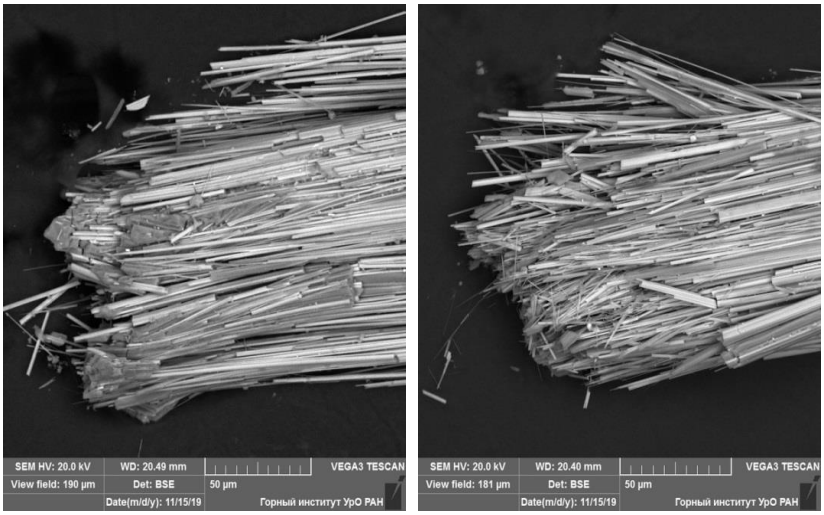
Элемент	1	2
O	40,87	42,27
Ti	58,49	57,47
Fe	0,36	0,25
Сумма	99,72	99,99

Считается, что в отсутствие примесей из минералов оксида титана растет только рутил, при этом отложение рутила происходит при более высоких температурах, чем брукита и анатаза, которые возникают только при наличии стабилизирующих примесей на последних стадиях процесса кристаллизации (Кораго, 1984).

а



б



в

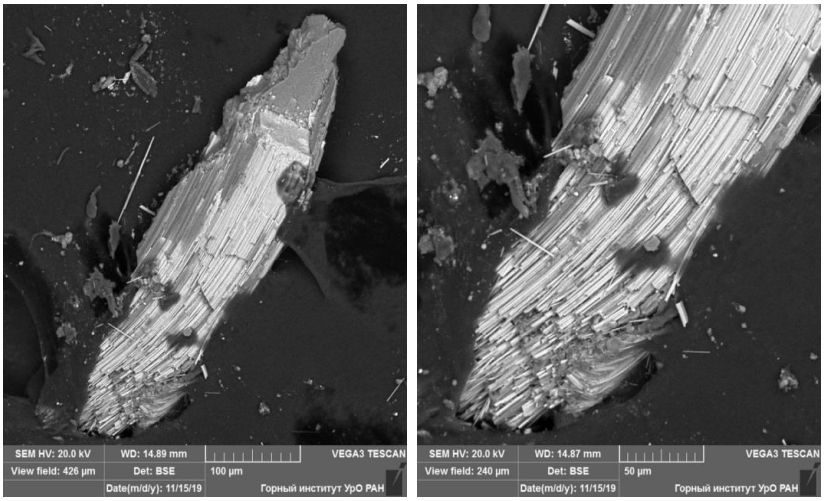


Рис. 3.3.8. Микрофотографии игольчатого рутила: а – игольчатый регенерированный рутил; б – сноповидный рутил; в – изогнутый рутил.
Микрофотографии выполнены О.В. Коротченковой

В литературе существует классификация рутила различного облика, изученного под растровым электронным микроскопом (Козлов и др., 1986). Авторами классификации выделяются длинностолбчатый, игольчатый и волосовидный рутил.

Эти разности преобладают также и в нашей пробе, что может свидетельствовать о реальности классификации. В эту же группу разностей вошли зерна, собранные как бы в пучки или в снопы, рассыпающиеся и сминающиеся при легком давлении. Понятно, что подобные зерна минералов не могут быть подвержены ни малейшему переносу или сохранению при литификации осадка, что подтверждает их аутигенное происхождение. Сюда же мы отнесли вростки игольчатого рутила в длинностолбчатый, наподобие арматуры, торчащей из бетонной балки с тетрагональным сечением, – наглядный пример регенерации рутила (рис. 3.3.8).

Сходный эффект описан А.А. Кораго (1984) на месторождении Челн-Из, где иглы рутила «торчат» из кристаллов кварца. При этом многие иглы изогнуты.

Когда речь идет о достаточно больших объемах вещества, о месторождении, изученном и описанном А.А. Кораго, источником титана являются вмещающие породы, преимущественно метаморфические сланцы с породообразующим хлоритом и метасоматиты по ним в последовательности минералообразования: хлорит – серицит – рутил – ильменит – апатит – монацит, ксенотим, кальцит – горный хрусталь. Для мобилизации титана в минералообразующих растворах для регенерации рутила в классе песчаной размерности может быть вполне достаточно вещества цемента вмещающих пород.

В составе тяжелой фракции нашей пробы также встречены стростки рутила и кварца, рутила и барита, что в целом говорит о несравненно меньшей минерализации растворов, чем в условиях, когда в роли вмещающих выступают породы зеленосланцевой фации.

Отдельно следует рассмотреть вопрос об изогнутом игольчатом рутиле. В нашем случае иглы рутила изогнуты с одного конца как носки лыж (см. рис. 3.3.8в).

Такие изогнутые зерна встречаются только в классе 0,25–0,1 мм (см. табл. 3.3.4).

Пластический изгиб хрупкого при обычных условиях призматического кристалла невозможен в процессе его свободного роста. Такая деформация предполагает внешнее воздействие, на что обратил внимание Г.Н. Вертушков (1949). Он связал возникновение пластических деформаций рутила с ориентированным давлением на него (не ниже 10000 атмосфер) и предложил рассматривать пластически изогнутые кристаллы рутила как приблизительные геологические «динамометры».

Позднее М.А. Плескова (1989) отмечала, что изменение морфологии кристаллов рутила можно использовать при расчленении метаморфических толщ, поскольку основные концентрации рутила связаны с метаморфическими процессами. Процессы динамометаморфизма в Южном Притиманье определяются тектоникой, поэтому изогнутые зерна рутила могут указывать на зоны разло-

мов, по которым происходят смещения блоков горных пород. В свою очередь, А.А. Кораго (1984) связывает образование игольчатого рутила (и кварца-волосатика) в большей степени с метасоматозом и с влиянием минералообразующих растворов на регенерацию рутила и кварца на границе разнокомпетентных пород. В любом случае, и в нашем тоже, тектоника и метасоматоз не исключают, а дополняют друг друга. Кроме того, можно предположить регенерацию рутила путем гидролиза титансодержащих минералов из вмещающих пород, как это показано А.А. Кораго (1984). Московская минералогическая школа подчеркивает генезис «волосатиков» в условиях метаморфизма при образовании жил альпийского типа (Бетехтин, 2006).

Для Южного Притиманья интересно отметить регенерацию игольчатого рутила в толщах, проницаемых для минералообразующих растворов за счет межслоевой их инфильтрации, а изогнутый рутил – рассмотреть как типоморфный минерал (наряду с баритом) для определения зон тектонических нарушений в комплексе геологоразведочных работ.

Итак, в нашем исследовании ордовикского эпизода раннепалеозойского континентального перерыва на территории Южного Притиманья мы уделили главное внимание проблемам возраста полюдовских отложений ордовика, их генезису и специфике наложенной минерализации. Конечно, это далеко не все существующие проблемы ордовикского эпизода эмерсивной стадии региона. Можно упомянуть вопрос об условиях образования полюдовских отложений, который состоит в том, чтобы найти объяснение дискретности их распространения как по площади, так и по мощности. Другой, мало освещенный вопрос касается особенностей палеогеографии региона в это время. Например, положения и изменения береговой линии, рельефа континентальной суши, климатической зональности и изменения климата, в частности, чередования холодных сухих эпох и оледенения и относительно теплых и влажных. Так, в разрезе на восточном склоне г. Помяненный Камень в единственной точке на карте описаны прослои песчанистых известняков, свидетельствующих о наступлении моря в данном районе. Но для осмысления всех этих деталей геологической истории пока слишком мало данных и фактов. Тем не менее мы уверены, что продолжение геологосъемочных и поисковых работ увеличит количество объектов исследования по каждому эпизоду и подстадии раннепалеозойского эмерсивного рубежа.

Одна из главных проблем изучения ордовикских отложений Южного Притиманья – это их стратиграфическая неопределенность, связанная, прежде всего, с отсутствием фаунистического и изотопного обоснования их возраста. Проблема эта не решена до сих пор. Генезис ордовикских отложений также требует дальнейшего научного изучения. Например, в отчете по ГДП-50 (Серебренников и др., 1983ф) есть данные о наличие карбонатной пачки в составе верхней толщи ордовикских отложений ($O_3 pl_3$). Так, скважина 24, пробуренная

на восточном склоне г. Помянённый Камень, в интервале 137,5–139,5 м вскрыла прослой песчаного известняка (кварцевого песка около 50%) с редким мелким гравием белого кварца. Это – пока единственный случай, зафиксировавший наличие карбонатного материала в составе терригенных отложений ордовика Южного Притиманья. Таким образом, вопрос о кратковременном возвращении морской обстановки на часть территории Южного Притиманья и, возможно, неоднократном, остается открытым. С точки зрения общеуральской геологии следует отметить, что завершение ордовикского разреза в Западно-Уральской мегазоне представлено толщами карбонатных пород (Кондиайн, 1962; Клюжина, 1985), так что появление последних и в разрезе Южного Притиманья можно считать косвенным подтверждением их верхнеордовикского возраста.

Второй вопрос, который возникает при изучении полюдовских отложений, – это наличие кварцитовидных сливных кварцевых конгломератов и песчаников. В разрезе скважины 24 они появляются сразу под слоем песчаников с пачкой известняков в интервале 141,5–163,7 м. Здесь же зафиксирована зона интенсивной трещиноватости пород. Появление пород, переходных от осадочных к метаморфическим (кварцитовидныеконкломераты, кварцитопесчаники), и зоны дробления пород, на наш взгляд, свидетельствуют о проявлении напряженных тектонических процессов, связанных в регионе с надвиговой тектоникой уральской фазы складчатости.

В целом, отложения выше и ниже слоя песчаников с прослоем известняков по разрезу скважины 24, очевидно, разделяются на две толщи: 1) нижнюю, осадочную, терригенную, частично метаморфизованную и 2) верхнюю, осадочную, терригенную. Границей между ними служит маломощная терригенно-карбонатная пачка, которую по литологическому признаку можно выделить в отдельную толщу. Образование ее можно связать с эвстатическими колебаниями уровня моря и спредингом в смежном раскрывающемся Уральском палеоокеане. Кроме того, на этой границе возможно формирование обломочных кор выветривания, о чем говорит тонкий (0,1 м) глинистый прослой в основании верхней толщи.

Таким образом, перед нами – знакомое трехчленное деление полюдовской свиты, однако, как мы видим, оно принципиально отличается от того, о котором говорилось ранее и к которому все привыкли. На наш взгляд, это еще одна геологическая проблема, связанная, как и все подобные проблемы, со слабой изученностью объекта исследования.

Структурное положение полюдовской свиты также изначально привлекала к себе всеобщее внимание. Так, в южной части г. Помяненный Камень, по результатам поискового бурения (Колобянин, 1992ф), выяснилось, что породы полюдовской свиты при достаточно пологом падении на восток-северо-восток резко сокращаются в мощности, а затем полностью выклиниваются. Другими

словами, ордовикские отложения в Южном Притиманье представляют собой «бескорневую» структуру или, что точнее, фрагмент чешуйчатого уральского надвига в его фронтальной части. Но нужно также учитывать, что полный разрез полюдовских отложений в составе всех трех подсвит (включая «подполюдовские» отложения помянённовской свиты) не вскрыт бурением, что значительно ограничивает наше знание о них.

Практическое значение полюдовских отложений с начала их изучения ограничивалось, по сути, их отношением к алмазоносности региона. Грубообломочные породы, достаточно мощные и широко выходящие на поверхность, представлялись весьма перспективными вторичными коллекторами алмазов, но эти надежды не оправдались. Единственное масштабное крупнообъемное опробование пород полюдовской свиты было осуществлено под руководством А.Д. Ишкова в 1960-е гг. При общем объеме опробования 1 500 м^3 было получено два мелких зерна алмаза (Ишков, 1966). Такие результаты были расценены как отрицательные. Опробовались природно дезинтегрированные разности мелкогалечных конгломератов в карьере на северном склоне г. Камень Полянка и элювиальные, тоже дезинтегрированные отложения полюдовской свиты в правом борту р. Рассольная. Конечно, объем опробования можно считать вполне представительным, но все-таки вопрос с алмазоносностью полюдовской свиты нельзя считать до конца решенным, особенно с учетом внутриформационных перерывов в породах свиты и с возможным формированием кор выветривания на этих границах.

Таблица 3.3.6

Полевое описание разреза скв. 166

Интервал, м	Описание пород
0,0–2,0	Суглинок, глина коричневые, без каменного материала
2,0–6,0	Гравийно-мелкогалечный материал в глинистом матриксе красно-коричневом, песчано-алевритистом, ожелезненном; с глыбками конгломератов О$_3$*pl*; текстура породы массивная. Соотношение зернистого материала и глины примерно поровну
6,0–11,0	Желтоцветная глинизированная брекчия: в инт. 6,0–9,0 м красновато-желтого цвета с дресвой, гравием, галькой желтовато-белого, белого кварца (до 7 см); матрикс породы алевро-песчано-глинистый (глинистая составляющая 50–60%), текстура массивная; ожелезнение тонкодисперсным лимонитом и гематитом. В инт. 9,0–11,0 м – та же по составу порода ярко-желтого цвета
11,0–13,6	Элювий по доломитам – глина сероватая с дресвой, мелким щебнем доломитов и галечкой белого кварца
13,6–14,0	Доломит розовато-серый в виде крепкого столбика керна, брекчированный, перекристаллизованный, мелкокристаллический до афанитового, трещиноватый, трещины залечены белым кальцитом. В верхней части керна – контакт с конгломератами ордовика, контакт наклонный, неровный, 40^0 к оси керна

Также весьма перспективными могут оказаться и представлять промышленный интерес межформационные брекчии, описанные нами в педименте южной вершины г. Помянённый Камень (Пактовский, Уткина, 2019).

При проведении поисковых работ ЗАО «Уралалмаз» на южном окончании г. Помяненный Камень, во фронтальной части Колчимского надвига, ряд скважин на северном окончании линии 2Б (см. рис. 1.2.4.2) вскрыл контакт пород полюдовской свиты верхнего ордовика и низьвенской свиты верхнего рифея (табл. 3.3.6).

В разрезе отчетливо выделяются красноцветный (2,0–6,0 м) и желтоцветный (6,0–11,0 м) горизонты рыхлых пород. Эти же два горизонта, уже увеличенной мощности, отмечаются в разрезеБуркочимской депрессии, прилегающей к педименту г. Помяненный Камень. Северный борт депрессии отделяется от него круто падающей стенкой, возможно, тектонического происхождения. Крутой склон способствовал перемещению продуктов выветривания со склона горы в ложе депрессии и образованию сначала желтоцветного горизонта, а затем красноцветного. При крупнообъемном опробовании алмазы найдены и в нижней желтоцветной толще, и в верхней, красноцветной, но два самых крупных кристалла (123,9 и 202,9 мг) – именно в нижней (табл. 3.3.7).

Желтоцветные брекчии, шлейфом спускаясь по склону на расстояние около 150 м, выполняют отрицательные формы палеорельефа в доломитах низьвенской свиты и далее на юг не прослеживаются. В то время как красноцветный горизонт составляет всю верхнюю часть депрессии (рис. 3.3.9).

Таблица 3.3.7

Алмазы поисковых работ на Буркочимской депрессии в 2009 г.

Объект	**№ п/п**	**№ пробы**	**Класс крупности**	**Морфология**	**Масса кристалла, мг**
Буркочимская депрессия	1	П-14-3	-2+1	Осколок додекаэдроида	6,70
	2	П-14-2	-2+1	Додекаэдроид	6,5
	3	П-15-2	-2+1	Обломок додекаэдроида	13,70
	4	П-15-4	-4+2	Двойник додекаэдроидов	123,90
	5	П-15-4	-2+1	Обломок додекаэдроида	15,60
	6	С-23-2	-8+4	Додекаэдроид	202,9
	7	С-20-В	-4+2	Додекаэдроид	73,7
Итого	**7**				443,00

Обломочный материал верхнего горизонта, прежде всего галька кварца и глыбы кварцевых конгломератов, судя по всему, – полюдовский. Однако обращается внимание на то, что в нижнем горизонте обломки полюдовских конгломератов отсутствуют. Тогда можно предположить еще один, дополнительный источник питания в образовании желтоцветных брекчий. На это указывает тот факт, что в данном случае на контакте верхнего рифея и ордовика из разреза полностью выпадают вендские отложения, широко распространенные в западном и северном обрамлении г. Помяненный Камень. Кроме того, в образце керна кровля низьвенской свиты имеет неровную как бы размытую поверхность с обломками разноокатанных доломитов, а в зоне контакта наблюдается смешение карбонатного и терригенного материала (рис. 3.3.10), причем эта порода литифицирована.

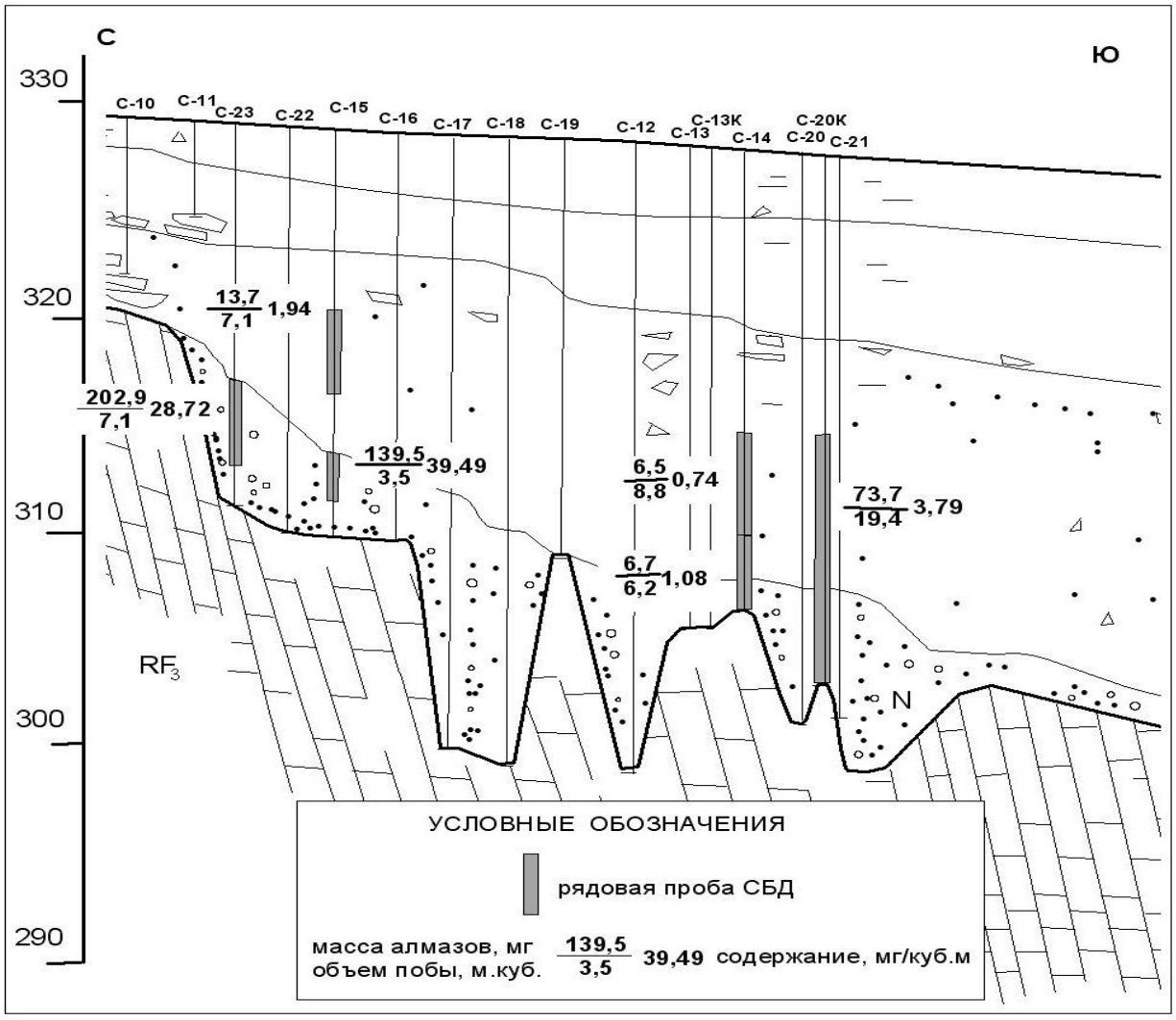


Рис. 3.3.9. Геологический разрез северной части Буркочимской депрессии (по: Пактовский, Попов, 2018)

При макроскопическом описании в приконтактовой зоне отмечалось брекчирование доломита и залеченные кальцитом трещины, а со стороны конгломе-

ратов – частично ориентированные вдоль плоскости надвига мелкие гальки и песчано-гравийное вещество матрикса. Матрикс окрашен в розово-красные тона за счет гематитизации, обычной для древних пород района.

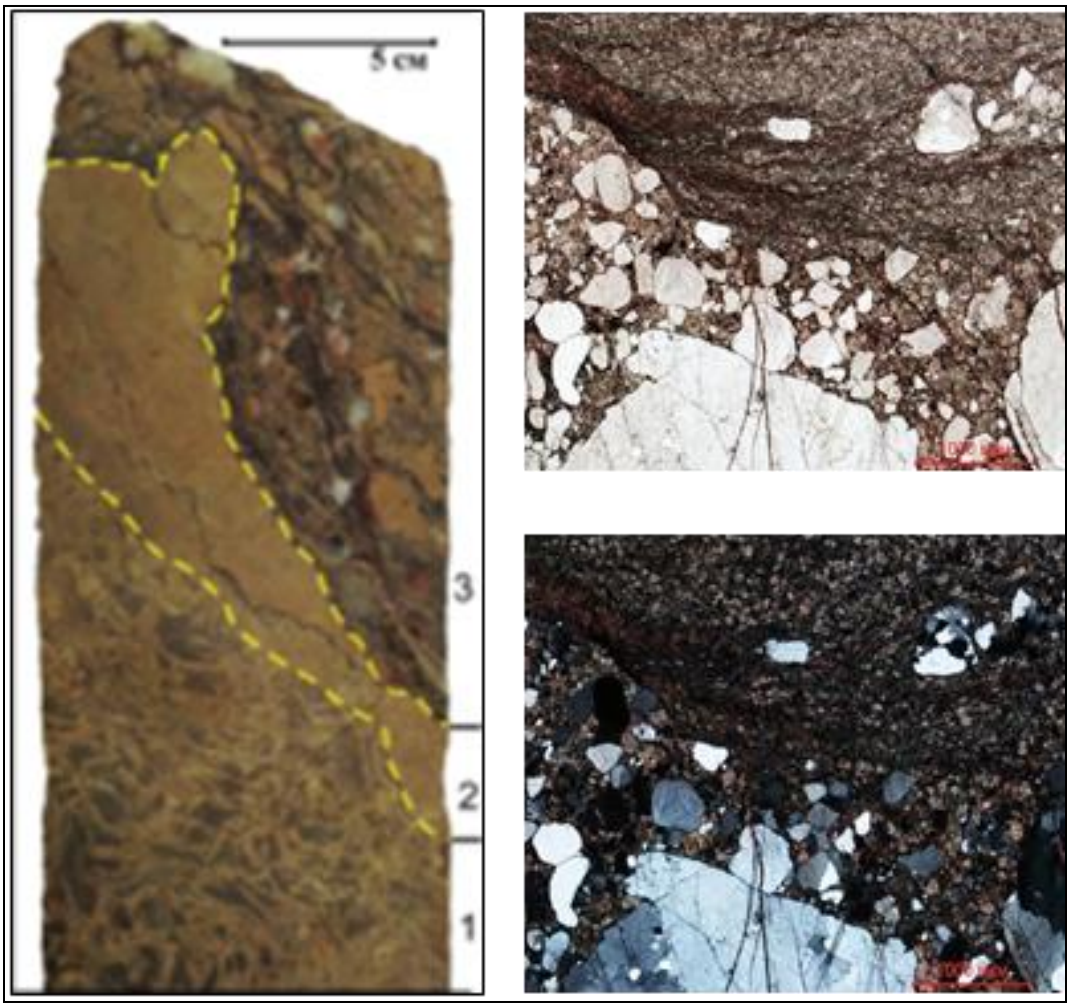


Рис. 3.3.10. Образец керна с забоя скв. 166 и микрофотографии шлифов образца. Слева – продольный разрез керна (длина 175 мм, диаметр 74 мм). Прорисовка слоев Д.Е. Трапезникова. Справа – шлиф по контакту слоев керна: доломит вторичный средне-тонкозернистый песчаный кварцевый разнозернистый с примесью гравия средней и мелкой размерности; вверху – без анализатора, внизу – с анализатором (Пактовский, Уткина, 2020)

По заключению петрографа М.Н. Уткиной (Пактовский, Уткина, 2020), в шлифе, сделанном перпендикулярно к оси керна, через наклонную плоскость контакта, порода представляет собой доломит вторичный средне-тонкозернистый, песчаный, кварцевый, разнозернистый, с примесью гравия средней и мелкой размерности, плотный. Текстура конгломератовидная, пятнистая. Структура средне-тонкозернистая, псаммитовая, разнозернистая. Порода представляет собой в основном различной формы участки (в шлифе размером до 6,52×9,20 мм) тонкозернистого агрегата доломита, пространство между которыми выполнено изометричными, полигональными, редко ромбоэдрическими зёрнами того же минерала средней и мелкой размерности.

Наблюдается терригенная составляющая (до 30%), неравномерно распределенная, не сортированная, представленная полуокатанными и реже окатанными часто трещиноватыми зернами кварца, реже кварцитов и микроквацитов размером в шлифе от 0,03 до 3,80×5,68 мм, преобладает размерность от 0,12 до 0,60 мм. Содержание гравия средней и мелкой размерности до 5%. В породе видны разнонаправленные трещины длинные мощностью до 0,32 мм слабоволнистые, волнистые, участками ветвистые, иногда прерывистые, выполненные агрегатом вторичного кальцита. Большая часть трещин в терригенной составляющей также залечена агрегатом вторичного кальцита. Рудный минерал (гематит, 5%) – редкие неравномерно рассеянные включения удлиненной и изометричной форм размером до 0,40×0,96 мм, окисленные до красновато-коричневых, коричневато-красных гидроокислов железа. Гидроокислы железа неравномерно (участками) пигментируют породу.

Однако шлиф не дает полной информации о морфологии контакта между карбонатной и терригенной породами в образце, на продольном разрезе которого (см. рис. 3.3.10) хорошо просматривается зональность контакта, состоящего как бы из трех слоев. Снизу вверх: 1) слой брекчированного серого доломита; 2) слой однородного тонкозернистого коричневато-серогодоломита; 3) слой мелкогалечного конгломерата с угловатыми обломками коричневато-серого доломита. Граница между слоями 1 и 2 – достаточно четкая,полого восходящая под углом 25–30^0 .Граница между слоями 2 и 3 – более крутая и восходит сначала от 30–60^0 до субвертикальной, и даже с небольшим отрицательным углом в апикальной части слоя 2. Мощность слоя 2 при этом также резко изменяется: от 2–3 см при более пологом положении границ и до 4–5 см– при более крутом. Характерно, что в слое 1 происходит только брекчирование исходной породы, в слое 2 – как бы тонкое перетирание доломита, ав слое 3 – смешение карбонатного и терригенного материала.

Для дальнейшего рассуждения необходимо разделить этапы литификации пород низьвенской и ордовикской свит, о чем говорит и тот факт, что породы низьвенской свиты дополнительно были разбиты многочисленными трещинами. Что же произошло между двумя этими этапами? Как мы уже знаем из генезиса конгломератов полюдовской свиты, в этот промежуток времени образовывались аллювиальные отложения полюдовской свиты и эродировались верхнепротерозойские толщи, выведенные на поверхность. Всё это происходило в раннепалеозойскую эмерсивную стадию развития региона в континентальных условиях. При нынешнем состоянии изученности вопроса можно сделать только предположение, что именно тогда из докембрийских толщ венда и верхнего рифея в ордовикский промежуточный коллектор попали алмазы. И впоследствии в мезо-кайнозойскую эмерсивную стадию продукты разрушения ордо-

викского коллектора попали в современные депрессии и при благоприятных условиях сохранились и привели к концентрации полезного компонента.

По геологическим данным, очевидно, что образование склоновых брекчий (Наливкин, 1956) происходило после литификациии полюдовских отложений и вывода их на поверхность в конце герцинского горообразования уральской фазы. Алмазоносность нижней части Буркочимской депрессии (см. рис. 3.3.9) позволяет связать ее с седиментационными брекчиями полюдовской свиты, что заставляет заново рассмотреть вопрос о промышленной значимости ордовикского промежуточного коллектора. Особенно важны в этом смысле пограничные с ордовикскими отложениями зоны депрессий и глубокие их горизонты, где аккумулируется полезный компонент.

По многочисленным полевым наблюдениям, глубокие горизонты депрессий часто имеют отличный от верхних горизонтов цвет и литологический состав отложений. Тектонический фактор может затруднить поисковую схему опробования, особенно в сложной мозаике разбитых тектоническими нарушениями разновозрастных блоков, как это имеет место на южном замыкании г. Помяненный Камень в зоне Колчимского надвига. С другой стороны, выведенный на поверхность в уральскую фазу складчатости материал остаточных (предтельпосских – Шуб, 1981) кор выветривания может войти в новый цикл геологического развития. Тогда особенности формирования раннепалеозойских промежуточных коллекторов оказываются связанными с геологией россыпей аридного пояса (Шило, 2002), как наиболее близкого по условиям к исследуемой эпохе; преемственностью в образовании россыпей (Сигов, 1965) и поисками новых типов россыпей алмазов в Южном Притиманье и на Урале.

К сожалению, как это уже неоднократно бывало, поисково-разведочные работы на перспективном участке завершены не были. Тем не менее прогнозные ресурсы категории P_1 были оценены (Попов, Пактовский, 2013ф), и таким образом, они могут послужить основанием для дальнейшего продолжения цикла геологоразведочных работ (Попов и др., 2018).

Можно также добавить, что крупнообъемное опробование на алмазы осуществлялось геологической службой ЗАО «Уралалмаз» в 2009 г. с применением скважин большого диаметра (СБД), эксклюзивной для уральской алмазной геологии в то время технологии (Попов и др., 2012; Пактовский, Попов, 2018). Причем ранее на этом участке Красновишерского алмазоносного района алмазов получено не было, а ближайшие известные россыпи от него достаточно удалены.

И конечно, нельзя забывать об эстетическом воздействии отложений полюдовской свиты (рис. 3.3.11), слагающих главенствующие вершины территории, что отмечали многие исследователи региона. Гора Помянённый Камень

является охраняемой природной территорией, но и другие (гг. Камень Полюд, Камень Полянка) представляют собой уникальные природные геологические и ландшафтные памятники (Тетерин, 2009).

Рис. 3.3.11. Останцы выветривания (куэсты) на южной вершине г. Помянённый Камень. Хорошо видны горизонтальная слоистость, глыбово-блоковая отдельность пород и пологое падение слоев в восточных румбах

Подытоживая описание пород полюдовской свиты и ордовикского промежуточного коллектора ВАР Южного Притиманья, остановимся на главных проблемах, которые выявились в результате нашего исследования.

1. Проблемы возраста и генезиса отложений полюдовской свиты, которые необходимо решать на современном уровне с привлечением новых данных.

2. Алмазоносность полюдовских отложений, ранее установленная прямым опробованием (Ишков, 1966). Однако сопоставимых ревизионных работ с тех пор не проводилось.

3. Геоэкологический аспект природных охраняемых территорий в комплексе геологических проблем.

Необходимо отметить главное, а именно то, что выявленная прямым опробованием алмазоносность пород полюдовской свиты свидетельствует о существовании ордовикского промежуточного коллектора. А значит, и о формировании на территории россыпного алмазоносного района – процессе, который начался еще в помянённовское время.

ГЛАВА 4. ВЕТРОГРАННИКИ В ОСНОВАНИИ СИЛУРА

Силурийский эмерсивный рубеж мы рассматриваем как заключительный эпизод длительного этапа развития территории, когда эпибайкальская Печорская плита присоединяется к эпикарельской Русской и образуется Восточно-Европейская платформа. Эмерсивная стадия с преобладанием континентального режима, которую для раннего палеозоя мы разбили на эпизоды, длилась около 140 млн лет. Из них именно верхняя временная граница – ранний силур – проявилась наиболее отчетливо по смене континентальных фаций на прибрежно-морские и морские, что нашло свое отражение в литологии. На территории Южного Притиманья к силурийским (S_1) относят отложения колчимской свиты (S_1kl) лландовери.

Колчимская свита (S_1kl) впервые выделена Н.Г. Чочиа и К.И. Адриановой в 1949 г. (Чочиа, 1955) на правом берегу р. Большой Колчим (верхняя – карбонатная – подсвита, по современному стратиграфическому делению).

Породы свиты закартированы на крыльях Колчимской и Тулым-Парминской антиклиналей, а также фрагментарно в Верхнеухтымской антиклинали (Снитко, 2000). Терригенное основание свиты открывает трансгрессивный цикл осадконакопления.

Сложение пород колчимской свиты осложнено надвиговой тектоникой завершения герцинской складчатости. В Полюдово-Колчимском антиклинории колчимская свита залегает трансгрессивно с резким угловым и азимутальным несогласиями на породах верхнего протерозоя (R_3–V) и без видимого несогласия (только стратиграфический перерыв) на породах ордовикской свиты (O_3pl_3).

По А.Д. Ишкову с коллегами (1967ф), между полюдовской и колчимской свитами существует азимутальное несогласие. Перекрывается колчимская свита – такатинской (D_1tk), а на юге Тулым-Парминской антиклинали – язьвинской (S_2jaz) свитами.

Литологический состав колчимской свиты соответствует эпохе перехода, или эмерсивного рубежа, когда стадия эмерсии сменяется трансгрессией. В колчимской свите лландовери (S_1kl) выделяют нижнюю (терригенную) и верхнюю (карбонатную) части разреза без подразделения на подсвиты.

С нашей точки зрения, разделение на две подсвиты: *нижнюю* (S_1kl_1) и *верхнюю* (S_1kl_2), по литологическим признакам, ввести необходимо, поскольку оно фиксирует кардинальное изменение геологической обстановки в регионе.

При крупномасштабной геологической съемке выделяют три пачки пород колчимской свиты (одна из них – средняя – переходная), что зависит от детальности исследования определенного района. Такую трехчленную структуру стратиграфии силурийских отложений лландовери на территории Южного

Притиманья для полноты картины мы приводим в табл. 4.1, в большинстве же случаев применяют простое двучленное деление лландовери в районе: терригенная и карбонатная пачка нижнего силура. В дальнейшем мы сосредоточимся исключительно на нижней подсвите колчимской свиты (S_1kl_1) ввиду ее значимости для темы нашей работы.

Таблица 4.1

Литологическое описание силурийских отложений лландовери Южного Притиманья

Свита	Индекс	Литологическое описание
Колчимская	S_1kl_3	*Верхнеколчимская подсвита.* Доломиты серые, светло-серые, средне-мелко-тонко-скрытокристаллические, массивные, иногда толстослоистые с обильной фауной брахиопод и кораллов плохой сохранности. С редкими маломощными прослоями кварцевых известковистых песчаников и алевролитов, аналогичных базальным. Примесь терригенного материала нарастает в направлении на северо-запад, откуда поступал терригенный материал. Криноидеи Clyptocrinys cf. elegans (Velt.) обычны на реках Полуденный Колчим и В. Тулымка, но отсутствуют севернее, в районе р. Бол. Колчим, что говорит о нестабильном режиме бассейна в этом районе. Отмечается косая слоистость речного типа в прослоях известковистых кварцевых песчаников в нижней части карбонатной толщи на правом берегу р. Бол. Колчим, трактуемые как языки подводной части дельт рек. Наклон слойков восточный 30^0. В тяжелой фракции шлихов протолочек карбонатных пород колчимской свиты – циркон, рутил, лейкоксен; отмечается повышенное содержание альмандина, эпидота, ставролита, дистена, ильменита и магнетита; постоянно присутствуют хромшпинелиты, пироксены, амфиболы. Минералы хорошо окатаны, но амфиболы, как правило, представлены угловатыми обломками, зачастую в срастании с эпидотом. Мощность 80–230 м
	S_1kl_2	*Терригенно-карбонатная пачка, переходная.* В кровле – прослой карбонатных брекчий или брекчиевидных доломитов. Кварцевые песчаники на карбонатном цементе, песчаные доломиты и известняки, глинистые известняки и известковистые доломиты. Мощность 10–30 м
	S_1kl_1	*Нижнеколчимская подсвита.* Песчаники светло-серые, серые с зеленоватым оттенком, кварцевые, мелко- и среднезернистые, реже разнозернистые и мелкогравийные. Цемент песчаников гидрослюдистый и регенерационный кварцевый, изредка карбонатный. В подошве пачки – гравийно-галечные песчаники и конгломераты, седиментационные брекчии. Более южные разрезы (р. Полуденный Колчим) – без базальных конгломератов, более глубоководные как в терригеннной части, так и в карбонатной, что также говорит о направлении сноса – с северо-запада). Песчаники, с учетом карбонатных прослоев, имеют большую мощность: до 33,0 м. Песчаникики светло-серые, зеленовато-светло-серые мелко-среднезернистые кварцевые. ТФ шлихов из песчаников базальной пачки содержит циркон, рутил, лейкоксен. По сравнению с полюдовской свитой возрастает содержание гранатов, эпидота, ставролита и дистена (составляющих до 20% ТФ), а также гематита. По типоморфизму рутил, циркон и лейкоксен сходны с полюдовскими. Нижняя подсвита фаунистического обоснования возраста не имеет. Мощность 0–33 м

В середине прошлого века, характеризуя палеогеографию нижнего палеозоя, академик Д.В. Наливкин (1962) отмечал, что континентальных отложений в силуре нет или они еще не обнаружены.

Экспедицией ВНИГРИ под руководством Н.Г. Чочиа на территории Южного Притиманья впервые были выделены аллювиальные отложения полюдовской свиты, отнесенные им к базальной толще силура (Чочиа, 1955). В.А. Бурневская (1967) перевела эти отложения в верхний ордовик (O_3pl).

Работами вишерских и пермских геологов под руководством А.Д. Ишкова (1967ф) в Южном Притиманье в основании силура была выделена терригенная пачка колчимской свиты (S_1kl_1).

Снос обломочного материала устанавливался с запада (Вербицкая, Плотникова, 1971; Милановский, 1996), т.е. с обширной суши в пределах Русской платформы, Пермского Прикамья и Башкирии, где отложения силура не известны (Смирнов и др., 1977).

Литологическая характеристика силурийских отложений лландовери, составленная нами по материалам предшественников (Ишков и др., 1967ф; Серебренников и др., 1983ф и др.), приведена в табл. 4.1 как достаточно полная.

Силурийский период – время крупных геологических изменений в регионе. Начавшаяся планетарная трансгрессия моря засвидетельствовала завершение эмерсивной фазы континентального тектонического режима (Ибламинов, 2014).

В отложениях силура этому крупному геологическому событию отвечает верхняя – карбонатная – пачка колчимской свиты лландовери (S_1kl_2). В то время, как нижняя (терригенная) пачка колчимской свиты (S_1kl_1) зафиксирована континентальными фациями временных и небольших водотоков в изучаемом районе (Молчанова, Езерский, 2002).

Необходимо подчеркнуть, что сведения о находках ветрогранников на территории Южного Притиманья до сих пор не известны как в геологической литературе, так и в производственных геологосъемочных отчетах. В нашем исследовании мы подробно рассмотрим эти интересные природные образования, прежде всего их морфологию, поскольку ветрогранники являются индикаторами определенных фаций – фаций пустынь с преобладанием ветровой эрозии и процесса корразии (Наливкин, 1956).

В зарубежной литературе ветрогранники чаще всего называются вентифактами (ventifacts), хотя этот термин значительно шире и включает в себя, например, барханы и эоловые формы эрозии. В новом геологическом словаре (2010) для ветрогранников предлагается термин windkanters, одновременно термин *ventifact* считается синонимом термина ветрогранник.

Находки ветрогранников расширяют и уточняют наше представление о том геологическом времени, которое В.Н. Пучков назвал одним из наиболее «темных» для глобальных палеореконструкций с участием континента Балтика после байкальской коллизии (Пучков, 2010).

Образцы ветрогранников в основании силура обнаружены нами в центральной части месторождения Южная Рассольная, где при его отработке экскаваторным способом были вывернуты из коренного залегания и перевернуты подошвой вверх несколько крупных глыб маркирующих песчаников колчимской свиты (S_1kl_1). Таким необычным образом неожиданно открылось, что вся подошва слоя песчаников усеяна остроугольными, щебнистой размерности обломками, отличающимися от вмещающих пород как по цвету, так и по структуре. Бросалась в глаза их геометрическая форма, прежде всего, пирамидальная, близкая к правильной или скошенной пирамиде, не свойственная природному щебню, сохраняющему, как правило, в трех направлениях отдельность исходных пород.

Маркирующий слой песчаников лежит в основании силурийских пород и отличается прочной литификацией. В.А. Езерский (2003ф) очень точно назвал этот маркирующий слой «плитой». И действительно, по плите силурийских песчаников спокойно могла перемещаться тяжелая гусеничная техника. Установленная мощность слоя литифицированных песчаников в основании силура, по результатам бурения, варьирует от 0,4 м в центральной части месторождения до 5,0 м – в западной. Ширина выхода не превышает первых десятков метров и срезается разломом северо-западного простирания. Элементы залегания терригенных отложений колчимской свиты: аз. пад. СВ 40^0, угол $4–5^0$.

Слой песчаников является литологическом маркером благодаря своей латеральной выдержанности. Песчаники мелкозернистые кварцевые светло-серые с желтоватым и желтовато-зеленоватым оттенком, мелкослоистые, с мощностью слоев 0,15–0,2 м. С резким угловым и стратиграфическим несогласием отложения силура залегают на породах кочешорской свиты венда (V_2kc), представленных тонким переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников характерного вишневого цвета.

Особой насыщенностью обломками отличался тонкий (0,1 м) слой в основании крупных глыб. Этот слой представлен гравийными песчаниками светло-серыми с желтовато-зеленоватым оттенком, кварцевыми, крепкими. В кровле слоя контакт ровный и четкий, без видимых следов размыва и перерыва. Нижний контакт не совсем ясен. Судя по тому, что угловатые щебнистые обломки выступают на препарированной поверхности, эта часть слоя песчаников была дезинтегрирована и осыпалась при перемещении глыб. Из дезинтегрированного материала этого слоя нами взята малообъемная проба (100 л), после промывки

которой в классе +4,0 мм были найдены многочисленные обломки кварцитовидных гравелитов и гравийных кварцитопесчаников светло-серых, частично раздробленных; на отдельных плитчатых обломках которых обнаружены зеркала скольжения с параллельно направленными бороздами по напластованию. В гравелитах кварцевые зерна имеют размер до 4 мм, в основном 1–2 мм; встречаются также редкие, близкие к изометричным гальки размером до 1 см серого, голубовато-серого и белого непрозрачного кварца. Из класса +4,0 мм также были излечены несколько угловатых щебнистых обломков ветрогранников, аналогичных таковым в вышележащем слое гравийных песчаников.

Таким образом, на основании литологической разности пород стало возможным реконструировать разрез в точке опробования (снизу вверх):

1) слой (зона тектонического дробления) светло-серых кварцитовидных гравелитов и гравийных кварцитопесчаников с редкими угловатыми ветрогранниками; мощность видимая 0,1–0,2 м. Отобрана малообъемная проба м/о 101, литологическая проба Лит. 101-1;

2) слой гравийных песчаников желтовато-серых, светло-серых с желтовато-зеленоватым оттенком с максимальным количеством ветрогранников; мощность видимая 0,1 м. Отобраны литологические пробы Лит. 43 и Лит. 69. Образцы ветрогранников на петрографический шлиф – Т1 и Т2;

3) слой мелкозернистых песчаников светло-серых с желтоватым оттенком с относительно небольшим количеством ветрогранников (маркирующий слой). Мощность 0,4 м. Крупный образец (обр. 70), плитчатый обломок песчаника (50х40 см) с ветрогранником в породе, отобран для музейной коллекции. Далее на северо-запад по простиранию слоя отобраны с помощью молотка и зубила образцы 81, 82, 89 на глубину до 20 см для минералогического и химического анализов.

По результатам полевого наблюдения описанный выше разрез не укладывается в схему непрерывной осадочной последовательности трансгрессивного цикла. И вот почему. Если угловатые обломки – это ветрогранники, то это значит, что породы континентального субстрата длительное время подвергались выветриванию, прежде чем были перекрыты вышележащей толщей. Породы, послужившие материалом для ветрогранников, образовались раньше самих ветрогранников. Эти породы должны были не только литифицироваться и оказаться на земной поверхности, но и начать разрушаться. Следовательно, они образовались раньше ветрогранников. Наличие ветрогранников в низах толщи песчаников (слой 3) означает, что захоронение их произошло достаточно быстро, без значительного переноса и окатывания в речном потоке или в волноприбойной зоне. Отсюда следуют, что между слоями 1 и 2, с одной стороны, и слоем 3, с другой, должен быть стратиграфический перерыв, отмеченный сменой

фациальных условий. Индикаторными образованиями перерыва в осадконакоплении являются ветрогранники.

Учитывая, что изотопный возраст нижней подсвиты колчимской свиты определен, можно условно считать возраст слоя 1 досилурийским, о чем пойдет речь ниже. Тогда возраст самих ветрогранников может оказаться более древним, чем этих подсилурийских отложений. А возраст пород, послуживших материалом для ветрогранников, должен быть еще более древним. Перевести относительные величины возраста отложений описываемого разреза в абсолютные в настоящее время пока невозможно. Изотопный возраст полюдовской свиты не определен и до сих пор вызывает дискуссию, начатую еще В.А. Бурневской (1967). Диапазон мнений колеблется от раннего кембрия до позднего ордовика (Пактовский, Илалтдинов, 2020). Изотопный возраст кочешорской свиты (V_2kc – 569 млн лет), подстилающей в данной геологической ситуации отложения условного ордовика, определен K–Ar методом по глаукониту более полувека назад (Боровко, 1969). Единственная валидная датировка касается терригенной подсвиты колчимской свиты: 421 и 428 млн лет K–Ar и Rb–Sr методами по тонким глинистым фракциям (Езерский, 2000ф), но эти данные не опубликованы. Кроме того, в отложениях нижней подсвиты колчимской свиты лландовери до сих пор не обнаружена фауна, что и не удивительно, поскольку отложения являются континентальными.

Тем не менее, имея всего одну отправную точку, можно соотнести слои описываемого разреза следующим образом (снизу вверх):

1) слой 1 – отложения верхнего ордовика (O_3pl);

2) слой 2 – обломочная кора выветривания, развитая по отложениям слоя 1;

3) слой 3 – отложения нижней подсвиты колчимской свиты лландовери (S_1kl_1).

Мощность эродированных отложений ордовика может быть достаточно велика, учитывая, что в ближайшем окружении гор Камень Полянка и Помяненный Камень мощность только верхней подсвиты полюдовской свиты (O_3pl_3) достигает 260–300 м. Этому обстоятельству способствует также большее эпигенетическое изменение пород ниже стратиграфического перерыва (Копелиович, 1965). Таким образом, мы приходим к выводу о том, что наиболее вероятным временем образования ветрогранников был рубеж ордовика и силура.

Описание ветрогранников проведено нами в соответствии с известной морфологической классификацией (Карлов, 1951), принятой и в дальнейших исследованиях этих образований (Айнемер, 1960).

Среди найденных ветрогранников выявлены уплощенные одногранники, призматические двугранники, пирамидальные трех-четырех- и многогранники,

округленные ветрогранники с некоторыми их разновидностями по форме, т.е. четыре группы ветрогранников из пяти, по Н.Н. Карлову, за исключением фигурных. Образование ветрогранников последней группы, как известно, связано с более мягкими карбонатными породами, в основном известняками.

Без нарушения целостности удалось препарировать 40 штук ветрогранников; еще около 30 – в обломках вмещающих пород. Для изучения взяты только первые из них.

Морфологические разновидности ветрогранников, препарированных из гравийных песчаников слоя 2, представлены на фотографиях (рис. 4.1 и 4.2) и сведены в соответствующие таблицы (табл. 4.2 и 4.3).

Из представленных на рис. 4.1 и в табл. 4.2 шестнадцати образцов ветрогранников, в соответствии с принятой классификацией (Карлов, 1951), к *группе А уплощенные одногранники* отнесен 1 образец (№ 8); к *группе Б призматические двугранники* – 1 (№ 6); к *группе В пирамидальные* – 11, из них: к *подгруппе I трехгранники* – 5 (№ 1, 3, 4, 9, 14), к *подгруппе II четырехгранники* – 2 (№№ 5, 15), к *подгруппе III многогранники* – 4 (№ 2, 10, 11, 16). К *группе Г округлённые* – отнесены 3 образца (№ 7, 12, 13).

Рис. 4.1. Морфологические разновидности ветрогранников (16 образцов). Месторождение Южная Рассольная

Таблица 4.1.2

Морфологическая характеристика ветрогранников, изображенных на рис 4.1, в соответствии с классификацией Н.Н. Карлова (1951)

Ряд	**Ветрогранник**			
1-й	1. Пирамидальный трехгранник изометричный (вершина отколота)	2. Пирамидальный многогранник (приплюснутый)	3. Пирамидальный трехгранник изометричный	4. Пирамидальный трехгранник клиновидный
2-й	5. Четырехгранник ромбоидальный	6. Призматический двугранник неправильный	7. Округленный цилиндрический	8. Уплощенный одногранник
3-й	9. Пирамидальный трехгранник неправильный	10. Пирамидальный многогранник (приплюснутый)	11. Пирамидальный многогранник (приплюснутый)	12. Округленный овальный (половина отколота)
4-й	13. Округленный ветрогранник эллипсоидальный	14. Пирамидальный трехгранник неправильный	15. Четырехгранник неправильный	16. Многогранник неправильный

Округлённые ветрогранники, из встреченных нами, достаточно редки. Среди них обращает на себя внимание единичный образец цилиндрической формы с бороздками выдувания на поверхности (рис. 4.1; табл. 4.2: 2-й ряд, №7), или «сотами выветривания», по Н.Н. Карлову (1951).

Также единичны образцы со следами сглаживания и окатывания ребер щебня эоловых многогранников (№4 и №12), что может свидетельствовать о временном пребывании их в водном потоке после обработки ветром.

Причем характерно, что вверх по разрезу терригенного основания колчимской свиты лландовери (S_1kl_1) количество и степень окатанности обломков увеличиваются. Учитывая также, что хорошо окатанные гальки встречаются на том же стратиграфическом уровне, что и ветрогранники, наличие временных водных потоков, в каменистой пустыне, на наш взгляд, нельзя исключать. И, по-видимому, с влиянием океанического тектонического режима и с раскрытием Уральского палеоокеана на восточной периферии Восточно-Европейской платформы на протяжении лландовери можно теоретически связать общее смягчение и увлажнение климата окраины континента, а также увеличение количества осадков и мощности водных потоков. Во всяком случае, это предположение не противоречит общепринятому представлению о глобальной суровости климата верхнего ордовика и о постепенном его смягчении в начале силура. Как бы ни было, песчаные отложения терригенной пачки колчимской свиты (S_1kl_1) «запечатали» пустынный ландшафт с ветрогранниками, а затем и сами эти отложения, частично размытые, были перекрыты карбонатами верх-

ней пачки колчимской свиты лландовери(S_1kl_1), представленной, в основном, доломитами.

Так, на фоне общей трансгрессии моря начинался новый тектонический цикл – герцинский, но это уже другой важный этап геологической истории Южного Притиманья, на этот раз тесно связанный с геологической историей Урала, а не Тимана.

Из представленных на рис. 4.2 и в табл. 4.3 двадцати четырех образцов ветрогранников, в соответствии с принятой классификацией (Карлов, 1951), к *группе А уплощенные одногранники* отнесены 6 образцов (№ 1, 2,.6, 17, 18, 24). К *группе Б призматические двугранники* – отнесено 5 образцов (№ 5, 15, 16, 20, 21). К*группе В пирамидальные* – 12, из них: к *подгруппе I трехгранники* – 7 (№ 7, 11, 12, 13, 14, 19); к *подгруппе II четырехгранники* – 0; к *подгруппе III многогранники* – 5 (№ 3, 4, 9, 10, 23). К *группе Г округлённые* ветрогранники – 1 (№ 8). Этот округленный эллипсоидный ветрогранник, весьма похожий на плохо окатанную гальку, возможно, и знаменовал бы собой переходную разность от эоловой огранки к окатыванию в водном потоке, но в данном случае это – именно обработка ветром, поскольку у этого ветрогранника наличествует плоская, необработанная ни ветром, ни водой нижняя грань (основание), как у всех ветрогранников разных групп.

Рис. 4.2. Морфологические разновидности ветрогранников (24 образца). Месторождение Южная Рассольная

Таблица 4.3

Морфологическая характеристика ветрогранников, изображенных на рис. 4.2, в соответствии с классификацией Н.Н. Карлова (1951)

Ряд	Ветрогранник					
1-й	1. Уплощенный одногранник	2. Уплощенный одногранник	3. Пирамидальный многогранник	4. Пирамидальный многогранник	5. Призматический двугранник крышеобразный	6. Уплощенный одногран-ник удлиненный
2-й	7. Пирамидальный трехгранник изометрич-ный	8. Округленный эллипсоидальный	9. Многогранник неправильный	10. Многогранник неправильный	11. Пирамидальный трехгранник изометрич-ный	12. Пирамидальный трехгранник неправильный
3-й	13. Пирамидальный трехгранник неправильный	14. Пирамидальный трехгранник неправильный	15. Призматический двугранник неправильный	16. Призматический двугранник неправильный	17. Уплощенныйодногранникизометрич-ный	18. Уплощенный одногранник удлиненный
4-й	19. Пирамидальный трехгранник неправильный	20. Призматический двугранник неправильный	21. Призматический двугранник серповидный	22. Пирамидальный трехгранник изометричный	23. Многогранник неправильный	24. Уплощенный одногранник удлиненный

Пожалуй, наиболее информативным выводом из исследования морфологии ветрогранников является количественное соотношение разных форм обломков. Эти данные приведены в табл. 4.4.

Таблица 4.4

Морфологическая характеристика ветрогранников, в соответствии с классификацией Н.Н. Карлова (1951). Месторождения Южная Рассольная

Группа	**Уплощенные одногранники**	**Призматические двугранники**	**Пирамидальные**			**Округленные**	**Итого**
Подгруппа	-	-	**Трехгранники**	**Четырех-гранники**	**Много-гранники**	-	-
Количество, шт.	7	6	12	2	9	4	40
Количество, %	17,5	15	30	5	22,5	10	100
Сумма, %	17,5	15	57,5			10	100

Из табл. 4.4 следует, что среди перечисленных групп наиболее многочисленной является группа пирамидальных ветрогранников (57,5%), а среди подгрупп – пирамидальные трехгранники (30%). Подавляющее преобладание пирамидальных трехгранников с острым ребром, направленным в сторону господствующего ветра, может свидетельствовать об устойчивости воздушных потоков во время их образования и о преобладании ветровой эрозии в регионе, что типично для бесконечных ровных пространств каменистой пустыни, лишенной естественных барьеров в виде горных хребтов или растительности. Установлено, что пирамидальные трехгранники (драйкантеры) свидетельствуют об одном преобладающем направлении ветра; четырехгранники – о двух преобладающих направлениях ветра или о смене его направления. В любом случае, проводя аналогию с современными условиями образования ветрогранников, нужно иметь в виду возможные особенности ветровой эрозии в давнем геологическом прошлом.

Следует добавить, что ни на одном из найденных нами ветрогранников не встречалась лакировка их поверхности, которая на геологически современных образованиях такого рода появляется весьма часто, как отмечал еще академик П.А. Тутковский (1900). Лаковая пленка, в основном, черного цвета, обязана своим образованием гидроксидам железа и марганца (Мушкетов, 1926; Страхов, 1948, 2008). Этот вопрос специально исследовался в связи с влиянием перепадов температур в аридных областях и роли ночной и утренней росы в пустынях (Айнемер, 1960).

Однако пустынный лак вовсе не является необходимым признаком для ветрогранников. На поверхности наших образцов также часто наблюдаются пленки гидроксидов железа, желто- и ржаво-коричневые, темно-коричневые с радужной побежалостью, но отсутствует лакировка, которая в древних отложениях вряд ли сохраняется (Наливкин, 1956). Этот признак мы считаем косвенным свидетельством древности ветрогранников в основании силура.

Как известно, в раннем палеозое на континентальной суше ни флора, ни фауна, которые влияют на геологические процессы, еще не появились. Тиманскийороген, шовная зона позднепротерозойской коллизии Русской и Печорской плит, был существенно пенепленизирован уже к середине кембрия (Тимонин, 1998). Завершение эмерсивной фазы каледонского цикла на востоке Восточно-Европейской платформы ознаменовалось заложением и развитием Уральского палеоокеана. Таким образом, на силурийском эмерсивном рубеже исследуемая нами территория Южного Притиманья представляла собой обширное равнинное пространство на границе континента и океана.

Такое положение суши могло способствовать образованию сильных и постоянно дующих в одном направлении ветров, возможно, имеющих сезонную периодичность: из глубины континента в одно время года и со стороны океана

– в другое. Интересно отметить, что сходные природные обстановки отмечаются до сих пор, например, на юго-западном побережье Африки в пустыне Намиб и на побережье Антарктиды. Характерно описание побережья юго-западной Африки, затянутого сплошной соломенно-желтой дымкой, похожей с расстояния нескольких миль от берега на туман.

В действительности «туман» состоит из мельчайших частиц песка, оседающих на лице и на руках. Песок поднимается и несется южным ветром, постоянно дующим из Антарктиды в течение всего года, особенно сильно в летние месяцы (Бойз, 1915ф). Горные породы непрерывно обтачиваются потоком острых песчинок, в результате чего в них образуются бороздки, идущие в направлении ветра. Подобным образом формируются целые котловины выдувания, образующие своеобразный «корразионный ландшафт» провинции Нумаланд (Беетц, Кайзер, 1952ф).

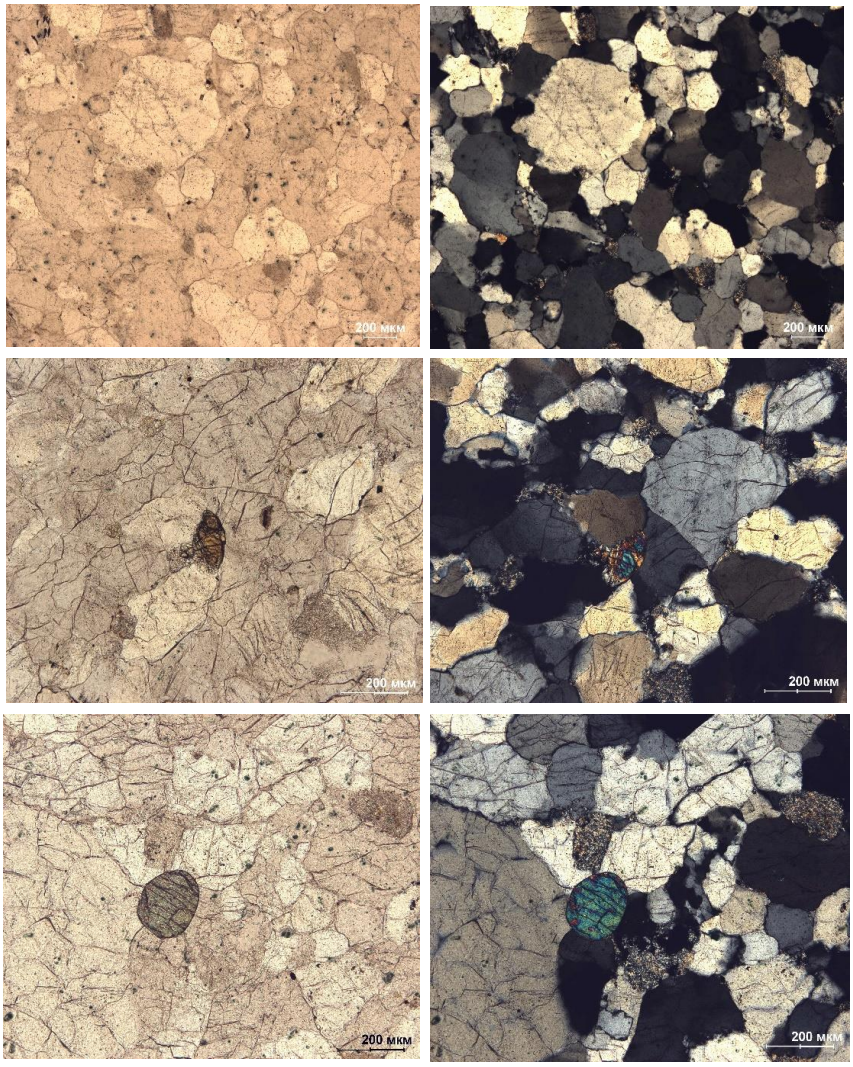


Рис. 4.3. Микрофотографии шлифов из ветрогранников с включением зерен пироксена в проходящем (слева) и поляризованном свете (справа). Конформная структура с цементацией вдавливания (микрофотографии выполнены Е.М. Томилиной)

Из двух характерных образцов ветрогранников в шлифовальной лаборатории кафедры минералогии и петрографии были сделаны шлифы (рис. 4.3), которые описаны петрографом Е.М. Томилиной с помощью многоцелевого микроскопа высшего класса NikonEklipsis 100 Pol в «Центре коллективного пользования ПГНИУ».

По петрографическому микроописанию, порода, образующая ветрогранники в основании силура на территории Южного Притиманья, является кварцитопесчаником с реликтами гидрослюдистого цемента. Преобладает бесцементное контактное соединение зерен кварца и обломков различных пород с конформной структурой. Из акцессорных минералов встречены единичные хорошо окатанные зерна пироксена. Из описания следует, что порода, послужившая материалом для образования ветрогранников, отличается прочностью, даже при почти полном отсутствии цемента, что связано, скорее всего, с изменениями осадочных пород на стадии метагенеза, впоследствии, кроме того, осложненными надвиговой тектоникой.

Автором проведено также минералогическое исследование всех трех слоев изученного разреза, содержащего ветрогранники. Исследование показало различие минеральной ассоциации тяжелой фракции пород ордовика и силура (табл. 4.5).

Таблица 4.5

Минеральный состав тяжелой фракции аллотигенных минералов литологических проб (класс 0,25–0,1 мм), масс. %

№ п/п	Минерал	Слой 1. Лит. 101-1	Слой 2. Лит. 43	Слой 3. Лит. 89
1	Турмалин	20,4	14,8	16,7
2	Лейкоксен	32,7	39,5	18,5
3	Циркон	28,6	33,3	50,0
4	Анатаз	8,2	6,2	3,7
5	Рутил (черный)	4,1	3,7	1,8
6	Ильменит	-	-	3,7
7	Эпидот	2	1,2	-
8	Пироксен	4,1	-	-
9	Хлорит	-	-	5,6
10	Слюды (мусковит)	-	1,2	-
Сумма		100	100	100

По соотношению устойчивых и неустойчивых компонентов тяжелой фракции проб (Осовецкий, 2004) между слоями наблюдается минералогическая граница, которая, по нашему мнению, фиксирует завершение эмерсивной фазы на исследуемой территории.

Применяемая автором методика обработки литологических проб предполагает ситовой рассев представительной навески на гранулометрические клас-

сы по десятичной шкале. Цель методики пробоподготовки состоит в гранулометрическом анализе изучаемых отложений и в установлении минеральной ассоциации тяжелой фракции проб.

Под бинокулярным микроскопом автором просмотрены все гранулометрические классы на предмет обнаружения в них аллотигенных минеральных компонентов. Из них для характеристики минеральной ассоциации тяжелой фракции проб выбран гранулометрический класс 0,25–0,1 мм, который по опыту предыдущих авторских работ содержит представительное количество зёрен акцессорных аллотигенных минералов. Мелкопесчаный класс пробы разделен в бромоформе для получения тяжелой фракции проб. Легкая фракция мелкопесчаного класса проб представлена, как это часто бывает в древних отложениях, исключительно кварцем. Выход тяжелой фракции проб – низкий: 0,89 кг/т; 0,70 кг/т (среднее по двум пробам); 1,49 кг/т (среднее по трем пробам) в слоях 1, 2 и 3, соответственно, что также характерно для нижнепалеозойских пород региона. Минеральная ассоциация тяжелой фракции проб характеризуется небольшим набором минералов, из которых в количестве, превышающем 10%, выделяется только комплекс исключительно устойчивых (турмалин, лейкоксен, циркон). Все зерна хорошо окатаны. Из неустойчивых минералов обращает на себя внимание присутствие пироксена в тяжелой фракции пород слоя 1, что коррелирует (возможно, случайно) с наличием такового в шлифах ветрогранников из этого же слоя (рис. 4.3). По значению неустойчивых компонентов (пироксен, эпидот, с одной стороны, и хлорит, мусковит – с другой), можно предположить минералогический рубеж в данном разрезе на границе слоев 1 и 2. Причем слой 2 является переходным на этом рубеже. Характерно также соотношение циркона и лейкоксена, обратное в слоях 1 и 3 (табл. 4.5).

Исходя из определения минералогического рубежа как события, завершающего крупный тектоно-магматический цикл с коренной перестройкой структурного плана территории (Осовецкий, 2004), появляется возможность сопоставить силурийский эмерсивный рубеж с завершением эмерсивной фазы каледонского цикла.

Проведенные петрографическое и минералогическое исследования образцов ветрогранников показали их отличие от вмещающих пород. Установлено их стратиграфическое положение в разрезе нижнепалеозойских отложений на контакте с породами венда. Из проведенного структурного анализа следует, что частично дезинтегрированные кварцитовидные породы в основании силура являются более древними образованиями, чем терригенная подсвита колчимской свиты лландовери (S_1kl_1).

Необходимо отметить, что кварцитовидные породы в низах силура неизвестны. Однако в отложениях верхнего ордовика (O_3pl_3) они описаны в составе верхней подсвиты полюдовской свиты на восточном склоне г. Помянённый

Камень (Серебренников и др., 1983ф), на что мы обратили особенное внимание в разделе 3.3. Исходя из этого сами вентифакты могут являться продуктами пород (или обломочных кор выветривания) ордовикского периода, возникшими из еще более древних пород. Терригенные отложения в основании силура наследовали продукты обломочной коры выветривания предыдущих эпох, ордовика и венда. Между отложениями силура и ордовика, как и между отложениями ордовика и венда, существует стратиграфический перерыв, во время которого накапливались обломочные коры выветривания.

Определение химического состава двух образцов ветрогранников из основания силура (Т1 и Т2) выполнено с применением рентгенофлюоресцентного анализа на спектрометре S8 Tiger, аналитик К.П. Казымов (табл. 4.6). Среди макрокомпонентов существенно преобладающим является кремнезем (95%). Следующим по распространенности является глинозем (3,75%). По величине гидролизатного модуля (ГМ<0,05) кварцитопесчаники ветрогранников относятся к классу гиперсилитов, что отличает их от суперсилитов вмещающих (слой 2, ГМ=0,06–0,1) и нормосилитов подстилающих пород (V_2*kč*,ГМ=0,1–0,2). Также из табл. 4.6 следует, что материалом для ветрогранников послужили гиперсилиты полюдовской свиты (O_3*pl*).

Таблица 4.6

Химический состав* пород ордовика и пород в основании силура по данным рентгенофлюоресцентного анализа, масс. %

Проба	*V_2*kč*	O_3*pl*	Т1	Т2	Слой 2
SiO_2	81,67	95,75	95,00	95,62	89,12
Al_2O_3	10,57	3,64	3,75	3,76	6,75
Fe_2O_3	1,39	0,15	0,57	0,24	0,77
MgO	0,34	0,00	0,00	0,00	0,19
CaO	0,20	0,13	0,14	0,12	0,16
Na_2O	0,21	0,18	0,18	0,18	0,20
K_2O	2,77	0,00	0,00	0,00	1,36
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,003
SO_2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
TiO_2	0,37	0,06	0,06	0,02	0,19
ППП	1,80	0,00	0,22	0,00	1,16
Сумма	99,34	99,94	99,95	99,96	99,92
ГМ	0,151	0,040	0,046	0,042	0,086
ФМ	0,021	0,002	0,006	0,002	0,011
АМ	0,13	0,04	0,04	0,04	0,08
ТМ	0,035	0,017	0,016	0,006	0,028
ЖМ	0,1270	0,0409	0,1487	0,0623	0,1113
НКМ	0,28	0,05	0,05	0,05	0,23
ЩМ	0,08	0,00	0,00	0,00	0,14

*Автором использована методика определения литохимических модулей по: Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис, 2000.

**ГМ – петрохимические модули, сиаллитовый стандарт (Юдович, Кетрис, 2000). ГМ – гидролизатный модуль; ФМ – фемический; АМ – алюмокремниевый; ТМ – титановый; ЖМ – железистый; НКМ – нормированной щелочности; ЩМ – щелочной.

***$V_2kč$** –алевролиты кочешорской свиты верхнего венда;

O_3pl– конгломераты полюдовской свиты, г. Помянённый Камень;

Т1, Т2 –ветрогранники из слоя 2 (O_3pl);

Слой 2 –вмещающие ветрогранники породы (обломочная кора выветривания с ветрогранниками развитая по отложениям верхнего ордовика O_3pl);

Ветрогранники образуются в условиях как аридного, так и нивального климата (Марченко, 1983). Для определения такого различия дополнительно было проведено исследование пелитовой фракции пород основания силура методом рентгенофазового анализа. Из проведенных ранее исследований (Исаева и др., 2017) известно, что пелитовая фракция толщи дезинтегрированных пород силура состоит, в основном, из гидрослюды (51–64%) и гётита (14–28%), чувствительных индикаторов экзогенного выветривания. Глинистая фракция протолочки выветрелых гравийных кварцитопесчаников из слоя 1 изучена на рентгеновском дифрактометре D2 Phaser (излучение – CuKα, λ=1,54060 Å) в виде порошковой пробы (аналитик Г.А. Исаева). По данным рентгенофазового анализа, глинистая фракция, в основном, состоит из кварца (68%) и гидрослюды (21%) с примесью калиевого полевого шпата (7%) и хлорита (4%). Преобладание гидрослюды среди глинистых минералов в пелитовой фракции отложений основания силура позволяет сделать вывод о климате эпохи как близкому к нивальному типу с преобладанием физического выветривания над химическим.

Главным геологическим агентом экзогенного выветривания, в отсутствие высоких гор и растительности, скорее всего, являлся ветер.

Ландшафт эпох на границе ордовика и силура на исследуемой территории Южного Притиманья представляется как холодная каменистая пустыня вблизи границы континента и моря. Устойчиво дующие долгое время в одном направлении ветры способствовали образованию ветрогранников. Подобные каменистые и холодные пустыни известны не только в Юго-Западной Африке, но и в современной Антарктиде (Dutch, 2017).

Продуктами ветровой эрозии являются обнаруженные нами в основании силура ветрогранники. Их образование происходило в условиях каменистой пустыни с временными потоками эпохи ордовика. Своей сохранностью ордовикские ветрогранники обязаны силурийской трансгрессии, которая ознаменовала завершение длительной эмерсивной фазы развития региона и обозначила эмерсивный рубеж, который мы назвали силурийским.

Вопрос о частичной дезинтеграции отложений на границе ордовика и силура (по сути, «подсилурийских») представляет интерес сразу с нескольких точек зрения.

Во-первых, с точки зрения региональной тектоники – как процесс, приведший в движение разнокомпетентные слои горных пород; во-вторых, с точки зрения литологии – как процесс, приведший к расцементации литифицированных горных пород; и, в-третьих, с точки зрения алмазной геологии – в связи с высвобождением полезного компонента из литифицированных горных пород промежуточного коллектора (что несравненно облегчает добычу полезного ископаемого).

Можно отметить один общий момент в изучении вопроса о частичной дезинтеграции «подсилурийских» отложений. При литологическом описании образцов кварцевых гравийных песчаников в малообъемной пробе 101, отобранных из слоя 1 (породы O_3pl_3 в зоне тектонического дробления) и слоя 2 (обломочная кора выветривания по породам слоя 1) вышеописанного разреза мы обратили внимание на их структурно-текстурное и вещественное сходства, но различие по степени цементации-дезинтеграции.

Выделив три наиболее характерных образца, мы составили их подробное макроописание с применением бинокулярного микроскопа (MeijiTechno EMT 2), поскольку при изготовлении шлифов данные образцы зачастую «смазываются» и рассыпаются. Под бинокулярным микроскопом в наиболее крепких и прочных образцах обнаруживается та же конформная структура с цементацией вдавливания, которая отмечена при микроописании шлифов для ветрогранников (см. рис. 4.3). Однако сплошность цементации нарушается инкрустацией зерен кварца тончайшим порошкообразным белым веществом, которое начинает играть роль цемента, точнее «псевдоцемента», поскольку при увеличении количества этого вещества порода начинает терять литификацию. Последовательность в преобразовании «псевдоцемента» такова:

1. Ненарушенные, неизмененные участки породы отличаются чистым кварцевым составом и наибольшей прочностью, крепостью. На этих участках хорошо видны отдельные округлые и овальные кварцевые зерна, а между ними – белое полупрозрачное, по-видимому, силикатное вещество, выполняющее межзерновое пространство. Это вещество представлено не в виде отдельных зерен или кристаллов, а в виде сплошной массы.

2. На других участках породы, уже, по-видимому, подвергшихся изменению, полупрозрачное силикатное вещество становится мягким, податливым, теряет прочность и твердость. Это вещество приобретает белый непрозрачный порошкообразный агрегатный вид, образует скопления, выполняет образовавшиеся пустоты. И порода, в свою очередь, также теряет прочность, поскольку

кварцевые зерна сцеплены исключительно этим непрочным цементом, что приводит к дезинтеграции всей толщи породы.

3. На участках породы, подвергшихся наибольшему изменению, хорошо видны отдельные, часто почти не соприкасающиеся зерна кварца, как бы обрастающие белым или желтовато- и зеленовато-белым порошкообразным веществом. Порода рассыпается в руках, кварцевые зерна выкрашиваются.

Дальнейшее изменение приводит к замещению порошкообразного силикатного вещества гидроксидами железа, изменению цвета породы и полной ее дезинтеграции.

С точки зрения литологии, дезинтеграция пород связана с процессом регенерации кварца и с последующим хрупким изломом регенерационных кайм, приводящим к разобщению зерен в отсутствии связующего цемента. О процессе регенерации кварца в песчаниках и гравелитах в основании силура свидетельствует скопление зерен порошкообразного кварца пелитовой размерности в межзерновом пространстве и в мелких полостях изученных нами образцов. Вопрос о минеральном составе порошкообразного вещества «псевдоцемента» оставался открытым до проведения рентгеноструктурного анализа (аналитик Е.М. Томилина, ЦКП). Рентгеноструктурный анализ, проведенный с помощью порошкового дифрактометраBruker 2 DFazer, показал следующий минеральный состав этого вещества, %: кварц – 68,18; калиевые полевые шпаты – 6,42; слюда (гидрослюда) – 21,25; хлорит – 4,15. На дифрактограмме кварц характеризуется самым высоким пиком (рис. 4.4), амплитуда которого находится в прямой зависимости от содержания минерала.

Таким образом, степень дезинтеграции породы в очень большой степени зависит от содержания пелитообразного кварца. Кроме того, в полостях и в трещинах самых слабо сцементированных образцов или их участковнаблюдались мелкие щетки слегка замутненного кварца и прозрачного горного хрусталя с размером кристалликов 1–2 мм.

По нашему мнению, этот, несомненно, постдиагенетический процесс, связан с проявлением герцинской тектонической активизацией уральской фазы складчатости, во время которой породы слоя 1 (O_3pl_3) испытали наибольшее воздействие, в результате чего были частично дезинтегрированы.

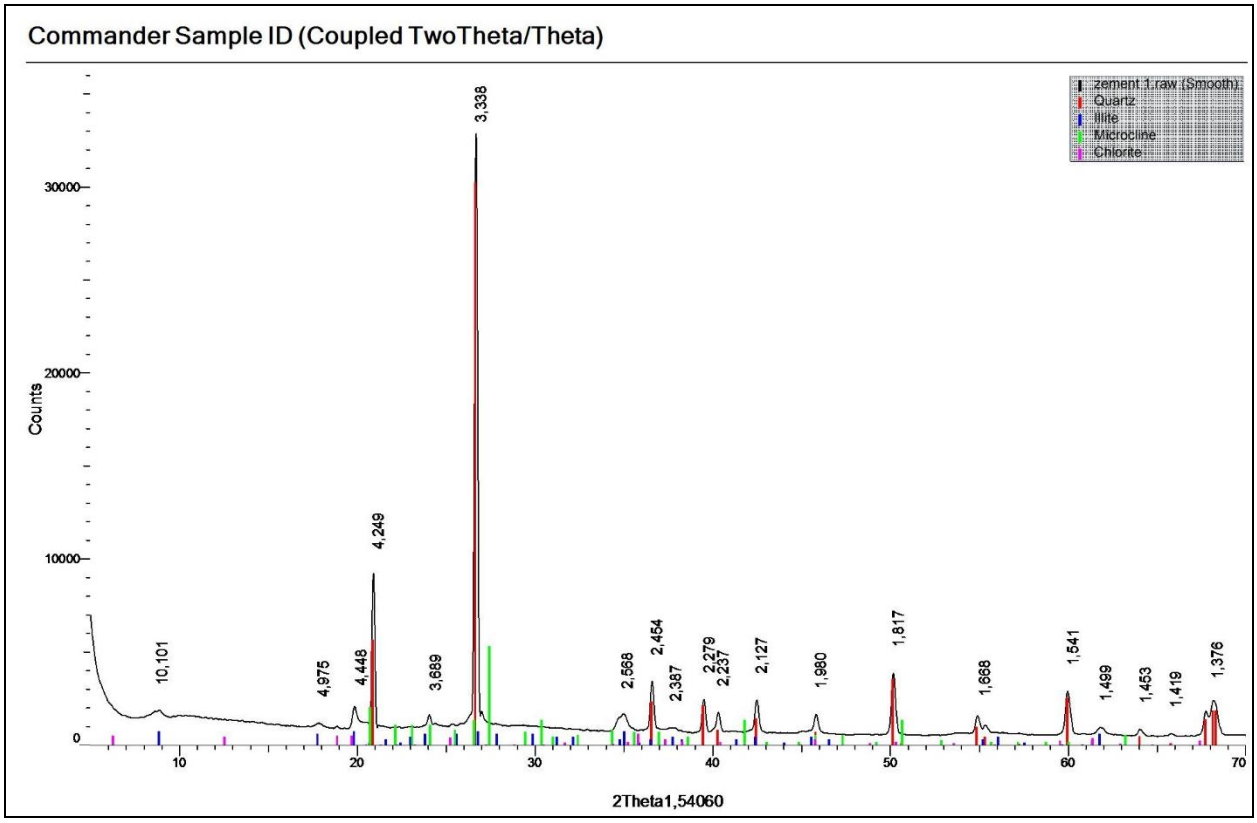


Рис. 4.4. Дифрактограмма, характеризующая минеральный состав «псевдоцемента» кварцитовидных гравиных песчаников в основании силура (месторождение Южная Рассольная)

На тектонический характер этого воздействия указывают также многочисленные зеркала скольжения на контакте разновозрастных и разнокомпетентных пород. Отдельные образцы в слое 1 ограничены с нескольких сторон зеркалами скольжения, что говорит о длительной истории формирования надвига. Обращается внимание на то, что в ситуации стресс-давления ветрогранники оказались относительно более устойчивы, чем вмещающие их породы, только некоторые из ветрогранников оказались как бы приплюснуты (см. рис. 4.1). Возможно, это косвенно свидетельствует о том, что породы, давшие начало ветрогранникам, были литифицированы раньше вмещающих их пород, т.е. древнее их.

Подводя некоторые итоги, подчеркнем, что проведенное исследование впервые позволило выявить и изучить ветрогранники Южного Притиманья, их морфологию, петрографический и минеральный состав, а также дополнить сведения о палеогеографии раннего палеозоя на силурийском эмерсивном рубеже исследуемой территории. Аспекты и результаты наших исследований ветрогранников сведены в табл. 4.7.

Необходимо подчеркнуть, что новые факты дали нам возможность с большей подробностью рассмотреть силурийский эпизод геологической истории изучаемого района. Подобным возможна дальнейшая детализация наших зна-

ний, заложенная в теоретической матрице, которую мы составили для Южного Притиманья (см. рис. 3.1 и табл. 3.1).

Таблица 4.7

Аспекты и результаты исследования ветрогранников

№ п/п	Аспект исследования	Характеристика
1	Морфология	Выделены 4 группы ветрогранников с их разновидностями
2	Микроописание	Кварцитопесчаники с остатками гидрослюдистого цемента. Конформная структура с цементацией вдавливания
3	Литогеохимия ветрогранников	Гиперсилиты: гидролизатный модуль ГМ<0,05
4	Литологическое описание разреза	В основании силура выделена обломочная кора выветривания по отложениям ордовика
5	Минералогическая характеристика разреза	Ассоциация устойчивых минералов
6	Палеогеография	Каменистая пустыня
7	История геологического развития	Верхний (силурийский) эмерсивный рубеж
8	Геология россыпей	Эоловый тип алмазных россыпей

Кроме того, накопление фактов и их теоретическое осмысление дают нам надежду на применение их в оперативной практической деятельности. В табл. 4.7 мы условно обозначили этот аспект как «геология россыпей», связав, таким образом, воедино все аспекты нашей работы.

По результатам исследования раннепалеозойского эмерсивного рубежа на территории Южного Притиманья мы выделили его эпизоды (кембрийский, ордовикский и силурийский), уделив главное внимание особенностям стратиграфии, литологии, тектоники и палеогеографии каждого из эпизодов. Новым в нашем исследовании является методологический подход к изучению крупного континентального перерыва в геологической истории региона, который позволил прояснить важность верхней границы эмерсивной фазы на территории Южного Притиманья, которую мы назвали силурийским эмерсивным рубежом.

По некоторым палеореконструкциям, Тиманская окраина континента Балтика в середине кембрия лежала напротив кадомид Лаврентии, отделяясь от них узкой рифтовой зоной (Cocks, Torsvik, 2005; Пучков, 2010).

Однако большинство исследователей сходятся во мнении, что северо-восточная окраина континента Балтика уже в ордовике и раннем силуре была обращена в сторону раскрывающегося Уральского палеоокеана (Зоненшайн и др., 1990; Хаин, Сеславинский, 1991; Тимонин, 1998; Scotese, 2004).

По-видимому, к этому же выводу позднее пришли Р. Кокс и Т. Торсвик (Cocks, Torsvik, 2020), что отмечает В.Н. Пучков (2010).

В течение всего ордовика и раннего силура Уральский палеоокеан имел широтную ориентировку и был расположен в зоне экватора. На этапе пассив-

ной окраины Бельско-Елецкая структурно-формационная зона Урала отвечала мелководному шельфу Восточно-Европейского континента (Тимонин, 1998).

В то же время, по данным Чочиа, 1955; Боровко, 1962; Пактовский, Илалтдинов, 2020, ордовикские отложения Южного Притиманья являются континентальными аллювиальными образованиями, как и ветрогранники в основании силура (Пактовский, 2020б), что свидетельствует о континентальном режиме на исследуемой территории.

Эмерсивная тектоническая обстановка на территории Южного Притиманья продолжалась, по крайней мере, более 100 млн лет. Ветрогранники являются индикаторными образованиями для определения континентальных фаций, климата и ландшафта исследуемой территории на протяжении эмерсивной фазы тектонического развития. Следствием длительного континентального перерыва явилось образование раннепалеозойских алмазоносных россыпей региона.

Наличие эмерсивного рубежа, с теоретической точки зрения, определяется наличием в разрезе трансгрессивного цикла отложений и означает стратиграфический перерыв в его основании. Любое теоретическое обобщение строится на детальном изучении материальных объектов. Из целого ряда подобных объектов наилучшим является тот, который наиболее полно воплощает в себе все особенности других и поэтому служит базовым эталоном или моделью для всех дальнейших исследований. При этом он должен обладать рядом признаков, которые выделяют его среди других объектов. Во-первых, хорошей прослеживаемостью разреза по латерали и вертикали. Во-вторых, наличием реперного слоя в разрезе, а также индикаторных пород и минеральных ассоциаций. В-третьих, что немаловажно, объект должен быть доступен для детального изучения по сумме природных и социальных причин, не препятствующих научному исследованию. Всем этим условиям удовлетворяет силурийский промежуточный коллектор на полигенном месторождении Южная Рассольная, в 30 км восточнее г. Красновишерска.

В 2010 г. в составе геологической службы ЗАО «Уралалмаз» мы принимали участие в установлении промышленной алмазоносности этого объекта, расположенного в северо-западной части месторождения. Но тогда я не имел ни малейшего представления о ветрогранниках на Южной Рассольной. Как, впрочем, и все знакомые мне геологи. По этой причине, пожалуй, имеет смысл ретроспективно взглянуть на события того времени.

В доступной литературе по геологии Урала, опубликованной и фондовой, каких-либо упоминаний о ветрогранниках мне не встречалось, поэтому предполагать их наличие в известном мне районе не имело ни малейших оснований. Конечно, на некоторых добычных полигонах ЗАО «Уралалмаз» в керне поисковых и разведочных скважин мне встречались характерные остроугольные,

треугольные в сечении обломки щебнистой размерности в составе рыхлых или литифицированных пород. Но я сам, как и другие геологи, современники и давние предшественники, не мудрствуя лукаво, в полевом описании обозначали эти образования как щебень, в лучшем случае – с указанием размера обломков и приблизительного процентного содержания в слое. Да, надо честно признаться, что геологи-алмазники несколько пренебрежительно относятся к щебню. Вот галька – другое дело!

Никому из нас и в головуне приходило, что щебнистые обломки могут оказаться чем-то иным, чем «просто» щебнем. Такова специфика геологических наблюдений в алмазоносных районах Западного склона Урала. Она связана с тем, что глаз геолога сфокусирован прежде всего не на щебне, а на гальке. Непосредственную связь галечного (аллювиального) материала в Вишерском алмазоносном районе эмпирически установили коллективы великих предшественников (Ишков и др., 1967; Ветчанинов и др., 1968; Мусихин, 1973 и многие др.).

Причем эмпирических факт непосредственной связи алмазоносных россыпей и галечного материала неизменно находил свое подтверждение на практике и действовал непреложно, на уровне научного закона.

Линзы или прослои с галечным материалом в разрезе стратифицированных толщ или в рыхлых отложениях депрессий сразу привлекали всеобщее внимание и геологов, и производственников. В качестве иллюстрации этого «научного закона» можно привести пример отработки вишерских россыпей алмазов. Определенно, в контурах выделенных геологами разведочных блоков промышленная отработка двигалась исключительно по «струям» и «гнездам» аллювиальных галечников и конгломератов. Это, в свою очередь, приводило, если выразиться деликатно, к извилистой и прихотливой форме отработанных участков, имеющей мало общего с классической геометрией. Но такова природа меандрирующих русел рек! После завершения добычных работ в 2013 г. на протяжении нескольких лет мне предоставилась возможность ревизионных геологических работ на этом объекте. Тем более, что силурийский промежуточный коллектор алмазов, здесь открытый и промышленно алмазоносный, в научном отношении так и оставался слабо изученным.

Несколько лет я просто проходил и проезжал мимо разреза с ветрогранниками. Причем, щебень я приметил, но не придал этому факту серьезного значения (мало ли щебня валяется на отработанных полигонах). Думаю, что также мимо проходили и другие люди, включая геологов. Всем было – недосуг. Но вот однажды (в 2019 г.) меня сподобило подойти к этому месту вплотную. И первое, что меня удивило, – это правильная геометрическаяформа щебни-

стых обломков. Любая геометрически правильная форма в природе не может быть случайной. А вот тут меня уже осенило!

Дело в том, что, занимаясь геологическими наблюдениями на «Южной Рассольной» уже много лет, я сделал любопытное наблюдение: галечных (аллювиальных) слоев, прослоев или линз силурийский алмазоносный коллектор практически не содержит.

В поисках крупнообломочного материала, сопоставимого по гидравлической крупности с алмазом, я исследовал основание силурийского коллектора, где вместо галечного материала встречал только угловатые, отчетливо остроугольные щебнистые обломки. Эмпирический «научный закон» предшественников здесь не работал!

В качестве выводов к этой завершенной главе нашей монографии можно привести следующие суждения.

1. Ветрогранники являются также индикатором стратиграфического перерыва в геологическом разрезе. Перерыв связан с обломочной корой выветривания. Последняя важна с точки зрения поиска алмазоносных россыпей эолового типа. Эрозионный срез ордовикских отложений (при перепаде мощностей в ближайшем окружении от 0,2 до 440 м) мог составлять сотни метров, что является мощным фактором природного обогащения пород при условии их алмазоносности. При этом надо отметить, что алмазоносность ордовикских пород подтверждена их прямым опробованием: 2 мелких кристалла алмаза на 1500 м^3(Ишков, 1967).

2. На рубеже ордовика и силура территория ВАР представляла собой каменистую пустыню, индикаторными образованиями которой являются впервые выявленные здесь ветрогранники.

3. Ветрогранники сопровождают россыпи эолового типа в алмазоносных районах.

4. Верхняя граница континентальной стадии развития территории (эмерсивный рубеж) является наиболее важной с точки зрения алмазоносности отложений нижнего палеозоя, что необходимо учитывать при поисковых работах.

ГЛАВА 5. СИЛУРИЙСКИЙ КОЛЛЕКТОР АЛМАЗОВ

В предыдущей главе на основе анализа палеогеографических условий рубежа ордовика и силура на исследуемой территории мы сделали вывод о возможности образования в Вишерском алмазоносном районе россыпей эолового типа. До недавнего времени такие россыпи на Урале были не известны. Следовательно, типового геологического описания их не существует. По этой причине сравнительное их изучение также пока невозможно. Несмотря на эти объективные ограничения, мы составили геологическое описание россыпи эолового типа в надежде на продолжение геологоразведочных работ в будущем.

5.1. Из истории вопроса

История открытия алмазоносности базальных отложений силура в Южном Притиманье по-своему драматична и имеет достаточно длительную историю. Впервые на возможность алмазоносности «в низах силура и девона» указывал еще А.А. Кухаренко на основании изучения разреза палеозойских отложений западного склона Среднего Урала, в котором выделил два главных максимума распространения грубообломочных пород и коррелирующих с ними повышенных содержаний хромшпинелидов и ильменита в тяжелой фракции пород (Кухаренко, 1955). Его исследования показали, что наиболее благоприятными эпохами седиментации для формирования ископаемых россыпей являлись силурийская и нижнедевонская. Знаменательно, что это, по сути, научное предвидение нашло свое подтверждение только годы спустя и не на Среднем, а на Северном Урале, точнее, в Южном Притиманье. Причем силурийские ископаемые россыпи были установлены значительно позднее нижнедевонских (такатинских).

В.А. Ветчанинов, первооткрыватель месторождения Южная Рассольная, по результатам крупнообъемного опробования на алмазы впервые высказал предположение о присутствии алмазов в базальной части колчимской свиты (Ветчанинов и др., 1968ф).

Обе линии шурфов, пройденные под началом В.А. Ветчанинова (Л-55 – в северо-западной части будущего месторождения и Л-5 – в средней его части), оказались с алмазами, что можно рассматривать как большой успех. Сам автор открытия на основании наблюдения непрерывных фациальных переходов отложений (делювий–элювий–коренные породы) склонен был связывать россыпную алмазоносность с коренными породами в основании силура, а не с такатинскими, как считал, например, руководитель работ А.Д. Ишков. Но позднее, возможно, под его влиянием стал относить промышленную алмазоносность

ВАР исключительно к такатинскому промежуточному коллектору (Ветчанинов, 1974).

Как бы там ни было, мнение об алмазоносности силура было высказано, и теперь оно уже не исчезало из внимания геологов никогда, хотя и не находилось в центре их интересов. Так, на Северном Урале главные усилия были сосредоточены на изучении алмазоносности такатинской свиты, на Среднем и Южном Урале – вендских отложений ашинской свиты (Беккер, 1966), которые считались даже предпочтительнее других грубообломочных пород по причине, как нам думается, большой мощности и латеральной выдержанности. В Вишерском алмазоносном районе подобнаяситуация наблюдалась сполюдовскими конгломератами ордовика (Бурневская, 1967).

В результате интерес к терригенной толще в основании силурапочти исчез, хотя она и продолжала, скорее по инерции, признаваться перспективной.

Восстановление научного и практического интересов к базальным отложениям силура могло произойти после ревизионных работ по поискам первоисточников алмазов на Колчимском поднятии под руководством В.Я. Колобянинав начале 1980-х гг. (Колобянин и др., 1984). Тогда в горных выработках в средней части месторождения Южная Рассольная были найдены как сами алмазы, так и минералы-спутники алмаза. Всего в основании силура было добыто 19 кристаллов средней массой 51,5 мг, все додекаэдроиды «уральского типа». Но в базальных такатинских отложениях было найдено 29 штук алмазов средней массой 173,6 мг. Алмазы силурийского коллектора оказались в несколько раз меньше по массе, как, впрочем, и минералы-спутники (0,1–0,2 мм). Неизвестно, что помешало В.Я. Колобянину двинуться в направлении, указанном ранее В.А. Ветчаниновым, и провести ревизионное опробование силурийских отложений в северо-западной части месторождения, но факт остается фактом: был сделан вывод о том, что в настоящее время алмазы силурийского коллектора не могут представлять промышленный интерес (Колобянин, 1984ф). Странный вывод. Для его обоснования приводились данные о незначительном площадном распространении алмазоносных отложений, их малой мощности и небольших по крупности самих алмазов. Да-а-а… это обоснование можно понять только с той точки зрения, что в те баснословные времена, например, на фоне ювелирных десятикаратников россыпи в среднем течении р. Бол. Колчим силурийские – как-то терялись. Хотя, если посмотреть сегодня на эти два алмазоносных объекта, становится очевидно, что их геологическая позиция во многом сходна.

В то же время сам В.Я. Колобянин, похоже, был огорчен гораздо больше другим. А именно – тем, что кимберлиты или кимберлитоподобные породы на месторождении Южная Рассольная ему так и не удалось обнаружить.

Можно сказать, что об алмазоносности базальной толщи силура почти забыли, если бы в прогнозной оценке алмазоносности западного склона Урала вновь не была подчеркнута высокая перспективность открытия нового промышленного коллектора в основании силура (Варламов, Зильберман, 1990ф).

Время открытия, казалось, пришло, когда в конце XX в. на части территории Южного Притиманья, охватывающей, в основном, Колчимскую и Тулым-Парминскую антиклинали Полюдово-Колчимскогоантиклинория, не началось геологическое доизучение масштаба 1:50 000 (Петухов, Кртлацков, 2000). Однако основное внимание в отчете по ГДП-50 было уделено переинтерпретации уже известных и вновь полученных геологических данных с точки зрения алмазоносности флюидолитов (Петрографический кодекс, 2009), называемых тогда в Пермской геологосъемочной партии туффизитами (вишеритами), а у некоторых коллег-геологов из Сыктывкара и Екатеринбурга – «нетрадиционными источниками» (Чайковский, 2001; Краснобаев и др., 2003; Силаев и др., 2009). «Нетрадиционную» тему поддержали также отдельные геологи ВСЕГЕИ (Лукьянова и др., 2011). В частности, месторождение Южная Рассольная стало рассматриваться ими как коренной источник алмазов нового типа – лампроитоподобных туффизитов (Лукьянова, 2011).

Так в конце XX в. пермское геологическое сообщество резко раскололось на «туффизитчиков» и «традиционалистов». Первые – были дерзкими и смелыми ниспровергателями привычных устоев в алмазной геологии, вторые придерживались классических представлений о кимберлитовом магматизме и связанной с ним алмазоносностью. «Туффизитчики» выдвинули оригинальную и универсальную, как они считали, концепцию генезиса и распределения в природе алмазов. Кимберлиты не отменялись, но игнорировались; теперь главным поставщиком алмазов утверждались «туффизитовые» трубки. Промежуточные коллекторы отменялись за ненадобностью (Чайковский, 2007), так как их место заняли «туффизиты». «Туффизитовые» трубки могут возникнуть в любой геологической обстановке, но о том, где находится трубка, знает только один туффизитчик (Рыбальченко и др. 1997), даже другой – этого не знает (Шурубор, 2000б).

Некоторое, не очень продолжительное время отдельные положения этой концепции считались «новым словом» в современной науке и вполнесерьезнообсуждались в геологической литературе. Но вот, в начале XXI в., наконец-то, предоставилась, так сказать, возможность поверить теорию практикой и таким образом доказать, что ли, ее непогрешимую правильность на примере алмазоносных районов Пермского края. Результат проверки затянулся на несколько лет, но, в конце концов, уже стало невозможно скрывать, что красивая теория с оглушительным треском провалилась. «Туффизитовые» трубки открыты не бы-

ли, «туффизитовые» месторождения пришлось переделывать из россыпей уже известных типов, но их подсчитанных запасов далеко не хватило на заявленные полмиллиона карат (Лукьянова и др., 2020). Между тем время было упущено, научный и практический прорывы не случились, а вот отношение к пермской геологии и проблеме уральских алмазов существенно изменилось – и не в лучшую сторону.

С точки зрения научного историзма, это, несомненно, был результат слома и смены геологических парадигм, о котором мы уже говорили в разделе 1.1. Ни в какую другую эпоху, кроме переходной, такой диаметральный раскол мнений был бы невозможен. Контрастность и страстность раскола только усиливались сломом и сменой государственной системы в России. С помощью оригинальности концепции в то переходное время пытались то «спасти страну», то открыть «новые горизонты» человеческого знания. Но очевидно, что оригинальности для этого мало. Одних гипотез о генезисе (и следовательно, о местонахождении) уральских алмазов в Перми насчитывалось, наверное, не меньше десятка, а на одном геологическом предприятии (ПГГСП «Геокарта-Пермь») – несколько, включая и уже упомянутую – туффизитовую! Само собой, что эти «неестественные цветы» исчезли вместе с переходной эпохой.

В то же время велись и вполне реальные геологические работы, хотя их было немного. Геологические предприятия банкротились одно за другим, геологи разъезжались по вахтам. Наконец, единственным предприятием, занятым алмазной геологией в Пермском крае, остался прииск «Уралалмаз». И тогда из Петербурга в Красновишерск на должность начальника лаборатории приехал В.А. Езерский. Собственно, благодаря его научной работе терригенные отложения силура получили статус самого древнего промежуточного коллектора алмазов на Урале (Молчанова, Езерский, 2002). Для промышленной алмазоносности этому коллектору не хватало только мощности и площади распространения отложений.

В.А. Езерский основное внимание уделял характеристике вещественного состава алмазоносных отложений нижнесилурийского вторичного коллектора. В центральной части месторождения Южная Рассольная он установил ураганную алмазоносность базального валунного горизонта, к сожалению, очень небольшой мощности (0,3 м). Производственники ЗАО «Уралалмаз» стали называть его «жирным слоем». В нем же установлены крупные до 2 мм минералы-спутники алмаза (класс 1,0–0,5 мм составлял 70%), в частности, пикроильменит, хромдиопсид и пиропы кимберлитового типа (Макеев и др., 1999). И всё это – то, что пропустил в своё время В.Я. Колобянин, захваченный идеей поисков кимберлитов в Вишерском алмазоносном районе!

По мнению В.А. Езерского, базальный валунный горизонт силура представлен отложениями временных и небольших водотоков (аллювиальными и делювиально-пролювиальными, т.е. континентальными отложениями), а породы колчимской свиты – отложениями морской трансгрессии (Молчанова, Езерский, 2002). Он же в смежном, расположенном еще дальше на северо-запад месторождении Северная Рассольная, разделил эти базальные отложения силура на три толщи: верхнюю, представленную глинистыми мекозернистыми песчаниками и алевролитами; среднюю – разнозернистыми песчаниками; и нижнюю – конгломератовидными брекчиями с фрагментами глинистых кор выветривания на контакте венда и силура (Езерский, 2000ф).

В жаркой дискуссии, больше похожей на распрю, в яростном духе того переломного времени, между «туффизитчиками» и «традиционалистами» он, естественно, был на стороне последних. Еще раз повторю: эта «дискуссия» не привела к процветанию уральской алмазной геологии… Ретроспективно легко обнаружить, что полемика о генезисе уральских алмазов свелась к подмене понятий. Вместо новых месторождений предлагался спор о том, магматогенные ли ранее открытые месторождения или осадочные…

Всё это напомнило нам давно прошедшие годы. Так, молодые и деятельные геологи (И.С. Степанов и Г.Н. Сычкин), работая под началом А.Д. Ишкова в 1960-е гг., решительно не принимали его концепцию промежуточных коллекторов и отстаивали свою – эрозионно-карстовых депрессий. В результате ответственный исполнитель А.Д. Ишков, даже выделил им книжку в своем отчете (Ишков и др., 1967ф), однако молодые тогда геологи остались присвоем мнении спустя многие годы (Степанов, Сычкин, 1983), хотя их мнение не стало определяющим в уральской алмазной геологии. Конечно, исходя из натурфилософского принципа плеромы, можно допустить, что любое мнение имеет право на существование, но с одним ограничением: на своем частном уровне, а не вместо общего принципа. Все дискуссии в науке служат лишь иллюстрацией такого положения вещей.

И удивительно, что в таких непростых обстоятельствах, совсем незадолго до того, как вслед за всеми геологическими предприятиями, рухнул казавшийся несокрушимым «Уралалмаз», геологическая служба последнего успела выйти не только на силурийский объект на месторождении Южная Рассольная, но и на еще целый ряд подобных объектов в Вишерском алмазоносном районе. На некоторых из них были запланированы и начаты поисковые работы.

5.2. О базальных слоях силура на месторождении Южная Рассольная

В.А. Ветчанинов(1968ф) первым высказал предположение о наличии алмазов в базальной части колчимской свиты на основании изучения геологического разреза будущего месторождения Южная Рассольная.

В.Я. Колобянин (1984ф) обнаружил сами алмазы и минералы-спутники алмаза.

В.А. Езерский (2000ф) установил повышенную алмазоносность базального валунного горизонта колчимской свиты мощностью 0,3 м.

Требовалось только время для того, чтоб выйти на промышленную алмазоносность силурийского коллектора (Чуйко, Синкин, 2005), но его, к сожалению, не было.

Обоснованию промышленной значимости нового алмазоносного объекта, остаточной россыпи в основании силура, мешало одно весьма существенное обстоятельство. Мощность базального алмазоносного горизонта и площадь его распространения давали ничтожный для добычи объем продуктивных пород. А предприятие, занимающееся разработкой полезного ископаемого, исходит в первую очередь из последнего параметра. Таким образом, вопрос о промышленной алмазоносности силура так и остался открытым.

К концу нулевых годов текущего века месторождение Южная Рассольная считалось практически отработанным. В целиках находился небольшой по площади северо-западный блок XI, разведанный по категории C_2 и считавшийся мало перспективным, со средней мощностью «песков» 6,8 м и содержанием 10,36 мг/м^3 (Мусихин, 1974ф). Но именно здесь, в этом блоке, после его вскрыши и начала разработки весной 2010 г. геологическая служба ЗАО "Уралалмаз" установила повышенную мощность базальных отложений силура S_1kl_1, называемых также «терригенный колчим».

Необходимо заметить, что по условиям разведки россыпных месторождений Урала коренные породы практически не опробовались, поскольку промышленным ископаемым коллектором со времен А.Д. Ишкова считался только такатинский (D_1tk). Опробовались рыхлые разнофациальные отложения современных рек и полигенные отложения разновозрастных депрессий (Марусин, 1990ф). В частности, Рассольнинский участок назывался Рассольнинской депрессией, а ее отложения считались полигенными: аллювиальными, делювиально-пролювиальными, элювиальными (Мусихин, 1974ф). Так, все шурфы на месторождении Южная Рассольная, даже В.А. Ветчанинова, были остановлены в кровле силурийских отложений терригенного колчима, что говорит о том, что предшественники прекрасно отличали коренные отложения от элювиальных, кор выветривания и др. По условиям разведки при крупнообъемном опробова-

нии углубляться в коренные отложения (в «плотик») было возможно только на 30 см, «излишняя» глубина просто снималась с актировки. Правда, на эту инструкцию существовало противоядие: если коренные породы были дезинтегрированы или слабосцементированы, их обозначали как структурный элювий, а при защите запасов вообще переименовывали в элювиальные, делювиально-пролювиальные и тому подобные отложения мезозойского или кайнозойского возраста. Конечно, это была вынужденная хитрость, которая всех устраивала. Однако, как мы понимаем, искать следовало не структурный элювий схожего облика, а сами промежуточные коллекторы в основании трансгрессивных циклов, или на эмерсивных рубежах. Перед В.А. Ветчаниновым такая задача не ставилась и, возможно, это одна из причин того, что он не открыл (точнее, не смог доказать) алмазоносность основания силура, которую, несомненно, предугадывал. Так и вышло, что промышленную алмазоносность базальных отложений силура установили геологи ЗАО «Уралалмаз» (табл. 5.2.1).

Оперативно проведенное той же весной 2010 г. эксплуатационное геологическое опробование показало высокую для уральских россыпей продуктивность нового алмазоносного объекта. Тогда из первых девяти крупнообъемных проб общим объемом 390 м^3 было получено 95 кристаллов алмаза. Содержания составили от 0 до 161,7 мг/ м^3, среднее содержание по пробам – 48,95 мг/м^3; средняя масса одного кристалла – 197,9 мг, причем доля мелких алмазов (до 40 мг) не превысила 15%. Доля алмазов массой более 1 карата составила 37,8% (Пактовский, 2016б).

В отличие от всех впоследствии найденных кристаллов силурийского объекта, эти были описаны минералогом Л.В. Кычановой, которая сделала заключение, что по совокупности свойств изученные алмазы сопоставимы с такатинскими, близкими (Метелкина и др., 1976) по своим типоморфным особенностям к кристаллам из терригенных докембрийских формаций мира.

Таблица 5.2.1

Результаты эксплуатационного крупнообъемного опробования силурийского коллектора

№ п/п	Объем пробы в тв. теле, м^3	Всего извлечено алмазов		В том числе по классам крупности			Содержание, мг/м^3	Литологическая привязка
		штук	мг	-8+4	-4+2	-2+1		
1	50,0						0,0	Толща 1
2	50,0	3	628,0	1	2		12,56	
3	25,0	8	778,0	1	5	2	31,12	
5	50,0	22	4974,0	9	10	3	99,48	
6	50,0						0,0	
Итого по толще 1	225,0	33	6380,0	11	17	5	28,4	

Окончание табл. 5.2.1

№ п/п	Объем пробы в тв. теле, м³	Всего извлечено алмазов		В том числе по классам крупности			Содержание, мг/м³	Литологическая привязка
		штук	мг	-8+4	-4+2	-2+1		
4	50,0	22	4616,0	10	8	4	92,32	Толща 2
8	45,0	7	1280,0	2	5		28,44	
9	35,0	5	1160,0	2	3		33,14	
10	35,0	28	5660,0	11	10	7	161,71	
Итого по толще 2	165,0	62	12716,0	25	26	11	77,07	
Всего	390,0	95	19096,0	36	43	16	48,96	

Уже тогда при первых результатах крупнообъемного опробования в XI блоке месторождения Южная Рассольная стало очевидно, что наряду с такатинским появился еще один промышленный промежуточный коллектор алмазов – силурийский. В табл. 5.2.2 дана литологическая привязка отобранных проб в соответствии с толщами, выделенными в результате геологического описания силурийского коллектора (рис. 4.4.1)

Силурийский коллекторактивно эксплуатировался в границах горного отвода месторождения до 2013 г. включительно, однако научное его изучения по объективным причинам не проводилось. Планировались и были начаты горные работы на других перспективных участках с терригенными отложениями в основании силура, но завершены они не были, опять же, по объективным причинам. Вместе с тем геологами ЗАО "Уралалмаз" были оценены прогнозные ресурсы силурийского промежуточного коллектора на ограниченном участке Рассольнинской депрессии и в ее обрамлении (Калашников, Попов, 2013ф), утвержденных в ЦНИГРИ (Попов, 2021). Это – последнее, что они успели сделать до банкротства единственного алмазодобывающего предприятия на Урале.

Как уже было сказано выше, в северо-западных блоках XI и XII (подвесной) месторождения Южная Рассольная геологами ЗАО "Уралалмаз" была установлена повышенная мощность терригенных отложений в основании силура. В современном рельефе – это вершина водораздела между истоками рек Ефимовка и Рассольная. В свое время В.А. Ветчанинов, первооткрыватель месторождения, подчеркивал, что отложения терригенного колчима сохранились здесь от размыва и «запечатались» благодаря ступенеобразному понижению в древнем рельефе (Ветчанинов, Мусихин, 1968ф). Продуктивные отложения представляли собой уплотненные дезинтегрированные или частично дезинтегрированные породы, которые он считал структурным элювием мезозойско-

палеогенового возраста по терригенным отложениям основания колчимской свиты.

Характерно, что при защите запасов месторождения Южная Рассольная эти же отложения были переименованы в делювиально-пролювиальные отложения неогена (Мусихин, 1974ф). На разведочной линии 55 их мощность составляла около 5 м. Подстилались они литифицированной толщей песчаников базального силура. Поскольку на Л-55 в поле выхода базальных отложений силура алмазы были обнаружены только в трех шахто-шурфах, северо-западный контур месторождения оказался зауженным, но на первоначальных отчетных планах контур блока XI между разведочными линиями 55 и 7 рисовался эллипсоидно расширенным (вероятно, по данным бурения). В середине блока намечалось пройти дополнительную линию шахто-шурфов. Однако экспертиза ГКЗ расширение блока сочла необоснованным, контур спрямила, и намерение сгустить сеть осталось нереализованным. Следует добавить, что, как оказалось впоследствии, рисовка вишерских геологов была совершенно правильной. По результатам промышленной отработки экскаваторным способом в 2010–2013 гг., в плане карьер блока XI представлял собой именно овал с размерами около 240 на 120 м.

По геологическим данным, терригенные отложения колчимской свиты в основании силура выходят на поверхность во фронтальной части надвига северо-восточной экспозиции. Падение слоистой толщи северо-восточное (50^0), пологое (СВ $3–5^0$). Пачка маркирующих песчаников в основании слабосцементированной толщи, т.е. в днище карьера, имеет элементы залегания: азимут падения 50^0, угол 12^0. Глубина карьера достигала более 30 м. Средняя мощность продуктивных отработанных отложений – 12–16 м. Если вспомнить В.А. Ветчанинова, это тот же структурный элювий по коренным базальным отложениям терригенного колчима, который здесь, в центральной части блока XI, т.е. всего в 100–150 м юго-восточнее, имеет более широкий выход на поверхность и мощность значительно большую.

Слабосцементированные породы, конечно, значительно проще для отработки и промывки по рыхлой схеме. Литифицированные же породы требуют предварительного дробления – операции, не предусмотренной в технологической цепочке россыпных месторождений. Поэтому подстилающие частично дезинтегрированную толщу скальные коренные песчаники основания силура остались не опробованными на алмазы.

Отработка силурийского объекта остановилась на этом маркирующем «плотике» коренных песчаников в основании силура (S_1kl_1). Термин «плотик» взят нами в кавычки не случайно. Мы считаем, что это ложный плотик, и пред-

полагаем, что продуктивные отложения продолжаются как в самой литифицированной толще 3, так и ниже, в брекчированном слое, подстилающем толщу 3.

Таблица 5.2.2

Полевое описание разреза скважины 28
(контакт силура и венда*)

Интервал, м	Описание пород
0,0–2,0	Дезентегрированный кварцевый песчаник – песок кварцевый малоглинистый коричневый, зеленовато-серый, разнозернистый, с мелкими гравийными зёрнами полупрозрачного кварца
2,0–5,5	Песчаник кварцевый серый мелкозернистый, плотный, крепкий, слабоожелезнённый
5,5–7,0	Песчаник кварцевый зеленовато-серый, желтовато-серый, в конце интервала ржаво-коричневый, плотный, некрепкий, разнозернистый, с мелкими гравийными зёрнами полупрозрачного кварца, слабо ожелезнённый
7,0–8,7	Дезентегрированный кварцевый песчаник зеленовато-серый, коричневый, плотный, разнозернистый, с мелкими гравийными зёрнами полупрозрачного кварца; ожелезнённый – ожелезнение послойное
8,7–9,4	Дезентегрированный кварцевый песчаник – песок разнозернистый, слоистость примерно 10–15° к оси керна подчёркнута чередованием слойков различного цвета – тёмно-розового (вишнёвого), желтовато-коричневого до оранжевого и зеленовато-серого
9,4–10,2	Контакт S_1kl_1 и $V_2k\check{c}$: мелкий щебень и дресва кварцевого песчаника (S_1kl_1) тёмно-серого с бледным розоватым оттенком мелкозернистого, плотного, крепкого и желтовато-зеленовато-серого разнозернистого, плотного, некрепкого в аргиллит-алевритовом материале ($V_2k\check{c}$) вишнёвого цвета
10,2–10,4	$V_2k\check{c}$: алевролит кварцевый вишнёвый тонкослоистый, слоистость примерно 50° к оси керна; мелкозернистый, плотный, крепкий, с тонкими прослоями аргиллита вишнёвого тонкослоистого, тонкоплитчатого

*Описание разреза скважины 28 составлено участковым геологом ЗАО «Уралалмаз» Н. В. Бисеровым в 2010 г.

По результатам колонкового бурения геологической службы ЗАО «Уралалмаз» (скв. 28), мощность этого слоя в северо-западном блоке XI – до 5 м. А мощность зоны брекчирования в подошве пород терригенного колчима, представленных дезинтегрированным кварцевым песчаником и дресвой и щебнем темно-серого с розоватым оттенком кварцевого песчаника, – около 3 м. Скажина 28 с абс. отм. устья 385,8 м, забуренная в днище карьера, на глубине 10,2 м вскрыла породы кочешорской свиты ($V_2k\check{c}$), представленные тонким переслаиванием вишнево-красных алевролитов и аргиллитов (табл. 5.2.2).

Необходимо заметить, что первые два метра в описании разреза – это осыпь отрабатываемых отложений. Интервал 9,4–10,2 м, возможно, не имеет к силуру отношения и представляет собой обломочную кору выветривания по отложениям кочешорской свиты. Подсилурийские отложения в блоке не вскрыты карьерной отработкой, как это было сделано в средней части месторождения, где и появилась возможность непосредственного обнаружения ветрогран-

ников. В главе 4 мы установили связь этих подсилурийских отложений с породами ордовика и обломочной корой выветривания по ним. В данном случае наличие в керне скважин щебня и дресвы песчаника, разного по цвету и структуре, также может указывать на присутствие ветрогранников. Так, при малообъемном опробовании базальной части силура, сдвинутом по латерали к самой кромке надвига, нам встречались обломки песчаников и гравийных песчаников явно не силурийского облика: они выделяются серо-розовым цветом и полевошпат-кварцевым составом в основании толщи силурийских пород. Кроме того, нами отмечались глыбы литифицированных песчаников основания силура с щебнистыми обломками, сопоставимыми с вышеописанными ветрогранниками.

Учитывая мощность дезинтегрированных и литифицированных отложений в основании силура, общая мощность терригенных базальных пород может достигать 20 и более м. И это при том, что всего в километре на юго-восток, в средней части месторождения их мощность составляет всего 0,7 и не более 1 м.Такое резкое изменение мощности отложений силура, в том числе увеличение мощности продуктивных отложений, нуждается в объяснении. Для этого обратимся к более подробному описанию геологического строения северо-западной части месторождения Южная Рассольная.

5.3. Геологическое строение силурийского коллектора алмазов

Силурийские отложения находятся в обрамлении Колчимской и Тулымпарминской антиклиналей (см. рис. 1.2.4.2). Терригенные отложения в основании силура фациально разнородны, мощность их уменьшается с северо-запада на юго-восток. В этом же направлении происходит смена континентальных фаций на прибрежно- и мелководно-морские. Последние описаны в районе р. Полуденный Колчим (Ишков и др., 1967ф).

Базальные отложения силура Рассольнинской депрессии достаточно узкой полосой выходят на поверхность в северо-восточной части Колчимской антиклинали во фронте Колчимского надвига. В северо-западных блоках месторождения Южная Рассольная они образуют раздув и увеличиваются по мощности. Для рассмотрения строения базальных отложений силура нами по материалам буровых работ геологической службы ЗАО «Уралалмаз» построен геологический разрез через центральную часть блока XI между разведочными линиями 55 и 7. Надо сказать, что буровой профиль по разным причинам прошел не совсем строго в крест простирания пород, т.е. в северо-восточных румбах, и протягивается почти меридионально: с северо-северо-востока на юго-юго-запад (рис. 5.3.1), увеличивая при этом контрастность древнего рельефа на контакте силурийских и верхнепротерозойских пород.

Ниже приводится литологическая характеристика трех толщ базальных отложений силура в северо-западных блоках месторождения Южная Рассольная (Пактовский, 2021). Описание ведется сверху вниз.

Двум верхним продуктивным толщам частично дезинтегрированных отложений силура присвоены возрастные индексы неогеновых (adN_1–QI) и четвертичных отложений (dpQI–II), фиксирующих этапы дезинтеграции выведенной на поверхность толщи, как это было принято у предшественников.

Маломощная плиоценовая толща лёссовидных отложений, покрывающая продуктивную толщу, здесь выведена за пределы описания геологического строения силурийского промежуточного коллектора. Однако необходимо учитывать ее значение и важность, как своеобразной «покрышки», предохранившей россыпь от экзогенных факторов в последние примерно 300 тыс. лет (Пактовский, 2024).

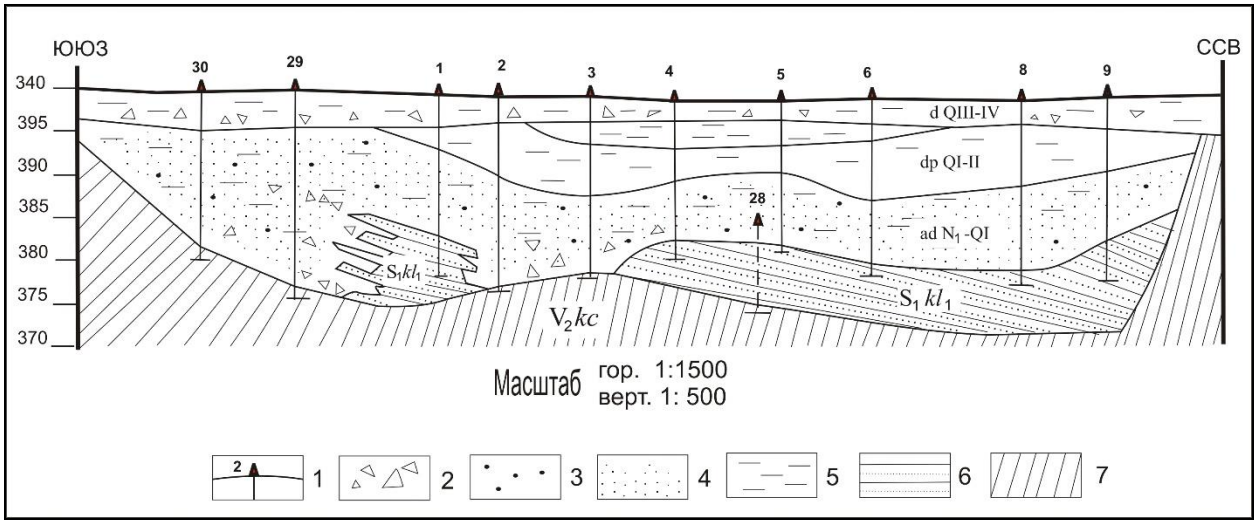


Рис. 5.3.1. Геологический разрез северо-западной части месторождения Южная Рассольная. Условные обозначения к разрезу: 1 – скважина и ее номер; 2 – щебень и брекчия; 3 – гравий; 4 – песок и дезинтегрированный песчаник; 5 – глина и глинизированный песчаник; 6 – песчаник литифицированный; 7 – терригенные породы кочешорской свиты верхнего венда. Компьютерная графика А.Г. Попов

Толща 1 (dpQI–II). Еще в начале отработки силурийского объекта была замечена разнородность этих отложений, подчеркнутая цветом и структурно-текстурными признаками. Под трехметровым в среднем слоем делювиальных глин (dpQIII–VI) залегала голубовато-серая толща выветрелых глинизированных алевролитов с обилием щебня и глыб голубовато-серых мелкозернистых кварцевых мелкослоистых плитчатых песчаников, особенно в средней и нижней частях толщи 1. В неизменённом виде песчаники имели светло-серый цвет, обычный для мономиктовыхкварцевых песчаников нижнего-среднего палеозоя региона. Кровля толщи 1, вскрытая в северо-западной стенке карьера, трассирует поверхность пологого надвига северо-восточной экспозиции (рис. 5.3.2).

Мощность толщи от 1 до 8 м; на отдельных участках толща отсутствует и по латерали переходит в нижележащие слои. Вся толща сохраняет реликты слоистости и трещин отдельности слоев песчаников, сохранившихся фрагментарно. Элементы залегания толщи 1 совпадают с элементами залегания нижележащих толщ 2 и 3. Все эти признаки позволяют считать толщу 1 структурной корой выветривания или элювиальными образованиями по терригенным породам основания колчимской свиты (dp QI–II), как это считал и В.А. Ветчанинов (1968ф). Длительное пребывание на вершине водораздела сохранило толщу 1 от полного уничтожения, однако следы размыва усматриваются в ложковом врезе, отмеченном нами при построении геологического разреза (рис. 4.4.1). Ложок имеет юго-восточную ориентировку, т.е. направлен к верховьям р. Ефимовки. Ложковые отложения представлены серой алевритистой глиной с включениями крупного щебня, дресвы, а также угловатоокатанной гальки светло-серого кварцевого песчаника.

Рис. 5.3.2. Толща 1. Фронтальная часть пологого надвига северо-восточной экспозиции. Месторождение Южная Рассольная. Фото автора, март 2010 г.

По этим данным можно полагать, что часть материала толщи 1, включая алмазы, поступала на нижние гипсометрические уровни и в долину р. Ефимовки, питая таким образом центральную часть месторождения Южная Рассольная на последнем этапе формирования россыпи месторождения Южная Рассольная в голоцене. Исходя из многоэтапности развития речных долин (Геолого-геоморфологические…, 1988) вполне логично предположить и более ранние (например, плейстоценовые) ложковые врезы, идущие с вершины водораздела в долины современных рек.

Геологическое эксплуатационное крупнообъемное опробование установило изменчивую алмазоносность толщи 1: от 0 мг/м^3 до 99,5 мг/м^3 по рядовым пробам (см. табл. 5.2.1). Практически вся эта толща была снята при отработке и не сохранилась в естественном залегании.

Толща 2 (adN_1–QI). Ниже толщи 1 залегает контрастная по цвету и структуре желто-коричневая толща выветрелых и глинизированных песчаников с обилием щебня и глыб желтовато-серых гравийных и разнозернистых (от мелкозернистых до крупнозернистых) песчаников. Слоистая текстура толщи подчеркнута разными оттенками желтого, коричневого, красного цветов, говорящих об интенсивном ее ожелезнении в окислительных условиях. Причем с глубиной влияние этого процесса усиливается и приводит к образованию достаточно крупных лимонитовых стяжений и конкреций, особенно на контакте с нижележащей толщей литифицированных кварцевых песчаников (толща 3). Как и толща 1, толща 2 сохраняет реликты слоистости и трещин отдельности, хорошо проявленные в прослоях мелкослоистых плитчатых светло-серых песчаников, из-за контрастности цвета и степени литификации кажущихся линзовидными, что также позволяет ее считать структурной корой выветривания или элювиальными образованиями по терригенным породам основания колчимской свиты.

В целом толща 2 весьма неоднородна по структурам пород и их составу. В ней можно выделить слои и прослои алевролитов, песчаников, гравийных песчаников, гравелитов, брекчий как дезинтегрированных, в разной степени глинизированных, так и литифицированных. Породы несут следы смятия, чешуй надвигания, будинирования и разрыва пластов. Наиболее устойчивыми к дезинтеграции и к тектоническому давлению во фронте надвига являются кварцевые песчаники на кварцевом цементе без регенерации последнего.

«Запечатывание» толщи 2 на вершине водораздела после вывода силурийских пород на поверхность позволяет поставить вопрос о генетических условиях накопления осадка. В этом отношении весьма примечательно присутствие хорошо окатанного галечного материала на границах некоторых слоев. Характер распределения грубообломочного материала мы назвали рассеянным по поверхности напластования. Он представлен гравийными зернами кварца, прослоями гравелитов и разнозернистых песчаников с мелкой галькой кварца; отдельными валунами кварцевого песчаника (до 20 см по длинной оси), уплощенными и хорошо окатанными обломками сцементированных гравелитов с галькой кварца, песчаников и кварцитов. Характерен обнаруженный нами крупный плитчатый обломок (21x17x5 см) мелкозернистого светло-серого кварцевого песчаника с тонкой слоистостью, на поверхности напластования которого наблюдаются хаотично расположенные гравийные зерна и гальки квар-

ца, кварцевых песчаников и кварцитопесчаников, идеально и хорошо окатанных, т.е. обычного материала древних толщ, подвергшихся размыву и достаточно дальнему переносу (рис. 5.3.3).

Рис. 5.3.3. Рассеянный по поверхности напластования грубообломочный материал в толще 2. Месторождение Южная Рассольная

Необходимо отметить, что крупные гальки вдавлены в тонкие слойки мелкозернистого песчаника и не образуют отдельного слоя, но рассеяны на поверхности напластования последнего, что говорит о кратковременном, но резком изменения режима водного потока, в котором формировался данный осадок. Совместная седиментация мелкозернистого и грубозернистого материала свидетельствует об изменении режима осадконакопления. Этому вопросу мы посвятили отдельную статью (Пактовский, 2017). Наш вывод состоял в том, что рассеянный по поверхности напластования и в тонких слоях грубозернистый материал является характерной особенностью литологического состава терригенной толщи в основании силура. Второй вывод основывался на первом: неравномерное распределение грубообломочного материала позволяет предположить струйчатый характер распределения алмазов в толще на разных горизонтах. Третий вывод суммировал первые два и постулировал отмеченную нами особенность в качестве поискового признака для подобных алмазоносных объектов, особенно при резком дефиците парагенетических спутников алмаза, обычном для ископаемых россыпей (Владимиров и др., 1989).

Хорошо выраженных по мощности слоев галечных конгломератов, как, например, в базальных отложениях такатинской свиты, в терригенных отложениях колчимской свиты мы не встречали, однако галечные скопления на поверхности напластования и отдельные, в том числе и крупные, хорошо окатанные гальки находили неоднократно. В разрезе они зачастую скрыты, «невидимы», бурение может легко пройти мимо этих слоев, но при крупнообъемном опробовании, когда обломки с галечным материалом или сами гальки буквально выкатываются под ноги, не заметить их невозможно. Именно эта особен-

ность, по нашему мнению, определяет алмазоносность тех или иных слоев и прослоев толщи 2.

Геологическое эксплуатационное крупнообъемное опробование установило высокую алмазоносность толщи 2: от 28,4 до 161,7 мг/м^3 по рядовым пробам (см. табл. 5.2.1). Мощность толщи – от 2 до 12 м, за счет неровности кровли толщи 3. Толща 2 в значительной степени выработана, вертикальные некогда стенки карьера приняли естественный откос 45^0 за счет оплыва вышележащих отложений и «торфов».

Толща 3 (S_1kl_1). Представлена песчаниками кварцевыми светло-серыми с желтоватым и желтовато-зеленоватым оттенком, в основном, мелкозернистыми, с примесью средне-крупнозернистых и мелкогравийных кварцевых зерен, мелкослоистые, с мощностью слоев 0,15–0,3 м. Песчаники крепкие, скальные, на кварцевом цементе с примесью гидрослюды, придающей им характерный легко узнаваемый оттенок. Эти песчаники, являющиеся литологическим маркером на месторождении Южная Рассольная благодаря своей латеральной выдержанности, уже упоминались нами при описании геологического разреза в средней части месторождения (см. гл. 4). Однако здесь их мощность резко возрастает до 5,0 м. Как и всюду на месторождении, кровля толщи 3 послужила естественным «плотиком» россыпи, возможно, и ложным, поскольку дробление и опробование ее никогда и никем не производились.

По всей видимости, толща 3 не представляет собой единого массива пород, она разбита на блоки, разделенные между собой провалами и трещинами. Например, на препарированной поверхности кровли песчаников толщи 3 в средней части месторождения нами отмечена своеобразная мелкая складка волочения во фронтальной части надвига. В этом мы усматриваем последствия жесткого стыка терригенных пород как силура, так и верхнего протерозоя. Такое коробление литифицированной толщи пород приводит к усложнению рельефа поверхности кровли и при достаточно интенсивном продолжении процесса может приводить к расколам и разломам толщи, а также к образованию естественных углублений-ловушек для полезного компонента. О надвиговой природе этого тектонического процесса напоминают зеркала скольжения, отмеченные нами на поверхности напластования слоев силурийских песчаников.

Элементы залегания толщи 3 на всем протяжении в юго-западной части месторождения близки, отмечается только некоторое варьирование угла падения пород, что неудивительно, учитывая их коробление. В северо-западных блоках месторождения мы произвели несколько замеров в днище карьера, т.е. в кровле толщи 3. В северной части блока XI, на разведочной линии 55: азимут падения 50^0, угол 6^0; в 200 м юго-восточнее, на буровом профиле ЗАО «Уралалмаз»: азимут падения 50^0, угол 12^0.

С резким угловым и стратиграфическим несогласием толща 3 базальных отложений силура залегает на породах кочешорской свиты венда ($V_2kč$), представленных тонким переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников характерного вишневого цвета.

Крупнообъемное опробование на алмазы литифицированных пород толщи 3 никогда не проводилось по технологическим причинам, связанным с необходимостью дробления скальных пород, поэтому прямых данных об ее алмазоносности на сегодняшний день не имеется. Однако необходимо отметить, что именно здесь нами также были найдены ветрогранники.

Литологическое изучение вышеописанного разреза проводилось нами в 2015–2019 гг. с целью установления критериев алмазоносности продуктивной толщи силура. Предварительно необходимо сказать, что толщи 1 и 2 (см. рис. 5.3.1) представляли собой парадоксальное противоречие принципу гидравлической эквивалентности (Осовецкий, 1974; 1986). Гранулометрические анализы, выполненные нами послойно, красноречиво демонстрировали полное несоответствие гранулометрии вмещающих пород (табл. 5.3.1) и самих алмазов (см. табл. 5.2.1).

До тех пор, пока не удалось разобраться в особенностях распределения крупнообломочного галечного материала в тонких прослоях и на поверхностях напластования слоев отложений силура, это противоречие казалось неразрешимым. С точки зрения палеогеографии, такого рода осадки формируются в континентальных условиях достаточно мелкими и временными водотоками, селевыми потоками, которые размывают ранее отложенный материал и привносят новый. Разветвленная сеть плохо выработанных русел придает переносимому материалу рассеянный характер. Только благодаря тому, что мощность этих континентальных отложений относительно невелика, в терригенной толще могут образовываться достаточно высокие концентрации полезного компонента там, где осуществляется постоянная их подпитка от первоисточника (Шило, 2004). Там, где этого первоисточника нет или он расположен далеко, подобные отложения будут лишены продуктивности.

Таблица 5.3.1

Гранулометрический состав литологических проб, %. Толща 1

№ лит. пробы	Масса навески исх., г	Масса навески конечная, г	Гранулометрический класс, %						Итого, %
			2,0–1,0	1–0,5	0,5–0,25	0,25—0,1	0,1–0,01	-0,01	
3	293,52	147,20	2,98	11,65	16,95	16,06	2,50	49,86	100,00
4	261,23	54,46	1,00	3,09	6,31	6,93	3,50	79,17	100,00
5	291,89	141,12	15,15	5,54	9,63	12,11	5,88	51,69	100,00
6	310,00	142,36	17,17	4,56	8,95	9,38	5,85	54,09	100,00
7	320,00	242,65	5,01	10,37	23,69	24,08	12,67	24,18	100,00

Таким образом, сделанный выше вывод стал гранулометрическим критерием для характеристики литологического состава терригенной толщи в основании силура, предопределяющим наличие первоисточника алмазов в относительной близости (включая и их поступление из более древних промежуточных коллекторов) и струйчатое распределение алмазов. В таком случае появление даже редкого галечного материала в мелкозернистой толще может являться поисковым признаком для алмазоносных отложений. С точки зрения истории поисковых работ на алмазы на Урале можно добавить, что этим поисковым признаком широко пользовались как геологи, так и производственники, поскольку он достаточно устойчиво доказывал свою эффективность. Однако, как нам представляется, этим поисковым признаком следует пользоваться осознанно, на основании литологического опробования, в том числе крупнообъемного опробования и, в частности, дробного гранулометрического анализа (Осовецкий, 2021). В этом случае возможно приблизиться к идеальному сочетанию научного подхода и производственной эффективности, дающих наиболее оптимальный результат.

Минералогические критерии, как известно, играют важную роль при поиске первоисточников алмазов и россыпей ближнего сноса. Однако при поиске остаточных россыпей в промежуточных коллекторах, докембрийских и раннего-среднего палеозоя, выработка минералогических критериев и поисковых признаков значительно затруднена. В наших исследованиях мы ориентировались, прежде всего, на понятие «минералогический рубеж», разработанный проф. Б.М. Осовецким (2004). На исследуемой территории в интересующий нас временной отрезок мы ставили целью соотнести силурийский эмерсивный рубеж с минералогическим рубежом на границе позднего протерозоя и раннего палеозоя. Иными словами, наша задача – не определение прямых минералогических признаков алмазоносности тех или иных отложений по индикаторным минералам кимберлитовых пород (Афанасьев и др., 2010), что на Урале практически невозможно, но сравнение пород по минеральным ассоциациям тяжелой фракции, что вполне реально. По этой методике можно разделить потенциально алмазоносные толщи (промежуточные коллекторы) и все остальные. Например, докембрийские и раннепалеозойские отложения, что для Урала имеет принципиально важное значение.

В сводной таблице литологического опробования показаны пробы и опробованные толщи силурийского коллектора (табл. 5.3.2).

Объем малообъемных проб варьировал от 50 до 500 л, шлиховых – составлял 20 л, масса литологической пробы, как правило, 0,5–1,0 кг. По методике, предложенной на кафедре минералогии и петрографии Пермского университета (Осовецкий, 2004), каждая малообъемная проба, показывающая набор минера-

лов тяжелой фракции отложений, должна сопровождаться литологической пробой, характеризующей выход тяжелой фракции и ее минеральную ассоциацию.

Для каждой из выделенной толщ силурийского коллектора мы провели литологическое опробование, прежде всего, для полевых поисковых целей (табл. 5.3.3 и 5.3.4).

В каждом конкретном случае отложения палеозойских промежуточных коллекторов можно охарактеризовать по ассоциациям шлиховых минералов с тем, чтобы различить разновозрастные немые палеозойские, а также докембрийские отложения. При поисковых работах на алмазы важнейшее значение имеет крупность индикаторных минералов, поэтому в первую очередь под бинокулярным микроскопом изучаются крупные гранулометрические классы.

Таблица 5.3.2

Сводная таблица литологического опробования силурийского промежуточного коллектора

Свита / подсвита	**Толща**	**Общая мощность, м**	**Опробованная мощность, м**	**№ малообъемной пробы, 100–500 л**	**№ литологической пробы, 0,5–1,0 кг**	**№ шлиховой пробы, 20 л**
S_1kl_1	1	до 4	3	–	3	–
				–	4	–
				–	5	–
				–	6	–
				–	7	–
			0,5	М11	37	–
	2, верхняя часть	до 6	не опробовано	–	–	–
			0,2	М10	36	–
			не опробовано	–	–	–
	2, нижняя часть	0,5–8,0	0,4	М5	32-1	–
			0,8	М8	–	–
				М9	35	–
			не опробовано	–	–	–
			0,4	–	31	–
			0,5	М12	1	–
			0,2	–	39, 40	115
	3	0,0–4,0	0,3	–	32, 91, 88	–
Коры выветривания		0,0–0,3	0,3	М6	33	113
V_2kc_2			0,5	–	38	–

В нашем исследовании мы просматривали и анализировали все гранулометрические классы тяжелой фракции проб. По методике, предложенной Б.М. Осовецким (1986, 1992), наиболее информативным, с точки зрения опре-

деления минеральной ассоциации тяжелой фракции проб, является класс 0,25–0,1 мм.

Главные выводы наших минералогических исследований силурийского промежуточного коллектора кратко выразим следующим образом.

1. Минеральная ассоциация тяжелой фракции литологических проб толщи 1 представлена различными группами минералов, связанных с разными источниками питания: железо-магнезиальные породообразующие минералы, железорудные и титансодержащие оксиды, метаморфогенные минералы. Эта некоторая пестрота минерального состава связана с постдиагенетическими процессами, когда силурийская толща была выведена на поверхность и подверглась, с одной стороны, выветриванию, физическому и химическому, а с другой – привносу ксеногенных компонентов из ближайшего геологического окружения.

Таблица 5.3.3

Минеральный состав тяжелой фракции литологических проб (%).
Толща 1. Гранулометрический класс 0,25–0,1 мм

№ п/п	№ пробы	3	4	5	6	7
1	Турмалин	16,1	19,2	9,6	24,1	17,1
2	Лейкоксен	54,7	57,4	49,3	42,0	50,8
3	Циркон	17,5	16,6	16,9	22,9	10,4
4	Хромит	0,7	-	0,4	0,2	0,5
5	Ильменит	1,5	0,3	0,7	0,2	0,3
6	Магнетит	-	1,2	0,7	0,2	0,5
7	Рутил	1,5	0,9	6,6	1,7	1,1
8	Анатаз	2,2	0,6	3,7	3,2	8,0
9	Брукит	-	-	-	0,2	1,1
10	Дистен	3,6	0,9	2,9	2,0	7,2
11	Ставролит	1,5	-	0,7	0,5	1,1
12	Эпидот	-	0,3	6,6	1,0	0,8
13	Обыкновенная роговая обманка	-	2,1	0,7	0,2	0,3
14	Мусковит	-	0,6	0,4	-	-
15	Альмандин	0,7	-	0,7	1,5	0,8
СУММА:		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Подавляющая часть тяжелой фракции литологических проб толщи 1 представлена аутигеннымгидрогётитом (более 90%), индикатором экзогенного выветривания, приведшего к значительной дезинтеграции отложений толщи 1.

Таблица 5.3.4

Минеральный состав тяжелой фракции литологических проб, %.
Толща 2. Гранулометрический класс 0,25–0,1 мм

№ п/п	Минерал	№ пробы					
		32	**33**	**35**	**36**	**37**	**40**
6	Турмалин	21,1	8,3	17,1	12,1	12,5	39,2
2	Лейкоксен	18,3	12,5	41,6	29,6	48,8	27,4
1	Циркон	46,5	54,2	29,8	48,7	31,6	23,5
3	Рутил	8,5	12,5	2,2	3,9	1,7	2
4	Анатаз	1,4	8,3	8,5	4,4	5,4	5,9
5	Брукит	-	4,2	0,2	-	-	-
7	Гранат	-	-	0,2	-	-	-
8	Хромит	1,4	-	-	1,3	-	2
9	Ильменит	1,4	-	0,2	-	-	-
10	Хлорит	1,4	-	0,2	-	-	-
	Итого	100	100	100	100	100	100

Таблица 5.3.5

Доля минералов тяжелой фракции литологических проб, %. Толща 2.
Гранулометрический класс 0,25–0,1 мм

Доля минералов	№ пробы					
	32	**33**	**35**	**36**	**37**	**40**
Аллотигенные, %	1,9	0,8	89,7	61,1	86	9,8
Аутигенные, %	98,1	99,2	10,3	38,9	14	90,2
Сумма	100	100	100	100	100	100
Отношение аллотигенных минералов к аутигенным	0,02	0,01	8,7	1,6	6,1	0,1

1. Содержание гидрогетита в тяжелой фракции литологических проб толщи 1, как правило, настолько велико, что требует включения в типовую схему пробоподготовки кипячение тяжелой фракции в соляной кислоте (Пактовский, 2016а). По этой причине соотношение аллотигенных и аутигенных компонентов тяжелой фракции проб неизменно бывает значительно в пользу последних. Предельно низкое значение этого соотношения, кроме всего прочего, со всей очевидностью показывает значительную дезинтеграцию отложений.

2. Интересным в минералогическом плане показателем является отношение (доля, или коэффициент) аллотигенных и аутигенных компонентов в тяжелой фракции проб, взятых из разных слоев тех или иных отложений

(табл. 5.3.5). Путь определения этого отношения, или коэффициента, имеющего казуальное (относительное) значение, следующий: после подсчета представительного количества зерен аллотигенных минералов в этой же «дорожке» подсчитывается количество аутигенных компонентов. В результате последовательного проведения этого литологического приема в контрастных по литологии и возрасту осадочных породах, как правило, получаются весьма интересные и наглядные результаты. Так, в практике геологоразведочных работ в ВАР мы всегда наблюдали резкий контраст между докембрийскими и палеозойскими породами по значению коэффициента отношения аллотигенных компонентов к аутигенным в тяжелой фракции проб.

В минеральной ассоциации тяжелой фракции литологических проб толщи 2 соотношение аллотигенных и аутигенных компонентов меняется в пользу первых (см. табл. 5.3.5), причем оно варьирует от сотых долей до целых чисел. За счет этого вполне возможно выделить некоторые характерные слои и прослои (с характерными значениями), что при нескольких полных пересечениях толщи (например, поисковыми скважинами) позволит провести корреляцию наиболее продуктивных слоев. Для литологического исследования описанный выше прием и коэффициент дают дополнительные возможности для расчленения разнокомпетентных и разновозрастных толщ. Важно, что различия между исследуемыми породами можно представить в числовом выражении, что очень удобно для сравнительного анализа.

Также вполне очевидно, что с уменьшением количества лейкоксена увеличивается содержание рутила и других титанистых минералов.

Кроме того, можно отметить, что увеличение значения отношения аллотиген ых к аутигенным компонентам тяжелой фракции проб в отношении самих пород означает большую их литификацию.

3. Минеральная ассоциация тяжелой фракции литологических проб толщи 2 также представлена исключительно устойчивыми к выветриванию аллотигеннымикомпонентами: турмалин, циркон, рутил, лейкоксен, ильменит.Но соотношение минералов, по сравнению с минеральной ассоциацией тяжелой фракции толщи 1, несколько меняется, что особенно характерно для отношения турмалин/циркон (табл. 5.3.6).

Весьма информативным методом исследования является рентгеноструктурный анализ (РСА) пелитовой части проб, в первую очередь, для характеристики палеогеографических условий образования осадка. По данным рентгенофазового анализа, глинистая фракция, в основном, состоит из слюды (гидрослюды) – 22–74%, кварца – 7–64%, гётита – до 28%. Реже встречаются калиевые полевые шпаты – до 12%, рутил – до 3% и каолинит – до 17% (табл. 5.3.7).

Таблица 5.3.6

Отношение турмалин/циркон в тяжелой фракции литологических проб, %
Толща 2. Гранулометрический класс 0,25–0,1 мм

Минерал	№ пробы					
	32	33	35	36	37	40
Турмалин	21,1	8,3	17,1	12,1	12,5	39,2
Циркон	46,5	54,2	29,8	48,7	31,6	23,5
Отношение турмалин/циркон	0,45	0,15	0,57	0,25	0,4	1,67

Достаточно высокое содержание гидрослюд придает терригенным породам в основании силура характерный серый цвет со светлыми оттенками зеленоватого, желтоватого и голубоватого. На фоне других пород (докембрия и палеозоя) цвет их может играть роль поискового признака.

Таблица 5.3.7

Минеральный состав пелитовой фракции проб, % (Исаева и др., 2017)

№ пробы	Кварц	Слюда (гидрослюда)	Гетит	Смектит	КПШ	Рутил	Анатаз	Каолинит	Сумма
37	33	38	8	следы	-	2	2	17	100
36	13	73	3	-	6	-	1	4	100
40	44	40	12	-	-	3	1	-	100
35	64	22	-	следы	-	3	2	9	100
32	10	63	11	-	10	-	-	6	100
33	8	64	28	-	-	-	-	-	100
30	13	51	14	-	12	-	-	10	100
29	7	55	19	-	10	-	-	9	100

Несомненно, с поисковой точки зрения оптимальным является малообъемное (от 50 л до 1 м^3) опробование рыхлых и частично дезинтегрированных отложений, однако для такого вида опробования необходимо специальное оборудование. В течение нескольких летних полевых сезонов автор этой монографии со студентами геологического факультета отобрали около двух десятков проб на разных объектах исследуемой территории. Минералогический состав таких проб несравненно более представителен, но, как и у шлихового метода, у малообъемного вида опробования наряду с достоинствами есть существенные недостатки (Осовецкий, 2009). В первую очередь, это смыв на винтовом сепараторе значительной части уплощенных и чешуйчатых минералов тяжелой фракции, а также минералов с пограничным значением плотности (2,9–3,1 г/м^3). Все это красноречиво отражает наша сводная таблица малообъемного опробования в северо-западной части месторождения Южная Рассольная (табл. 5.3.8).

Так, ведущим минералом минеральной ассоциации малообъемных проб становится циркон. Тем не менее, ассоциация устойчивых минералов и, в первую очередь, турмалина, лейкоксена и циркона, сохраняется.

4. Наконец, необходимо сказать о минеральной ассоциации тяжелой фракции литологических проб толщи 3. Из полутора десятков образцов литифицированного слоя в основании силура мы отобрали два наиболее характерных, представляющих собой песчаник зеленовато-серый, желто-зеленый гравийный.

Пробоподготовка протолочных проб проведена по схеме обработки литологических проб (Пактовский, 2016). Первый образец (91) взят из кровли слоя, второй (88) – из этого же слоя, на 20 см глубже (табл. 5.3.9).

Таблица 5.3.8

Минеральный состав тяжелой фракции малообъемных проб, %.
Толщи 1 и 2. Гранулометрический класс 0,25–0,1 мм

№ п/п	Минерал	Толща 1	Толща 2, верх. часть		Толща 2, нижн. часть			
		М11	М8	М10	М5	М6	М9	М12
1	Турмалин	4,3	4,2	4,3	9,6	11,2	5,4	4,5
2	Лейкоксен	3,5	2,5	3,5	2,9	7,2	3,1	8,3
3	Циркон	85,8	84,5	85,8	79,1	30,3	84,2	80,4
4	Хромит	0,2	2,1	0,2	2,0	38,2	1,7	1,2
5	Ильменит	-	-	-	0,6	5,9	-	0,9
6	Рутил	3,1	5,5	3,1	3,7	2,0	4,2	1,9
7	Анатаз	3,0	1,3	3,0	1,8	3,9	1,1	2,1
8	Дистен	-	-	-	-	0,7	-	-
9	Ставролит	-	-	-	-	-	-	0,2
10	Андалузит	-	-	-	-	-	0,3	-
11	Эпидот	-	-	-	-	-	-	0,2
12	Гранат	-	-	-	0,2	0,7	-	-
13	Флоренсит	-	-	-	-	-	-	0,2
Сумма		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечательно, что в тяжелой фракции протолочных проб литифицированных пород основания силура среди аллотигенных компонентов преобладает циркон. Интересно отметить, что вверх по разрезу, по мере дезинтеграции коренных пород, количество циркона постепенно убывает, и в верхней толще минеральная ассоциация тяжелой фракции меняется с цирконовой на турмалиновую, что указывает на некий минералогический рубеж (стадию), связанный с гипергенными изменениями коренных пород и началом формирования по ним коры выветривания.

Таблица 5.3.9

Минеральный состав тяжелой фракции протолочных проб, %.
Толща 3. Гранулометрический класс 0,25–0,1 мм

№ п/п	Минерал	91	88
1	Турмалин	13,7	8,6
2	Лейкоксен	13,7	6,9
3	Циркон	66,5	80,8
4	Рутил	0,5	1,2
5	Анатаз	3,6	1,7
6	Брукит	0,0	0,2
7	Хромшпинелиды	0,0	0,2
8	Ильменит	2,0	0,5
Итого		100,0	100,0

В целом, можно отметить, что в изучаемом разрезе терригенного силура цирконовая ассоциация характерна для наиболее литифицированных и наименее измененных экзогенными процессами пород.

Химический состав пород силурийского разреза в северо-западной части месторождения Южная Рассольная приведен в табл. 5.3.10. Обращает на себя внимание тот факт, что всё это – типично осадочные породы с существенным преобладанием кремнезема и глинозема. Оксид магния, указывающий на присутствие железо-магнезиальных фемических минералов, не зафиксирован. По появлению в составе пород оксида фосфора мы сделали вывод о наличие в разрезе (во фронтальной части надвига) глинистых кор выветривания.

Увеличение количества химических анализов горных пород силура позволит прийти к более точным статистическим выводам.

Литологические особенности терригенных пород в основании силура на изучаемой территории мы объясняем различием палеогеографических условий образования осадков этих отложений (в континентальных и прибрежно-морских обстановках), а также протяженностью времени их формирования как в геологическом прошлом, так и в геологической современности. Причем, по степени экзогенных изменений, не в абсолютных значениях, но в относительных эти отложения возможно сопоставить друг с другом в немых геологических разрезах и провести аналогии, особенно важные в начале поисковых и разведочных работ, поскольку оперативное сочетание структурно-геологических и литологических критериев может привести к пониманию важных особенностей геологического строения исследуемых объектов и уточнить методику их изучения и опробования.

Таблица 5.3.10

Химический состав* пород силурийского разреза (см. табл. 5.3.2) по данным рентгенофлуоресцентного анализа, мас.%.

Толща	1	2				3					**КВ	
№ пробы	37	36	39	35	31	88-1	88-2	91-1	91-2	32	32-1	33
SiO_2	93,95	94,86	89,75	95,15	93,06	92,45	94,10	94,80	94,23	92,86	87,43	88,93
Al_2O_3	3,85	3,72	3,92	3,51	4,83	4,20	3,77	3,76	3,99	4,45	3,87	3,82
Fe_2O_3	0,72	0,41	4,54	0,23	0,59	1,31	1,08	0,54	0,63	1,53	5,89	4,88
MnO	0,01	0,01	0,05	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,17
CaO	0,16	0,15	0,14	0,15	0,13	0,20	0,12	0,13	0,13	0,13	0,18	0,18
TiO_2	0,28	0,11	0,17	0,27	0,09	0,26	0,05	0,06	0,08	0,08	0,30	0,29
Na_2O	0,18	0,19	0,19	0,18	0,18	0,19	0,17	0,17	0,18	0,18	0,18	0,20
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,43	0,24	0,00	0,00	0,09	0,15	0,00	0,00
P_2O_5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	0,06
П.п.п.	0,73	0,45	1,17	0,32	0,61	0,94	0,63	0,46	0,60	0,56	1,49	1,27
Сумма	99,88	99,90	99,93	99,84	99,93	99,82	99,92	99,92	99,93	99,93	99,87	99,80
***ГМ	0,05	0,04	0,10	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,07	0,12	0,10
ФМ	0,01	0,004	0,05	0,003	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,07	0,06
АМ	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04
ТМ	0,07	0,03	0,04	0,08	0,02	0,06	0,01	0,02	0,02	0,02	0,08	0,08
ЖМ	0,18	0,11	1,12	0,07	0,12	0,30	0,28	0,14	0,15	0,34	1,42	1,23
НКМ	0,05	0,05	0,05	0,05	0,13	0,10	0,05	0,05	0,07	0,07	0,05	0,05
ЩМ	0,00	0,00	0,00	0,00	0,42	0,79	0,00	0,00	2,00	1,19	0,00	0,00

*Автором использована методика определения литохимических модулей по: Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис, 2000.

**КВ – коры выветривания.

***ГМ – петрохимические модули, сиаллитовый стандарт (Юдович, Кетрис, 2000). ГМ – гидролизатный модуль; ФМ – фемический; АМ – алюмокремниевый; ТМ – титановый; ЖМ – железистый; НКМ – нормированной щелочности; ЩМ – щелочной.

Кроме того, из всего вышесказанного о геологическом строении месторождения Южная Рассольная нам представляется весьма показательным, что алмазоносность месторождения определяется базальными терригенными отложениями силура.

В завершении описания геологического строения силурийского коллектора на месторождении Южная Рассольная необходимо отметить еще одну его особенность. Между отложениями силура и венда по скважинам 28 и 4 (см. рис. 5.3.1) отмечается зона интенсивного дробления, представленная литифицированными брекчиями мощностью до 3,0 м. Обломки пород кочешорской свиты гематитизированы.

Характерно, что зона дробления приурочена к выступу верхнепротерозойских пород и расположена на склоне положительной формы древнего рельефа.

Брекчии в основании толщи 3 до сих пор почти не изучены и представляют несомненный интерес как научный, так и практический.

В целом морфология геологического тела, сложенного терригенными породами нижней подсвиты силура, весьма любопытна. Это тело как будто вложено в отрицательную форму рельефа древнего фундамента, что вызывает вопрос о причине его возникновения.

Учитывая факт нахождения ветрогранников в основании толщи 3 на всей площади ее распространения, можно сделать предположение об эоловой природе происхождения этой формы древнего рельефа и, следовательно, о возможности формирования эолового типа алмазных россыпей на территории Южного Притиманья.

5.4. Модель образования алмазоносных россыпей эолового типа

С практической точки зрения, несомненно, важным является открытие нового промышленного алмазоносного объекта на территории Южного Притиманья в Пермском крае. С научной точки зрения, важно, что алмазоносность этого объекта связана с эмерсивным рубежом, который мы назвали силурийским.

В главе 4 нашей работы на примере ветрогранников, индикаторных образований каменистых пустынь, впервые обнаруженных на территории Южного Притиманья в средней части месторождения Южная Рассольная, мы показали, что терригенные отложения в основании силура унаследовали продукты обломочной коры выветривания предыдущих эпох. По сходной схеме осуществляется историческая преемственность россыпей (Сигов, 1965).

Ветрогранники, материальные свидетельства собственно эмерсивной фазы в геологической истории, дают и расширяют возможности ландшафтной и климатической реконструкции суши древнего континента, а также уточняют условия сохранения и распределения некоторых видов полезных ископаемых, связанных исключительно с экзогенными условиями рудообразования и корой древних кратонов (Шуб, 1988).

Как показали еще в начале XX в. исследования пустыни Намиб в юго-западной Африке, долговременные ветры пустынь в отсутствие высоких гор и растительности способны создавать своеобразный «корразионный ландшафт», например, в провинции Нумаланд (рис. 5.4.1). Возможно, так же сурово выглядело побережье кратона Балтика на силурийском эмерсивном рубеже. Если даже не суровее, поскольку наземной растительности, даже чахлой, в глубине континента тогда еще не появилось.

Отрицательные формы рельефа древней континентальной поверхности (котловины выдувания с отвесными и высокими стенками) сопровождаются

щебнистыми осыпями на склонах и на дне котловин. Этот щебень, обрабатываемый тонкими частицами в процессе корразии, и образует вентифакты – ветрогранники. Сходный процесс описывали в пустынях Центральной Азии Д.И. Мушкетов (1926) и В.А. Обручев (1961).

Любопытно, что геологическая деятельность ветра имеет общую физическую основу не только для пустынь Земли, но, по-видимому, и для других планет, например, Марса. Американские исследователи находят много общего между вентифактами марсианских пустынь и пустынь Аризоны (Greeleyetal., 2002; Laity, Bridges, 2009), когда описывают процесс образования ветрогранников под воздействием ветра. И, кстати, уже на первых фотографиях поверхности Марса, сделанных марсоходом Perseverance в марте 2021 г., представлены вполне узнаваемые образцы ветрогранников. Есть мнение, что это те самые «острые камни», которые повреждали ходовую часть предыдущих марсоходов. Так, знание о, казалось бы, сугубо земных образованиях актуализировалось при изучении других планет земной группы.

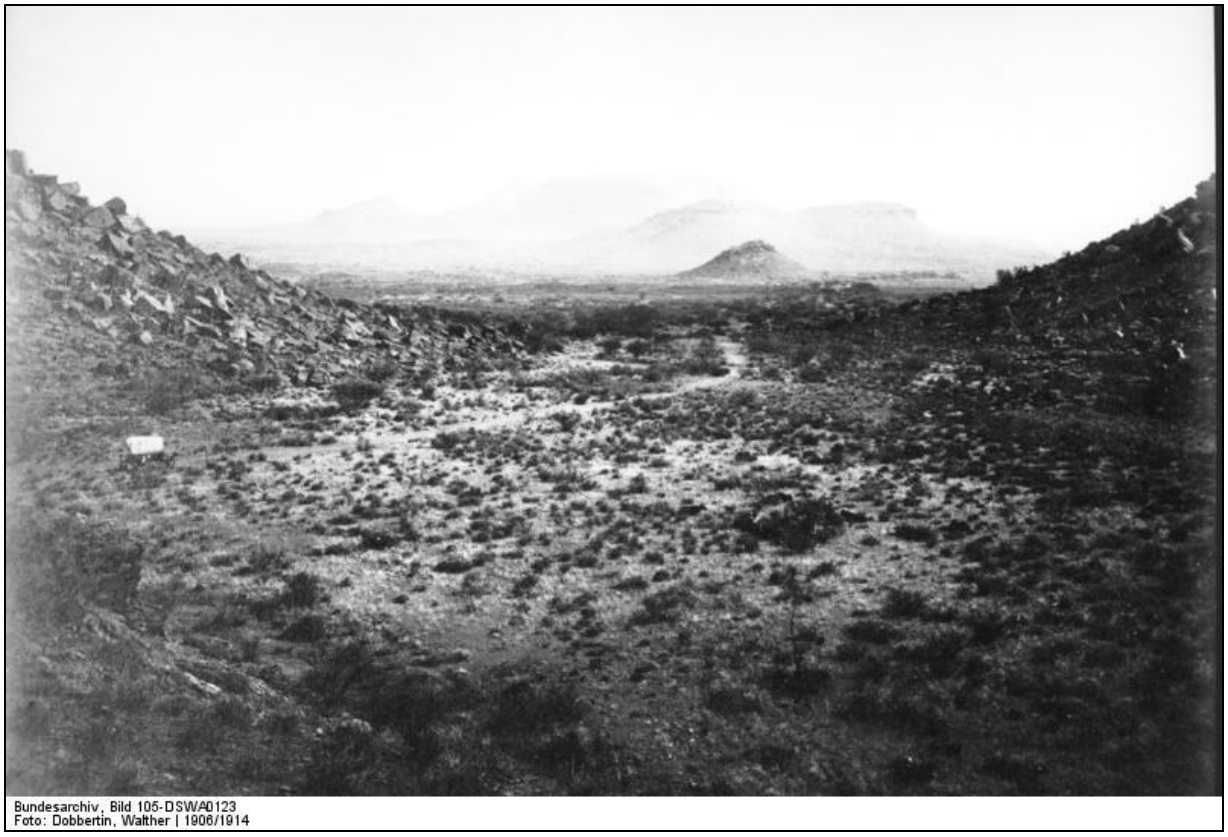


Рис. 5.4.1. Корразионный ландшафт. Котловина выдувания. Нумаланд, Намибия (Dobbertin, Walther. Foto 1906/1914)

С экзогенными условиями рудообразования и корой древних кратонов связаны россыпи, в том числе и древней россыпеносной формации (Шуб, 1991), фациальный спектр которой на Урале может оказаться шире. С этой точки зрения ряд исследователей (Кухаренко, 1961; Прокопчук, 1979; Трофимов, 1980)

вслед за Э. Кайзером (1926) рассматривали алмазные россыпи пустыни Намиб в юго-западной Африке в качестве классической модели образования россыпей эолового типа.

Однако ни отечественные, ни зарубежные исследователи никогда не относили уральские остаточные россыпи к эоловому типу, поскольку для этого не было оснований. В настоящее время они есть, по крайней мере, два в пользу возможности существования таких россыпей: 1) находки ветрогранников и 2) хорошая сортировка алмазов.

О первом мы уже говорили достаточно подробно в главе 4. О сортировке алмазов интересные сведения появляются в научной литературе последнего времени. Известные данные по алмазоносности основания силура свидетельствуют о значительной сортировке алмазов, обычной для уральских россыпей. Традиционно этот факт объясняется сортировкой в аллювиальной среде. Однако это могла быть и эоловая сортировка, когда вмещающие алмазы отложения полностью выдуваются ветром (Устинов и др., 2015). Причем эоловая сортировка алмазов еще более совершенная, чем аллювиальная.

Общая модель уральской россыпной алмазоносности, которой мы придерживаемся, в целом, является традиционной и берет начало в трудах А.А. Кухаренко (1955, 1961). С тех пор уточняются только детали этой модели с учетом того, что коренных источников алмазов на Урале до сих пор не обнаружено. Здесь мы выразили модель алмазоносности Урала в виде пяти постулатов (этапов), развернутых в геологическом времени на изучаемой территории.

I. Внедрение алмазоносных кимберлитов, по нашему мнению, на рубеже среднего и верхнего рифея, около 1 млрд лет т.н., когда начался распад суперконтинента Родиния.

II. Эрозия поверхности Русской плиты, ближний разнос алмазов, переход их в осадочные терригенные толщи верхнего рифея и венда.

III. После завершения тиманской (байкальской) складчатости выведенные на поверхность докембрийские осадочные толщи эродируются в раннепалеозойскую эмерсивную стадию и переходят в континентальные и частично – в прибрежно-морские осадки кембрия и ордовика.

IV. На силурийском эмерсивном рубеже происходят мобилизация осадочного материала и концентрация полезного компонента, заключенного в нём, двумя мощными факторами экзогенного выветривания – эоловым и аллювиальным.

V. После завершения уральскойфазыгерцинского цикла выведенные на поверхность раннепалеозойские осадочные толщи частично эродируются и переходят в осадки мезо-кайнозойских и современных депрессий и рек вместе с полезным компонентом, заключенным в них.

В данной модели нам только хотелось подчеркнуть тот момент, что кимберлитовый магматизм на территории Южного Притиманья мог быть проявлен еще на рубеже среднего – верхнего рифея, когда началась деструкция суперконтинента Родиния, и что докембрийские промежуточные коллекторы могли образовываться в базальных терригенных отложениях уже с верхнего рифея (рассольнинская свита RF_3rs_2) и нижнего венда (устьчурочинская свита V_1uch_2). Именно эти докембрийские промежуточные коллекторы могли питать промежуточные коллекторы нижнего палеозоя. Конечно, в настоящее время это только предположение и теоретическая предпосылка для дальнейших исследований.

Исходя из всего изложенного можно подвести некоторые итоги, связанные с установлением промышленно значимой алмазоносности силурийского промежуточного коллектора в Вишерском алмазоносном районе Южного Притиманья.Необходимо сразу заметить, что не все вопросы в изучении литологии и в продуктивности нижней подсвиты колчимской свиты (S_1kl_1) полностью решены. Эти исследования необходимо продолжить. Однако и то, что уже известно, представляет научный и практический интерес, позволяет постулировать модель остаточных алмазных россыпей эолового типа и дать предварительный прогноз алмазоносности на исследуемой территории, связанной с силурийским промежуточным коллектором. Остановимся на последнем постулате несколько подробнее.

С установлением в 2010 г. промышленной алмазоносности в основании силура в западных блоках месторождения Южная Рассольная (Пактовский, 2016) возник вопрос о генетическом типе этой ископаемой россыпи (Подчасов и др., 2005). Поскольку базальный горизонт колчимской свиты лландовери (S_1kl_1) представлен континентальными фациями временных и небольших водотоков (Молчанова, Езерский, 2002), аллювиальный и делювиально-пролювиальный генезис отложений терригенного колчима представлялся достаточно очевидным. Допускался также прибрежно-морской генезис отложений колчимской свиты при условии существования эпохи предсилурийского кимберлитового магматизма (Зинчук и др., 2005). Однако нигде в основании силура грубообломочных аллювиальных или прибрежно-морских фаций, представленных конгломератами или гравелитами, подобных таковым в промежуточном алмазоносном коллекторе такатинской свиты (D_1tk), до сих пор не обнаружено. Тем не менее на разных уровнях отложений терригенной подсвиты колчимской свиты встречаются тонкие прослои, содержащие окатанный материал аллювиальной фации. В вертикальном разрезе они могут быть совершенно не выражены и не приметны. Другой их особенностью является то, что они входят в состав дезинтегрированной части разреза силурийских отложений, имеющих здесь

значительно увеличенную мощность по сравнению со средней частью месторождения Южная Рассольная. Напомним, толща дезинтегрированных продуктивных песчаников с примесью грубообломочного материала по латерали фронта надвига в пределах месторождения всюду подстилается толщей крепких литифицированных мелкозернистых песчаников, образующих подобие ровной плиты с трещинами слоистости и отдельности. Элементы залегания дезинтегрированной и литифицированной толщ совпадают: аз. пад. СВ 40^0, угол падения 3–5^0. Отложения силура с резким угловым несогласием ложатся на терригенные породы кочешорской свиты верхнего венда ($V_2kč$). С востока на запад мощность литифицированных мелкозернистых песчаников увеличивается от 0,4 до 5,0 м, как увеличивается мощность и подстилающих их отложений на контакте с кочешорской свитой: с 0,6 до 3,2 м. В средней части месторождения нами описан слой кварцитовидных гравелитов с зеркалами скольжения по напластованию мощностью около 0,6 м, в кровле своей содержащий тонкий прослой (0,1 м) гравийных песчаников, насыщенный угловатыми щебнистыми обломками кварцитопесчаников, которые мы определили как ветрогранники. Некоторые из них имеют классическую форму драйкантеров, пирамидальных трехгранников. В соответствии с морфологической классификацией (Карлов, 1951), нами установлены четыре из пяти морфологических групп, а именно: уплощенные одногранники, призматические двугранники, пирамидальные трех-четырех- и многогранники, округленные ветрогранники, а также ряд разновидностей внутри каждой из групп. Часть ветрогранников наследуется вышележащей толщей литифицированных мелкозернистых песчаников. Такая особенность разреза предполагает наличие стратиграфического перерыва между слоями.

По комплексу литологических исследований пород разреза сделан вывод о нивальном климате эпохи образования осадка, когда физическое выветривание преобладало над химическим.

Ландшафт территории Южного Притиманья на эмерсивном рубеже ордовика и силура представляется как холодная каменистая пустыня вблизи границы континента и моря. Главным агентом экзогенного выветривания являлся ветер. Устойчиво дующие долгое время в одном направлении ветры способствовали образованию ветрогранников. Их образование происходило в условиях сухой каменистой пустыни со слабо сформированными руслами временных потоков. В таких палеогеографических условиях наиболее вероятным генетическим типом россыпей мог стать эоловый. Две модели остаточных россыпей, характерных для каменистых пустынь, теоретически рассматривал А.А. Кухаренко (1961). Кратко остановимся на каждой из них.

1. Образование эрозионно-дефляционных «ванн» (котловин выдувания). Такие ванны периодически заполнялись алмазоносным гравием, песком и щебнем, отложенными временными потоками, и также периодически углублялись дефляцией, в результате чего на склонах ванн образовывались щебневые террасы (Кухаренко, 1961). Классическим примером современных остаточных россыпей каменистых пустынь являются алмазные россыпи пустыни Намиб в Юго-Западной Африке, характеризующейся исключительно сухим климатом и постоянно дующим в одном направлении сильным ветром. По наблюдениям Э. Кайзера, эоловой обработке подвергаются целые слои горных пород, в которых образуются долиноподобные борозды. Стенки этих бороздообразных долин всегда крутые, высотой до 15 м. Днища долин выполнены щебнем, поступающим с крутых склонов, и эоловым песком небольшой, до 20 см мощности. Э. Кайзер подчеркивает, что ветрогранники – это первично угловатые обломки, отшлифованные ветром. Одно ребро ветрогранников всегда перпендикулярно главному направлению ветра, но у некоторых из них, наиболее крупных, ребро направлено вкось к направлению ветра, что выражается на их поверхности отчетливыми бороздками. Встречаются также плоские обломки с одной отшлифованной гранью и ребром. Обломки неоднородные по составу дают неровную поверхность, на которой выступают более твердые зерна в более мягкой основной массе, что приводит к образованию бороздок, протягивающихся по всей их поверхности (Беетц, Кайзер, 1952). Как мы можем видеть, в этом описании ветрогранников заложен прообраз исчерпывающей классификации Н.Н. Карлова (1951), а сами описания ветрогранников вполне узнаваемы и коррелируют с морфологией описанных нами образцов. Образование ветрогранников Э. Кайзер связывал с процессом корразии, как и образование эрозионно-дефляционных «ванн». Районы с преобладанием корразионных форм рельефа Э. Кайзер назвал «корразионным ландшафтом». Корразия может иметь место только в местности, лишенной растительности, и при наличии одного господствующего направления ветра.

2. Вторая модель образования остаточных россыпей эолового типа связана с переработкой ветром пролювиальных наносов.

В этом случае индикаторным признаком является концентрация тяжелых минералов (золота, магнетита, шпинели, граната, корунда, ильменита, циркона, турмалина и др.) перед препятствием, выступающем на поверхность перед фронтом дующего ветра. При этом происходит некоторая сортировка минералов по размерам в зависимости от характера препятствий на пути перемещаемого ветром материала (Кухаренко, 1961). Физический механизм образования остаточных эоловых россыпей второго типа напоминает процесс накопления тяжелых минералов в аллювиальных осадках благодаря эффекту шероховато-

сти дна (Осовецкий, 1986), способствующему концентрации тяжелых минералов перед препятствием. Только в первом случае действующим агентом является ветер, а во втором – водный поток.

Итак, первая модель объясняет обогащение полезным компонентом материала щебневых террас, скатившегося со склонов на днища корразионных форм эолового рельефа, вторая – концентрации в остаточном щебне и вблизи препятствий (Кухаренко, 1961).

Тогда, литологическим индикатором при поиске остаточных россыпей будет являться не галечник (конгломерат), а щебень с ветрогранниками (брекчия). Следовательно, при проведении поисковых работ следует обращать внимание не только на галечный материал в составе изучаемых отложений как индикатора аллювиальных фаций, наиболее перспективных с точки зрения алмазоносности, но и на наличие ветрогранников – как индикаторов перерыва и возможного образования эоловых россыпей с алмазной минерализацией. Если до сих пор эоловый тип алмазных россыпей не изучался применительно к остаточным палеозойским россыпям Урала, то теперь для этого есть все основания. И здесь, на наш взгляд, просматривается новое перспективное направление в геологии и алмазоносности Тимано-Уральского региона, определяющее прогнозную модель нашего исследования и придающее ему практическое значение.

Итак, природный механизм, приводящий к образованию эоловых россыпей в определенных географических и геологических условиях, можно описать следующим образом. На континентальной суше ветры, постоянно дующие в одном направлении, создают в субстрате пород характерные формы эолового рельефа – котловины выдувания. Они заполняются алмазоносным обломочным материалом. За счет дефляции происходит природное обогащение этого материала (Акулов, Агафонов, 2007; Шмаков, Божко, 2008).Котловины выдувания вытягиваются в направлении господствующих ветров (в нашем случае, предположительно, северо-западных румбов, в современных координатах).Всё это говорит о том, что палеогеографические обстановки раннего палеозоя в Южном Притиманье характеризовались аэральными условиями осадконакопления, при этом терригенные комплексы их вмещают алмазоносные россыпи, несомненно, ближнего сноса.

По простиранию «маркирующего слоя» силура (с описанными выше ветрогранниками в его основании) мы проследили распространение нижней подсвиты колчимской свиты (S_1kl_1) от средней части месторождения Южная Рассольная (где впервые были описаны ветрогранники) до его северо-западного фланга, где в 2010 г. геологической службой ЗАО «Уралалмаз» была установлена промышленная алмазоносность силурийского промежуточного коллектора алмазов. После построения геологического разреза автор пришел к выводу о

том, что в строении силурийского коллектора присутствуют геоморфологические признаки котловины выдувания: силурийская россыпь как бы «вложена» в отрицательную форму древнего рельефа. Эоловая форма данного образования подтверждается также находками ветрогранников в основании россыпи силурийского промежуточного коллектора в керне разведочных скважин 4 и 28 (см. рис. 5.3.1).

Полученные данные позволили сформулировать поисковые условия и признаки для разведки новых россыпей эолового типа в регионе, на которые раньше не обращали достаточного внимания:

1) наличие отрицательных форм в древнем рельефе;

2) находки ветрогранников;

3) хорошая сортировка алмазов.

Причем первые два поисковых условия в алмазоносном районе являются необходимыми для осуществления находки алмазов. И эти условия могут быть выяснены уже на стадии поисков с помощью колонкового бурения. При этом индикаторными отложениями для поиска эоловых россыпей будут являться брекчии с ветрогранниками. Третье поисковое условие устанавливается только постфактум и не так оперативно, как первые два. Тем не менее можно определенно сказать, что алмазы эоловых россыпей ничем принципиально не выделяются из общей морфологической популяции алмазов «уральского типа» – это, во-первых. И, во-вторых, ветровая сортировка является еще более совершенной, чем таковая водным потоком (Акулов, Агафонов, 2007; Устинов и др., 2015).

Таким образом, в алмазоносных районах россыпи эолового типа определяются двумя поисковыми условиями: отрицательной формой в древнем рельефе (котловиной выдувания) и находками в ложе котловины ветрогранников, что позволяет уже на поисковой стадии выявить эоловые промежуточные коллекторы.

В завершение работы над силурийским промышленным коллектором как новым геологическим объектом в регионе на данном этапе его изучения мы провели дополнительно литологическое исследование современными методами рыхлых плиоценовых отложений, перекрывающих силурийский коллектор. Эта часть работы кажется нам весьма важной, поскольку перекрывающие силур четвертичное отложения как бы «запечатали» россыпь и сохранили ее от эрозии и уничтожения. Геологам-поисковикам всегда полезно помнить, что в образовании месторождения важны не только механизмы концентрации полезного ископаемого, но и факторы его консервации, сохранения. Одним из таких факторов на месторождении Южная Рассольная стал «слой серых глин», ранее описанный предшественниками (Ветчанинов, Мусихин, 1968ф; Мусихин, 1974ф). Этот

слой отмечен на плоском водоразделе рек Бол. Колчим и Бол. Щугор в районе разведочной линии № 55, непосредственно под покровными голоценовыми суглинками и над дезинтегрированными в мезо-кайнозое отложениями силурийского коллектора (см. рис. 5.3.1). Материал этого слоя в сухом виде растирается в тончайший порошок между пальцами, при этом твердых частиц песчаной размерности не ощущается; а во влажном виде – превращается в «липкую грязь» (Обручев, 1930), или «плывун» (Синицких, 1963).

Отличительной особенностью слоя серых глинявляется наличие в нем характерных глинисто-лимонитовых конкреций в форме трубочек или луковиц, образованных по стебелькам трав. Предшественники относили эти серые глины к отложениям мелких болот и озер эпохи максимального (днепровского) оледенения. В низах толщи они отмечали довольно широко развиты мерзлотные клинья, свидетельствующие о суровых климатических условиях в то время. Мощность этих отложений невелика – 1–2 м. Сообщается также об их алмазоносности, правда, очень бедной (0,89 мг/м^3), по данным крупнообъемного опробования на алмазы при разведке месторождения Южная Рассольная (Мусихин, 1974ф). В пору отработки силурийского коллектора ЗАО «Уралалмаз» в 2010–2013 гг. не все лёссовидные отложения были убраны в «торфа» при вскрышных работах и фрагментарно сохранились. Из этого следует, что под ними, возможно, также остались не тронутыми продуктивные отложения силурийского коллектора. Если это так, то первые – по журавчикам– приобретают поисковое значение, а сохранившиеся отложения силурийского коллектора – важнейшее научное.

Гранулометрический состав лёссовидных отложений изучался с помощью лазерного дифракционного анализатора Analysette 22 MicroTec plusc блоком диспергирования в жидкости WetDispersionUnit (аналитик И.В. Бадьянова, Центр коллективного пользования ПГНИУ). Единственным недостатком нового метода является ничтожное количество вещества, подвергаемое гранулометрическому анализу, которое характеризует гранулометрический состав изучаемых отложений с достаточной долей условности в отличие, например, от диспергации вещества методом часового кипячения (Хохлова, 1969).

Лёссовидная природа «серых глин» подтвердилась данными гранулометрического анализа (табл. 5.4.1). По соотношению глинистой и алевритовой фракций породу можно отнести к глинистым алевритам: соотношение 70 на 30% является для лёссов вполне нормальным, при этом для гранулометрической характеристики эти отложения рекомендуется называть алевритом (Синицких, 1963). Средний диаметр частиц изучаемых отложений – 0,039 мм.

Таблица 5.4.1

Гранулометрический состав лёссовидных отложений по данным Analysette 22, % (аналитик И.В. Бадьянова, ЦКП ПГНИУ)

Проба ЛП1	**Гранулометрический класс, мм**						
	+0,1	**0,1-0,05**	**0,05-0,01**	**0,01-0,005**	**0,005-0,001**	**Сумма, %**	**Средний диаметр, мм**
Доля класса, %	2,21	15,99	51,97	29,24	0,59	100,0	–
Средний диаметр частиц, мм	0,1150	0,0577	0,0199	0,0022	0,0018	–	0,039

Особо следует сказать о морфологических особенностях журавчиков. По сути, журавчики представляют собой конкреции (Геологический словарь, 2010), состоящие из зерен кварца с примесью полевых шпатов мелкоалевритовой размерности и слабо сцементированные гидроксидами железа.

Общепринятой морфологической классификации для них нет. В.В. Добровольский (1955) для карбонатных стяжений четвертичных суглинков Черноземья, образованных из коллоидных растворов, выделял: 1) веретенообразные и каплевидно вытянутые; 2) округлые; 3) неправильной формы и 4) причудливой формы.

Среди найденных нами журавчиков чаще всего встречаются полые трубочки (диаметром несколько миллиметров и длиной до 4 см), а также веретёнца, округлые и неправильной формы (рис. 5.4.2). Всё это – образования концентрически-зонального строения, подчеркнутого разными оттенками тонких пленок гидроксидов железа: желтыми, серыми, коричневыми. Сложены они тем же материалом, что и вмещающие отложения. Даже при легком давлении медной иглы журавчики сразу же распадаются и рассыпаются. Но без давления вполне сохраняют свою форму, что свойственно и лёссам. В центре трубочки, как правило, наблюдается полый каналец, иногда заполненный мельчайшими зернами кварца и полевых шпатов (опять же, из вмещающих пород), только не окрашенных гидроксидами железа, – бесцветными, белыми, что создает яркий контраст в текстурном рисунке образований.

Рис. 5.4.2. Журавчики (лёссовые куколки, дутики) лёссовидных отложений на россыпном месторождении алмазов Южная Рассольная

Обычно лёссы и лёссовидные отложения, вроде тех, которые широко распространены в широтной Евро-Азиатской полосе Великой степи или на территории Китая, всегда содержат доломит-кальцитовую составляющую, не менее 6–15% (Вахрушев, Вахрушева, 1954; Рященко, 2022), иногда больше, если источником их питания служат местные коренные породы соответствующего состава (Лахаренко и др., 1993).Отличие лёссовидных отложений изучаемой территории, содержащих журавчики, состоит в том, что они почти бескарбонатны, как и сами журавчики, что выяснилось благодаря применению рентгеноструктурного анализа (содержание кальцита – 0,8%).

Минеральный состав лёссовидных и подстилающих их отложений показан в табл. 5.4.2. Выход тяжелой фракции – очень низкий (0,03 и 0,04 мас. %, соответственно). Этот факт отмечают все исследователи минералогии лёссов. Здесь необходимо заметить, что аллотигенные минералы пробы ЛП1 (из лёссовидных отложений) очень мелкие и соответствуют нижней границе мелкопесчаного гранулометрического класса (0,25–0,1 мм). Нахождение их в мелкопесчаном классе объясняется распадом механически сцепленных агрегатов алевритовых частиц (своеобразных «глобулей» кварца» с аллотигенными минералами внутри).

Таблица 5.4.2

Количественный минералогический анализ тяжелой фракции литологических проб в гранулометрическом классе 0,25–0,1 мм, %

№ п/п	Минерал/разность	Проба ЛП1	Проба ЛП2
1	Турмалин	70,8	16,8
2	Циркон	11,5	41,0
3	Рутил	2,1	0,2
4	Лейкоксен	5,2	39,6
5	Анатаз	-	1,0
6	Хромшпинелиды	-	0,7
7	Эпидот	8,3	0,5
8	Кианит	1,0	-
9	Ставролит	1,0	0,2
Сумма		100,0	100,0
Доля аллотигенных минералов		27,4	92,2
10	Гидрогетит	100,0	77,1
11	Гематит	-	22,9
Сумма		100,0	100,0
Доля аутигенных минералов		72,6	7,8
Отношение аллотигенных минералов к аутигенным		0,4	11,9

Вполне вероятно, что эти глобулярные агрегаты парусили, как «перекати-поле», под воздействием ветра и доставили в лёссовидные отложения аллотигенные минералы, которые, заметим, к тому времени уже были окатаны (т.е. захвачены по пути доставки из области питания лёссов). Другого физического механизма доставки таких неустойчивых агрегатов, кроме эолового, сложно представить. Например, в водном потоке они сразу были бы разрушены. Косвенным подтверждением эолового генезиса этих лёссовидных отложений может служить образование журавчиков, обычных для лёсса.

В количественном отношении аллотигенных минералов относительно немного, но факт, что они есть, и это – устойчивые к выветриванию минералы. Аутигенная часть тяжелой фракции пробы представлена гидрогетитом мелкопесчаной размерности, зерна которого зримо крупнее аллотигенных минералов.

Из табл. 5.4.2 видно, что минеральная ассоциация тяжелой фракции пробы ЛП1 (лёссовидные отложения) – турмалиновая, а пробы ЛП2 (элювий по продуктивным отложениям силура) – лейкоксен-цирконовая. Характерно отношение аллотигенных минералов к аутигенным: меньше единицы (0,4) в первом случае и на порядок больше единицы (11,9) – во втором.

Количественный минералогический анализ говорит о том, что пробы ЛП1 и ЛП2 – это пробы из отложений разного типа, поэтому слой лёссовидных отложений мы не включили в состав продуктивной толщи силурийских отложений. Вывод из этого следующий: промышленная алмазоносность лёссовидных отложений маловероятна.

Рентгенофазовый анализ выполнялся с применением рентгеновского порошкового дифрактометра D2 Phaser («Bruker», ФРГ). Количественный анализ валового состава пробы – с помощью программного обеспечения Topas 4-2.

Минеральный состав образца составил, %: кварц 42,6; полевые шпаты 26,2; глинистые минералы 30,4; кальцит 0,8.

Соотношение глинистых минералов в пелитовой фракции образца оказалось следующим, %: гидрослюда 82; каолинит 14; смешанно-слойные образования (гидрослюда–смектит) 4 (аналитик Е.М. Томилина, ЦКП ПГНИУ).

Интересно отметить, что кальцит в составе исследуемых лёссовидных отложений все-таки есть. Также обращает на себя внимание достаточно высокое содержание полевых шпатов (11% плагиоклазов и 15,2% калиевых полевых шпатов), сохранение которых, особенно плагиоклаза, указывает на слабое химическое выветривание материнских пород (Юдович, Кетрис, 2000). Соответственно, можно сделать вывод о том, что в районе преобладало физическое выветривание, характерное для регионов с эоловым литогенезом.

Известно, что современная речная сеть в Вишерском алмазоносном районе приобрела свой окончательный вид в позднем плейстоцене (Сигов, 1965). В это время сформировался и водораздел рек Ефимовка (бассейн р. Бол. Щугор) и Чурочная (бассейн р. Бол. Колчим). В свое время В.А. Ветчанинов, первооткрыватель месторождения Южная Рассольная, обратил внимание на интересную структурную особенность россыпи, подчеркивая, что продуктивные отложения колчимской свиты силура «запечатались» на современном водоразделе благодаря ступенеобразному понижению в древнем рельефе, и поэтому сохранились от размыва, имея здесь максимальную мощность. Уже тогда он (и, пожалуй, единственный из всех вишерских геологов) считал промышленно алмазоносными именно силурийские отложения (как оно впоследствии и оказалось), а не только породы девонского алмазоносного коллектора, на чем настаивал, например, А.Д. Ишков – ответственный исполнитель всех алмазопоисковых работ в Колво-Вишерском крае (Ишков, 1966). Именно поэтому дезинтегрированные в результате выветривания разности пород силурийского алмазоносного коллектора В.А. Ветчанинов называл структурным элювием мезозойско-палеогенового возраста (Ветчанинов, Мусихин, 1968ф). С палеогеографической точки зрения это обстоятельство имеет некоторые важные следствия для нашей работы.

В плейстоцене отмечается несколько эпох оледенений. Наступление ледника (по другим исследователям, наоборот, его отступление) приводит к образованию лёссовых отложений, особенно в областях, являющихся естественными препятствиями перед постоянно дующими ветрами. По-видимому, в одну из самых последних ледниковых эпох произошло образование лёссовидных отло-

жений на Чурочно-Ефимовском водоразделе и, следовательно, окончательное «запечатывание» силурийской россыпи.

Изучение перекрывающих силурийскую россыпь лёссовидных отложений позволило сделать некоторые интересные выводы по части палеогеографии и геологии алмазоносных россыпей в изучаемом районе, что, прямо скажем, оказалось неожиданностью для самого автора. Исследование подтвердило эоловую природу лёсса и возможное время образования горизонта «серых глин» в ледниковые эпохи днепровского и валдайского оледенений (300–20 тыс. лет т.н.). Палеогеографическим условием образования лёссовидных отложений эолового генезиса в исследуемом районе являются постоянно дующие ветры на периферии материкового оледенения.

В качестве прямого доказательства эолового генезиса этих отложений являются данные минералогического анализа своеобразных минеральных агрегатов («перекати-поле»), состоящих из сцепленных шарообразно алевритовых зерен кварца, иногда с аллотигенным минералом внутри. Также, по данным рентгенофазового анализа, можно сделать вывод о том, что в районе преобладало физическое выветривание, характерное для регионов с эоловым литогенезом. Косвенным же подтверждением эолового генезиса изучаемых лёссовидных отложений является наличие журавчиков – образований, обычных и характерных для лёсса и лёссовидных отложений.

Любопытно отметить, что начало формирования силурийской россыпи на рубеже ордовика и силура, а также ее завершение на границе плейстоцена и голоцена были связаны с эоловым фактором. Но если в первом случае постоянно дующий на периферии Восточно-Европейской платформы ураганный ветер высвобождал полезный компонент из алмазоносной породы, то во втором – только покрыл лёссовидным плащом уже полностью сформированную россыпь. Так, еще Г.Д. Мусихин (1974ф) считал, что месторождение Южная Рассольная с эпохи максимального (днепровского) оледенения находится в стадии природной консервации, благодаря чему оно сохранилось до настоящего времени.

Таким образом, долгая геологическая история формирования алмазоносной россыпи Южная Рассольная оказалась тесно связана с эоловым фактором. Можно сказать, что на эоловом факторе, как на сюжетном стержне, выстроилась вся история силурийской россыпи и, получив свое завершение, как бы – «закольцевалась».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение россыпной алмазоносности Вишерского алмазоносного района потребовало детального обращения к истории геологического развития региона, начиная с позднего рифея, когда были заложены основы и определены особенности его строения. После коллизии Русской и Печорской плит территория развивалась в континентальном режиме более 100 млн лет, вплоть до планетарной силурийской трансгрессии. Второй такой сопоставимый по длительный этап господства континентальных обстановок начался с образования Уральского герцинского орогена и продолжается до сих пор. Эти две важные вехи в развитии регионаинтересны с точки зрения россыпной алмазоносности.

Первоначальные (гипотетические) алмазоносные россыпи ближнего и дальнего сноса, непосредственно связанные с докембрийскими внедрениями кимберлитов, возможно, сохранились на восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы под толщей осадочного чехла. Поиск этих кимберлитовых тел, как и россыпей ближнего сноса, в пределах платформы на сегодняшнее время не представляется возможным.

Россыпи раннего палеозоя достигли уже промышленных концентраций алмазов, судя по силурийскому промежуточному коллектору, но в результате достаточно длительной геологической историиоказались полностью оторваны от первоисточников. Россыпи мезо-кайнозоя и четвертичной системы сформировались за счет промежуточных коллекторов. Прямая связь с первоисточниками алмазов здесь также не обнаружена.

Подводя итоги нашего исследования, важно подчеркнуть, что именно в раннем палеозое начинают формироваться уральские алмазоносные россыпи, по-видимому, за счет эрозии восточной окраины континента Балтика, где предполагается кимберлитовый магматизм (Бочкарев, Язева, 2000), а также по факту появления алмазов в терригенных породах раннего палеозоя. Формирование россыпей происходило поэтапно. Наиболее интересны процессы природного обогащения терригенных пород промежуточных коллекторов с промышленной алмазоносностью, которых на Урале в настоящее время известно два: силурийский и девонский (такатинский). Геологические доказательства докембрийского возраста первоисточников алмазов нам в общих чертах известны, однако минералогические – еще ждут своего исследователя. Пример удачного совмещения двух основополагающий методов в алмазной геологии (конечно, на гораздо более богатом материале) демонстрируют наши сибирские коллеги. На Урале, надеюсь, – это дело не очень далекого будущего благодаря открытию крупнейшего на Урале Сюзёвского месторождения, в окружении которого предполагается целый узел россыпей глубоких алмазоносных депрессий.

Силурийскому промежуточному коллектору алмазов, истории его формирования посвящена основная часть нашей работы. В настоящее время – это первый, но уверен, что далеко не последний промышленный силурийский объект на территории Урала. По авторской концепции, силурийский промежуточный коллектор на месторождении Южная рассольная образовался в котловине выдувания – эоловой форме рельефав докембрийском субстрате. Поисковыми условиями россыпей эолового типа являются: наличие котловин выдувания в древнем рельефе; находки в них ветрогранников, при этом индикаторными отложениями для их обнаружения будут являться брекчии с ветрогранниками. Изучение силурийского промежуточного коллектора алмазов показывает, что геологическое время его образования (силурийский эмерсивный рубеж) является исключительно благоприятным для формирования промышленно значимых россыпей алмазов.

Промышленная алмазоносность силурийского коллектораявляется суммой россыпеобразующих факторов на протяжении всего раннего палеозоя, что позволило изучить более ранние промежуточные коллекторы (помянённовский и ордовикский). В свою очередь, силурийский коллектор послужил на месторождении Южная Рассольная источником питания для более поздних мезокайнозойских и четвертичных россыпей, шлейфом расходящихся от него.

В свое время предшественники уделяли большое внимание изучению шлейфов (ореолов рассеяния) девонского промежуточного коллектора. Силурийский же коллектор в этом отношении интереса не вызывал, но на сегодняшний день он является самым древним промышленным алмазоносным коллектором Урала, и его изучение находится в самом начале.

На основании исследований последних летЗападно-Уральского региона, в частности Вишерского алмазоносного района, автором сделан вывод о том, что наиболее перспективным направлением в уральской алмазной геологии является изучение промежуточных коллекторов и, что еще более важно, глубоких горизонтов депрессий, сопряженных с ними.

На сегодняшний день перед исследователями ставятся новые научные и практические вопросы, на которые им необходимо найти ответ. Надеюсь, что написанная книга поможет в решении этих насущных и важных проблем уральской алмазной геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

Аблизин Б.Д., Клюжина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.

*Айнемер А.И.*О ветрогранниках в эоловых осадках заунгузской свиты // Тр. ВСЕГЕИ. Т. 42. Л.: Гос. науч.-тех. изд-во, 1960. С. 245–248.

Акимов Л.В., Набровенков О.С., Риндзюнская Н.М., Андреичева Л.Н., Майорова Т.П., Ревердатто М.В., Иванов Н.М., Кавалершина Е.А., Недашковская Н.Н. Геолого-геоморфологические основы поисков и прогнозирования россыпей на Урале / отв. ред. Н.П. Юшкин. Сыктывкар: Изд-во УрО АН СССР, КНЦ ИГ, 1988. 112 с.

Акулов Н.И. Осадочные бассейны Ангариды. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2010. 222 с.

Акулов Н.И. Опробование осадочных отложений при алмазопоисковых работах / науч. ред. А.В. Толстов. Иркутск: Изд-во Института земной коры СО РАН, 2022. 184 с.

Акулов Н.И., Агафонов Б.П. Поведение минералов тяжелой фракции в условиях эолового переноса // Геология и геофизика. 2007.Т. 48. № 3.С. 344–349.

Анфилогов В.Н., Крайнев Ю.Д., Кораблев Г.Г. Геологическое строение и природа алмазоносности Колчимского поднятия (Северный Урал) // Литосфера. 2007. №5. С. 151–163.

Анцыгин Н.Я. О возрасте синегорской свиты на Среднем Урале // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1999. С. 20–24.

Анцыгин Н.Я. Основные проблемы стратиграфии ордовикской системы на Урале // Проблемы стратиграфии Урала. Ордовикская и силурийская системы. Свердловск, 1990. С. 1–19.

Атлас Пермского края / под общей ред. А.М. Тартаковского. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2012. 124 с.

Афанасьев В.П. Обоснование докембрийской алмазоносности Сибирской платформы // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология: мат-лы XV Межд. совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания (РКВ – 2015). Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2015. С. 8–9.

Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2010. 650 с.

Беккер Ю.Р. Венд Урала // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование: в 2 т. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 76–83.

Беккер Ю.Р. Стратиграфическая схема и корреляция ашинских отложений Урала и Предуралья // Докл. АН. Т. 169. № 4; 1966. С. 891–894.

Беккер Ю.Р., Бекасова Н.Б., Ишков А.Д. Алмазоносные россыпи в девонских отложениях Северного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1970. №4. С. 63–75.

Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Гостехиздат, 1954. 606 с.

Берлянд Н.Г. Карта глубинного строения земной коры Урала. Масштаб 1:1 000 000 / гл. ред. Н.Г. Берлянд. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.

Бискэ Ю.С. Геология России. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2019. 228 с.

Богданова С.В. Уроки реконструкций суперконтинентов докембрия: Родиния // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия / Ин-т геологии и геохронологии докембрия. СПб., 2014. С. 19–21.

Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17, № 3. С. 29–45.

Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестник Московского университета. Геология. 2009. № 2. С. 13–28.

Боровко Н.Г. Генезис пород полюдовской свиты Северного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1962. Т. 86. С. 103–110.

Боровко Н.Г., Бархатова М.Д., Михайловская Л.Н. Об условиях образования полюдовской свиты и Ижма-Омринского комплекса Тимано-Печорской провинции // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54. Вып. 6. С. 69–76.

Боровко Н.Г., Ишков А.Д., Келль Г.Н. Новые данные по литологии полюдовской свиты Северного Урала // Материалы по геологии Урала. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 119. Л., 1964. С. 239–247.

Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2000. 256 с.

Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960. 234 с.

БурневскаяВ.А. Поиски коренных источников алмазов на Вишерском Урале // Алмазники Урала: сб. статей и воспоминаний о первых алмазниках России / под.ред. Н.В. Введенской. Перм. отд. РМО. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2007. С. 54–63.

Бурневская В.А. Новые данные по стратиграфии додевонских отложений палеозоя Колво-Вишерского края и Печорской впадины // Бюл. МОИП. Т. XLII (2). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. С. 43–51.

Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.

Варганов В.Г. Основные черты палеогеографии Среднего Урала в карадокском веке // Докембрий и нижний палеозой Урала: сб. статей. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1978. Вып. 135. С. 45–51.

Вахрушев В.А., Вахрушева Е.Г. Минералогические особенности и генезис лёссовых отложений Чуйской впадины // ЗВМО. Ч. 83. Вып. 4. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 402–405.

Вербицкая Н.П., Плотникова М.И. Региональные и локальные закономерности размещения экзогенных месторождений алмаза. Л.: Недра, 1971. 80 с.

Вертушков Г.Н. Рутил с речки Сухой Сугомак из окрестностей г. Кыштыма на Урале // ЗВМО. Ч. 78. Вып. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 19–25.

Вертушков Г.Н., Авдонин В.Н. Таблицы для определения минералов по физическим и химическим свойствам. М.: Недра, 1980. 295 с.

Ветчанинов В.А. Условия образования россыпей алмазов Вишерского района Урала и основные критерии их прогнозирования // Геология и прогнозирование алмазных месторождений: тез. докл. III Всес. межв. совещания по геологии алмазных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1974. С. 71–72.

Ветчанинов В.А. Такатинская свита среднего девона – источник алмазов уральских россыпей // Геология и геофизика. 1987. № 4. С. 137–141.

Владимиров Б.М., Зубарев Б.М., Каминский Ф.В., Минорин В.Е., Одинцов М.М., Орлов Ю.Л., Прокопчук Б.И., Соболев Е.В., Соболев Н.В., Харькив А.Д., Черный Е.Д. Геология и ге-

незис алмазных месторождений / науч. ред. Б.М. Зубарев: в 2 кн. Кн. 2. Алмазные россыпи. М.: ЦНИГРИ, 1989. С. 361–422.

Водолазская В.П., Иванов В.Н., Петров Г.А., Зархидзе Д.В., Кириллин С.И., Кузенков Н.А., Курзанов И.Ю., Стороженко Е.В., Берлянд Н.Г., Жданов А.В., Мельгунов А.Н., Полянская Т.Л., Полякова Н.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия – Лист P-40 (Североуральск). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2005. 332 с.

Воскресенский С.С. Геоморфология россыпей. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. 208 с.

Гаранин К.В. Геологическое строение, условия образования и алмазоносность морских прибрежных россыпей алмазов Намибии // Сборник публикаций по результатам I и II ежегодных научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой. М.: Изд-во. Института прикладной минералогии, 2008. С. 52–65.

Генералов П.П. Четвертичные отложения западного склона Северного Урала // Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала. М.: Недра, 1965. С. 37–64.

Геологический словарь: в 2 т. М.: Недра, 1973. Т. 1. 487 с.; Т. 2. 456 с.

Геологический словарь: в 3 т. Изд. третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т 1. А–Й. – 432 с. – Т. 2. К–П. – 2011. – 480 с. – Т. 3. Р–Я. – 2012. – 440 с. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010.

Горяинов С.А. Криптоэкономика мирового алмазного рынка // DeConspiratione / О заговоре: сб. монографий; сост. А.И. Фурсов. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2021. С. 145–216.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Осадочные системы сылвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2010. 280 с.

Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М. Россыпи алмазов России // гл. ред. В.А. Додин. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2007. 457 с.

Дедеев В.А. Структура докембрийского фундамента Русской плиты // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала: труды VII геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, 1971. С. 284–288.

Добровольский В.В. Минералогия карбонатных стяжений из четвертичных суглинков // ЗВМО. Ч. 84. Вып. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 198–208.

Захарченко О.Д., Хачатрян Г.К., Гречишников Д.Н. Алмазы Тимано-Уральского региона / отв. ред. В.И. Ваганов. М.: ЦНИГРИ, 2006. 209 с.

Зильберман А.М., Чернышова Е.М. Магматические формации западного склона Среднего и Северного Урала и проблемы первоисточников уральских алмазов // Геология и прогнозирование алмазных месторождений. Тезисы докладов III Всесоюзного межведомственного совещания по геологии алмазных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1974. С. 49–50.

Зильберман А.М., Качанов А.Н., Цыганков В.А. Структурно-тектонические условия размещения алмазных месторождений Урала // Алмазоносность Европейского севера России: тр. XI геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар: Изд-во Коми НЦ УрО РАН, 1993. С. 53–57.

Зильберман А.М., Ибламинов Р.Г., Курбацкая Ф.А., Лебедев Г.В., Сунцев А.С. Геотектонические этапы и геологические формации западного склона Среднего и Северного Урала// Геология Западного Урала на пороге XXI века: мат-лырегион.науч. конф. / Перм. гос. ун-т. Пермь, 1999. С. 4–8.

Зильберман А.М., Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. О магматических формациях западного склона Северного и Среднего Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2000. Вып. 2. С. 52–54.

Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П. Магматические комплексы Пермской серии листов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2002. Вып. 4. С. 120–146.

Зинчук Н.Н. О палеотектоническом развитии и возможном проявлении кимберлитового магматизма на сопредельных с Уралом территориях // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ.ред. И.И. Ибламинова / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2018. Вып. 1(38). Пермь, 2018. С. 43–51.

Зинчук Н.Н., Савко А.Д., ШевыревЛ.Т. Историческая минерагения: в 3 т. Т. 1. Введение в историческую минерагению. Воронеж: Изд-во Воронежского гос. ун-та, 2005. 590 с.

Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.

ЗолоевК.К., Рапопорт М.С., Попов Б.А., Плюснин К.П., Каретин Ю.С., Шуб В.С., Ананьева Е.М., Контарь Е.С. Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 1981. 256 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., НатаповМ.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2-х кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 326 с.; Кн. 2. 333 с.

*ИбламиновР.Г.*Минерагеодинамические основы прогнозирования месторождений твердых полезных ископаемых: автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2002. 38 с.

Ибламинов Р.Г. Плитные тектонические режимы и обстановки платформ // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: статьи по материалам регион. науч.-практ. конф. / гл. ред. Р.Г. Ибламинов. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2014. С. 20–25.

ИбламиновР.Г. Минерагения (основы минерагеодинамики). Пермь: Изд-во Перм. гос. нац. исслед. ун-та, 2015. 322 с.

Ибламинов Р.Г. Литология Пермского края. Пермь: Изд-во Перм. гос. нац. исслед. ун-та, 2022. 147 с.

Ибламинов Р.Г. Геология и полезные ископаемые Пермского края. Пермь: Изд-во Перм. гос. нац. исслед. ун-та, 2023. 138 с.

Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Минерагенические аспекты геологии Западного Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы регион. конф. / Перм. гос. ун-т. Пермь, 1997. С. 76–78.

Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Палеозойская палеотектоника западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского университета. Геология, 1999. Вып. 3. С. 11–20.

Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Магматические ассоциации и формации западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2001. Вып. 3. С. 13–44.

Ибламинов Р.Г., Суслов С.Б. Сарановский комплекс: региональное положение, палеотектоника // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2015. С. 145–153.

Ибламинов Р.Г., Алванян А.К. Региональная минерагения общераспространенных полезных ископаемых (на примере Пермского края). Пермь, 2018. 120 с.

Ибламинов Р.Г., Пузик А.Ю., Пактовский Ю.Г. Минерагенические системы Земли и Западного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2018. С. 217–226.

Ибламинов Р.Г., ГершанокВ.А., Пактовский Ю.Г. Влияние фундамента на геологическое развитие Западного Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб.

науч. ст. / под общ.ред. П.А. Красильникова / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2019. Вып. 2(39). Пермь, 2019. С. 9–15.

Ивашов П.В. Кристаллические формы обломочного циркона среднеюрской континентальной песчано-гравийной толщи Пермской и Кировской областей // Ученые записки геологического факультета. Т. XVIII. Вып. 2. Пермь, 1961. С. 81–86.

Исаева Г.А., Пактовский Ю.Г., Фадеева Е.А. Изучение минерального и гранулометрического состава силурийского коллектора алмазов на Северном Урале // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. ст. по мат. Всерос. науч.-практ. конф. с междунар. участием / под общ. ред. Р.Г. Ибламинова / Пермь: Изд-во Перм. гос. нац. исслед. ун-та, 2017. С. 39–42.

Илалтдинов И.Я., Пактовский Ю.Г. Морфология галек такатинской свиты и вопрос о первоисточниках алмазов Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ. ред. П.А. Красильникова. Пермь: Изд-во Перм. гос. нац. исслед. ун-та, 2023. Вып. 6(43). С. 48–56.

Ишков А.Д. Источники алмазов Уральских россыпей на примере Красновишерского района // Совещание по геологии алмазных месторождений (тезисы докладов). Пермь: Звезда, 1966. С. 32–35.

Караулов В.Б. «Новая геология»: достижения и потери // Бюл. МОИП. Т. 82. Вып. 4. М.: Изд-во Моск. ун-а, 2007. С. 66–72.

Карлов Н.Н. О номенклатуре и классификации ветрогранников // Проблемы физической географии. Т. XVI. Л.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 174–178.

Келлер Б.М. Геохронология венда СССР // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование: в 2 т. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 161–166.

Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. 102 с.

Кирсанов В.В., Кушнарева Т.И. Корреляция разрезов рифея Восточно-Европейской платформы и Тимана // Бюл. МОИП. Новая серия. Т. LXXX. Отдел геологический. Т. L Вып. 4. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. С. 61–71.

Клюжина М.Л. Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука, 1985. 189 с.

Клюжина М.Л., Дембовский Б.Я. История геологического развития западного склона Урала в позднем докембрии и раннем палеозое // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. М., 1988. С. 98–106.

Козлов А.В., Кораго А.А., Филиппов В.Н. Каналы в кристаллах рутила // ЗВМО. Ч. 115. Вып. 3. Л.: Наука, 1986. С. 340-344.

Кондиайн О.А. Геология и полезные ископаемые России: в 6 т. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 2. Урал / ред. О.А. Кондиайн; соредакторы А.А. Беляев, А.Н. Мельгунов, Н.А. Румянцева. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 584 с.

Кондиайн А.Г. Структурно-фациальные особенности силурийско-раннедевонского этапа тектонического развития севера Урала: мат. по геологии и полезным ископаемым Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1962. Т. 86. С. 51–65.

Конев П.Н., Чалов Б.Я. Условия образования и продуктивность такатинской свиты Колво-Вишерского края // Геология и полезные ископаемые Урала: мат. к II уральской конференции молодых геологов. Ч. I. Свердловск, 1969. С. 63–65.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы: тр. ГИН АН СССР. Вып. 121. М.: Наука, 1965. 312 с.

Кораго А.А. Условия образования кварца-волосатика // ЗВМО. Ч. 113. Вып. 1. Л.: Наука, 1984. С. 15–26.

Корень Т.Н. Стратиграфическая шкала силурийской системы: биостратиграфические маркеры и корреляционный потенциал границ подразделений // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Тов-во научн. изд-й КМК, 2006. С. 460–476.

Косыгин Ю.А. Тектоника. 2-е изд. М.: Недра, 1983. 536 с.

Краснобаев А.А., Вотяков С.Л., Левин В.Я., Анфилогов В.Н. Цирконы алмазоносных комплексов Урала и проблема их коренных источников // Литосфера. 2003. № 3. С. 25–40.

Краснопольский А.А. Общая геологическая карта России. Лист 126 // тр. Геол. ком. Т. XI. № 1. 1889.

Кривовичев В.Г. Условия образования некоторых минералов железа и титана в апобазитовыхметасоматитах // ЗВМО. Ч. 111. Вып. 6. Л.: Наука, 1981. С. 699–703.

КурбацкаяФ.А. Минералого-петрографическая характеристика немых толщ западного склона Среднего Урала // Геология и петрография Западного Урала: учен. зап. № 166. Вып. 3. Пермь, 1968. С. 151–175.

Курбацкая Ф.А. Вендская спарагмитовая формация Западного Урала // Геология и петрография Западного Урала. №3695-83. Люберцы: Изд-во Произв.-изд. комбината ВИНИТИ, 1983. 37 с.

Курбацкая Ф.А. Формации и палеотектоника уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии: автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. 38 с.

Курбацкая Ф.А. К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Вестник Пермского университета. Геология. 1997. Вып. 4. С. 27–30.

КурбацкаяФ.А. Сопоставление геолого-тектонической позиции эксплозивно-инъекционных магматитов Полюдово-Колчимскогоантиклинория, Верхне-Ухтымской антиклинали и Ксенофонтовского поднятия // Геология и полезные ископаемые Западного Урала / Перм. ун-т. Пермь, 2000. С. 26–32.

Курбацкая Ф.А. Формационный анализ осадочных пород: учеб. пособие к лаб. занятиям по спецкурсам «Формационный анализ осадочных пород» и «Геология формаций» / Перм. ун-т. Пермь, 2007. 63 с.

Курбацкая Ф.А., Рыбальченко Т.М., Савченко С.В. Атлас микрофотографий терригенных и эксплозивно-инъекционных пород западного склона Северного и Среднего Урала. Пермь, 2001. 124 с.

Кухарено А.А. Минералогия россыпей. М.: Гос. науч.-тех. изд-во, 1961. 320 с.

Кухаренко А.А. Алмазы Урала. М.: Гос. науч.-тех. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1955. 515 с.

Лазаренко А.А., Малаева Е.М., Куликов О.А., Семенов В.В. Об устойчивости основных типов почв и растительности в плейстоцене в лёссовый толщах Копетдага // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 3. С. 126–132.

Легенда Средневолжской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. (Издание второе) / под редакцией Е.Л. Писанникова, О.Е. Чумакова. Нижний Новгород. 1999. 85 с.

Лукьянова Л.И. Алмазы // Геология и полезные ископаемые России. В 6 т. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 2. Урал / ред. О.А. Кондиайн; соредакторы А.А. Беляев, А.Н. Мельгунов, Н.А. Румянцева. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. С. 437–446.

Лукьянова Л.И., Остроумов В.Р., Рыбальченко А.Я., Морозов Г.Г., Петров О.В., Тетерин И.П., Чайковский И.И., Жуков В.В., Кириллов В.А., Ланда Э.А., Петрова А.А., Шестакова В.Ф. Алмазоносные флюидно-эксплозивные образования Пермского Приуралья. М.–СПб., 2011. 240 с.

*Лукьянова Л.И., Остроумов В.Р., Рыбальченко А.Я., Морозов Г.Г., Тетерин И.П., Суслов С.Б., Петров О.В., Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В., Чайковский И.И., Шарпенок Л.Н.*Алмазоносныефлюидно-эксплозивные образования Пермского Приуралья. М.: ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2020. 486 с.

Макеев А.Б., Лебедев В.А., Брянчанинов Н.И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2008. 348 с.

Макеев А.Б., Осовецкий Б.М., Черепанов Е.Н., Наумов В.А. Минералы-спутники алмаза месторождений Рассольнинское и Волынка // Геол. руд. месторожд. 1999. Т. 41, № 6. С. 527–545.

Марченко В.И. Континентальные фации. Фации переходные от континентальных к морским // Справочник по литологии / под ред. Н.Б. Вассоевича, В.Б. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. М.: Недра, 1983. С. 368–392.

Маслов А.В. Литогеохимия терригенных пород верхнего докембрия Волго-Уральской области. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 248 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы): в 4 т. Т. I. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 351 с.

Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. Докембрийские алмазоносные формации мира. М.: Недра, 1976. 134 с.

*Мизенс Г.А., Свяжина И.А.*О палеогеографии Урала в девоне // Литосфера. 2007(2). С. 29–44.

Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в развитии Земли // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 8. С. 60–70.

Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии) учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. 448 с.

Михайлов В.А. Делювиальные и гравитационные отложения // Антропоген Урала: мет. рук. по изучению четвертичных отложений Урала. Свердловск, 1963. С. 112–125.

Молчанова Е.В., Езерский В.А. Терригенные отложения колчимской свиты – древнейший вторичный коллектор алмазов на Северном Урале // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2002. С. 164–165.

Морозов Г.Г., Алексеев В.Я. Палеогеография раннего палеозоя Северного Урала // Геология Западного Урала на пороге XXI века: мат-лырегион.науч. конф. / Перм. гос. ун-т. Пермь, 1999. С. 164–166.

Морозов Г.Г., Алексеев В.Я. Проблемы стратиграфии рифея Северного Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы регион. конф. / Перм. гос. ун-т. Пермь, 1997. С. 20–24.

Морозов Г.Г., Алексеев В.Я. О карбонатных толщах палеозоя верховьев р. Вишера // Современные проблемы геологии Западного Урала: тез. докл. науч. Конф. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1995. С. 25–26.

Мушкетов Д.И. Физическая геология. Изд. 3-е: в 2 т. Т. 2. Л.; М.: Госиздат, 1926. 636 с.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. Географические условия образования осадков: в 2 т. Т. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 396 с.

Наливкин Д.В. Ашинская свита Южного Урала // Додевонские осадочные толщи Восточного Притиманья // Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. М.: Гос. науч.-тех. Изд-во нефтяной и горно -топливной литературы, 1962. С. 21–29.

Наливкин Д.В. Геология СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 814 с.

Наливкин Д.В. Ураганы, бури и смерчи. Л.: Наука, 1969. 487 с.

Наливкин Д.В. Очерки по геологии СССР. Л.: Недра, 1980. 158 с.

Наумова О.Б. Экспресс-метод определения минералогического состава тяжелой фракции // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы регион. науч.-практ. конф. Перм. гос. ун-т. Пермь, 2000. С. 112–115.

Нечеухин В.М., Душин В.А., Оловянишников В.Г. Геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1:2 500 000 / отв. ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН; Урал. гос. горного ун-та, 2009.

*Нечеухин В.М., Душин В.А., Оловянишников В.Г.*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. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН; Урал. гос. горного ун-та, 2009. 158 с.

Обручев В.А. Полевая геология: в 2 т. Т. 2. М.; Л.: Издание Совета нефтяной промышленности, 1930. 388 с.

Обручев В.А. Занимательная геология. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 368 с.

Ожгибесов В.П. Общая стратиграфия. Избранные стратиграфические схемы: учеб.-метод. пособие для студ., асп. и преп. геол. ф-та / сост. В.П. Ожгибесов. Пермь: Изд-во Перм. гос. нац. исслед. ун-та, 2014. 48 с.

Озеров В.С., Озерова Э.Н., Игнатович О.О. Кембрийские диатремы верховьев Печоры (Северный Урал) // Литосфера. 2006(1). С. 91–101.

Олли А.И. К вопросу о широтной тектонической поясности Урала // Советская геология. 1966. № 7. С. 36–44.

Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов, 1948. 413 с.

Оловянишников В.Г. Террейновая модель формирования северо-востока Европейской платформы в позднем докембрии // Рифей Северной Евразии. Екатеринбург: Из-во УрО РАН, 1997а. С. 217–223.

Оловянишников В.Г. Модель строения верхнерифейской рифогенной формации Тимана / Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 1997б. 40 с.

Оловянишников В.Г. Геологическое развитие северо-востока Европейской платформы и Енисейского кряжа в позднем докембрии (сравнительный анализ тектоники и минерагении) // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат. рег. конф. / отв. ред. Р.Г. Ибламинов. Пермь: Изд-во Перм. гос. ун-та, 1997в. С. 5–8.

Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин / УрО РАН. Екатеринбург, 1998. 164 с.

Оловянишников В.Г., Бушуев А.С., Дохсаньянц Э.П. Строение зоны сочленения Русской и Печорской плит по геолого-геофизическим данным // Докл. АН. 1996. Т. 351, № 1. С. 88–92.

Осовецкий Б.М. О типе распределения тяжелых минералов по гранулометрическим фракциям // Геология и петрография Западного Урала / Перм. гос. ун-т: учен.зап. Перм. ун-та. № 283. Пермь, 1974. Вып. 6. С. 77–82.

Осовецкий Б.М. Методика минералогического анализа по нескольким гранулометрическим фракциям (на примере Прикамья) // Геология и петрография Западного Урала / Перм. гос. ун-т. Учен. зап. Перм. ун-та. № 318. Пермь, 1976. Вып. 7. С. 111–120.

Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1986. 259 с.

Осовецкий Б.М. Минералогические диаграммы и их применение в литологии // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 2. С. 134-140.

Осовецкий Б.М. Дробная гранулометрия аллювия. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1993. 343 с.

Осовецкий Б.М. Минералогия мезокайнозоя Прикамья. Пермь: Изд-во ПГУ, ПСИ, ПССГК, 2004. 292 с.

Осовецкий Б.М. Прецизионные методы исследования минералов: учеб. пособие. Пермь: Изд-во ПГНИУ, 2021. 156 с.

Осовецкий Б.М., Пактовский Ю.Г., Попов А.Г. Пермский университет и программа прогнозно-поисковых работ на алмазы // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: ст. по мат-лам Всеросс. науч.-практ. конф. с межд. участием / гл. ред. Р.Г. Ибламинов. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2015. С. 144–148.

Осовецкий Б.М., Пактовский Ю.Г., Чуйко В.А. Минералогические индикаторы алмазоносности уральских россыпей // Вестник Пермского университета. Геология. 2023. № 3. С. 243–266.

Пактовский Ю.Г. О новых алмазоносных объектах в Красновишерском районе Пермского края // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: ст. по мат-лам регион. науч.-практ. конф. / гл. ред. Р.Г. Ибламинов. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2014. С. 48–49.

Пактовский Ю.Г. Новый алмазоносный объект в основании колчимской свиты на Северном Урале // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2016б. Вып. 19. С. 260–261.

Пактовский Ю.Г. Новые данные по опробованию терригенных отложений колчимской свиты на Северном Урале // Геология и полезные ископаемые Западного Урала/ под общ.ред. Р.Г. Ибламинова. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2016а. С. 76–81.

Пактовский Ю.Г. Новые данные о малообъемном опробовании терригенного колчима на Северном Урале // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2017. Вып. 20. С. 227–233.

Пактовский Ю.Г. Каледонский цикл геологической истории притиманской части Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ. ред. Р.Г. Ибламинова. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2018а. Вып. 1(38). С. 79–87.

Пактовский Ю.Г. Силурийский алмазоносный коллектор и его индикаторные минералы (Северный Урал, Пермский край) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2018б. Вып. 21. С. 316–322.

Пактовский Ю.Г. Стадийность геологического развития территории Южного Притиманья в позднем протерозое // Вестник Пермского университета. Геология. 2019а. Т. 18, № 2. С. 108–124.

Пактовский Ю.Г. Геологическое развитие территории Южного Притиманья в позднем протерозое // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2019б. Вып. 22. С. 216–223.

Пактовский Ю.Г. История геологического развития Русской плиты в зоне сочленения тиманских и уральских структур в позднем протерозое // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ.ред. П.А. Красильникова. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2019в. Вып. 2(39). С. 44–50.

Пактовский Ю.Г. Байкальский цикл геологического развития территории Южного Притиманья // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: мат. IX Всерос. литологического совещания (с международным участием). Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2019г. С. 346–347.

Пактовский Ю.Г. Силурийский эмерсивный рубеж на территории Южного Притиманья (Пермский край) // Вестник Пермского университета. Геология. 2020а. Т. 19, № 3. С. 210–224.

Пактовский Ю.Г. О ветрогранниках в основании силура в Южном Притиманье (Пермский край) // Учёные записки Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского. География. Геология. 2020б. Т. 6(72). № 2. С. 243–261.

Пактовский Ю.Г. Силурийский эмерсивный рубеж на территории Южного Притиманья // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ.ред. П.А. Красильникова. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2020в. Вып. 3(40). С. 12–17.

Пактовский Ю.Г. Игольчатый рутил Помянённого Камня (Пермский Край, Южное Притиманье) // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ.ред. П.А. Красильникова. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2020г. Вып. 3(40). С. 81–87.

Пактовский Ю.Г. Условия формирования эоловых россыпей в основании силура (Пермский край) // Россыпи и месторождения кор выветривания XXI века: задачи, проблемы, решения: мат. XVI Межд. совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания / гл. ред. А.В. Лаломов. Воронеж: Изд-во Воронеж. Гос. ун-та, 2021а. С. 80–81.

Пактовский Ю.Г. Силурийский эмерсивный рубеж на территории Южного Притиманья, теоретический аспект // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2021б. Вып. 4. С. 166–171.

Пактовский Ю.Г. Силурийский промежуточный коллектор алмазов (Южное Притиманье, Пермский край) // Вестник Пермского университета. Геология. 2021в. Т. 20, № 4. С. 301–319.

Пактовский Ю.Г. Геологическое строение силурийского коллектора алмазов в Южном Притиманье (Пермский край) // Сб. науч. тр.: Пермская система Земного Шара – 180 лет. 2022а. № 1. С. 113–123.

Пактовский Ю.Г. Проблема алмазоносности помянённовской свиты // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2022б. Вып. 25. С. 199–208.

Пактовский Ю.Г. Проблема промышленной алмазоносности ордовикского промежуточного коллектора в Южном Притиманье (Пермский Край) / Ю.Г. Пактовский // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ. ред. П.А. Красильникова. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2022в. Вып. 5(42). С. 34–41.

Пактовский Ю.Г. Обоснование эолового типа алмазоносных россыпей на Урале // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов: мат-лы XI Межд. науч.-практ. конф.: сб. тез. докладов. М.: ФГБУ «ЦНИГРИ», 2022г. С. 181–183.

Пактовский Ю.Г. Ветрогранники алмазоносных районов Урала // Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии: мат-лы X Межд. сов. по литологии. Воронеж, 2023. С. 320–323.

*Пактовский Ю.Г.*Лёссовидные отложения алмазоносной россыпи Южная Рассольная (Пермский край) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2024а. Вып. 27. С. 107–113.

Пактовский Ю.Г. Журавчики из лёссовидных отложений плейстоцена в Вишерском алмазоносном районе (Пермский край) // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. Vestnik of North-Eastern Federal University. Серия «Науки о Земле». Earth Sciences. 2024б;(1):31-38. https://doi.org/10.25587/2587-8751-2024-1-31-38

Пактовский Ю.Г., Осовецкий Б.М., Попов А.Г., Чуйко В.А. Проблемы россыпной алмазоносности Урала // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов: мат-лы X Межд. науч.-практ. конф. (13–16 апреля 2021 г., Москва). Сб. тез. докл. М.: ФГБУ «ЦНИГРИ», 2021. С. 163–165.

Пактовский Ю.Г., Илалтдинов И.Я. О генезисе конгломератов полюдовской свиты г. Помянённый Камень в Южном Притиманье // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / отв. ред. И.И. Чайковский. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2020. Вып. 23. С. 167–173.

Пактовский Ю.Г., Уткина М.Н. Ордовикский эмерсивный рубеж на территории Южного Притиманья // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / отв. ред. И.И. Чайковский. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2020. Вып. 23. С. 140–145.

Пактовский Ю.Г., Попов А.Г. Использование скважин большого диаметра для опробования россыпей алмазов на Северном Урале (Пермский край) // Мат. V Всерос. науч.-практ. конф. с межд. участием, посвящ. 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АО «АЛРОСА». Мирный, 2018. С. 313–317.

Пактовский Ю.Г., Попов А.Г. Перспектива открытия новых месторождений алмазов в девонском коллекторе Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2015. Вып. 18. С. 286–289.

Пактовский, Ю.Г., Попов А.Г. Девонский коллектор алмазов Урала // Литосфера. 2023. № 4. С. 683–700.

Пактовский Ю.Г., Чуйко В.А., Калинин К.П. Поисковое значение дробного гранулометрического анализа в изучении алмазоносных россыпей // Вестник Пермского университета. Геология. 2023. Т. 22, № 2. С. 133–144.

Пактовский Ю.Г., Томилина Е.М. Новые данные о базальных отложениях такатинской свиты на Южнорассольнинском месторождении алмазов (Пермский край) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2023. Вып. 26. С. 207–214.

Пантелеева Е.Р. Лёссовые породы нижнего Приднепровья и их инженерно-геологическая характеристика // Вестник Пермского университета. Геология. 1962. № 2. С. 37–50.

Петров Г.А., Свяжина И.А. Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. 2006. № 4. С. 23–39.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. третье, испр. и доп. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Плескова М.А. Рутил // Типоморфизм минералов: справочник. М.: Недра, 1989. С. 392–397.

Подчасов В.М., Евсеев Н.М., Богатых И.Я., Минорин В.Е., Черенков В.Г. Россыпи алмазов Мира. М.: ООО «Геоинформмарк», 2005. 747 с.

Попов А.Г. Минерагенические исследования на основе геолого-картографического моделирования (на примере Пермского края): автореф. дис. …канд. геол.-мин. наук. Пермь, 2009. 21 с.

Попов А.Г. Геодинамика и россыпи алмазов Урала // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология: мат. XV Межд. совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания (РКВ – 2015). Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2015. С. 199–200.

Попов А.Г. Глубинный геологический разрез и тектоника Северного Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2017. Т. 16(1). С. 26–34.

Попов А.Г. Алмазы окрестностей Помяненного Камня на Северном Урале // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ. ред. Р.Г. Ибламинова. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2018. Вып. 1(38). С. 87–90.

Попов А.Г. Алмазоносность Урала – XXI век // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. X Международная научно-практическая конференция: сб. тез. докл. М.: ФГБУ «ЦНИГРИ», 2021. С. 175–176.

Попов А.Г. Возраст уральских алмазов и кимберлиты Урала// Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ. ред. П.А. Красильникова. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2023. Вып. 6(43). С. 65–74.

Попов А.Г., Пактовский Ю.Г., Осовецкий Б.М. Перспективы алмазоносности Пермского края // Мат. V Всерос. науч.-практ. конф. с межд. участием, посвящ. 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АО «АЛРОСА». Мирный, 2018. С. 44–48.

Попов А.Г., Калашников Н.Г., Пактовский Ю.Г. Применение скважин большого диаметра в геологической разведке месторождений алмазов на Северном Урале //Вестник Пермского университета. Геология. Вып. 3(16). Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2012. С. 68–73.

ПроворовВ.М. Тектоно-седиментационные особенности северных и западных районов Волго-Уральской нефтегазоносной провинции: автореф. дис. …докт. геол.-мин. наук. Пермь, 1994. 57 с.

Прокопчук Б.И. Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков. М.: Недра, 1979. 248 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Пучков В.Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов // Геотектоника. 1996. №5. С. 66–75.

Раабен М.Е. Строматолиты и стратиграфия рифея Северной Евразии // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии: сб. науч. тр. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 13–21.

Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 248 с.

Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Изд. 2-е, перераб. и доп. / под ред. Е.В. Рухиной. Л.: ГНТИ, 1961. 628 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Изд-е второе, перераб. и доп. Е.В. Рухиной. Под ред. проф. Н.Б. Вассоевича. Л.: ГНТИ, 1961. 780 с.

Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И., Лобкова Л.В., Протасов Б.Б., Соколов О.В., Кириллов В.А., Морозов Г.Г., Евдокимов А.М., Ситдиков И.С., Рыбальченко Т.М., Курбацкая Ф.А., Остроумов В.Р., Пупырев Ю.Б. О новом типе коренных источников алмазов на Урале // ДАН. 1997. Т. 353. № 1. С. 90–93.

Рященко Т.Г. Минеральный состав терригенных компонентов лессовых и глинистых отложений Западной Монголии // Известия высших учебных заведений // Геология и разведка. 2022. № 64(3). С. 59—73. https://doi.org/10.32454/0016-7762-2022-64-3-59-73

Семихатов М.А. Методы расчленения и корреляции рифея: современная оценка // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии: сб. науч. трудов. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1997. С. 5–13.

Сигов А.П. Историческая преемственность россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 28–33.

Сигов А.П. К вопросу о выделении геологических и металлогенических формаций в мезозое и кайнозое Урала: мат. по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Вып. 10. С. 3–12.

Сигов А.П. Стратиграфическое и корреляционное значение терригенных компонентов // Советская геология. 1960. № 3. С. 31–39.

Силаев В.И., Чайковский И.И., Харитонов Т.В., Филиппов В.Н., Хазов А.Ф. К проблеме атипичных и нетрадиционных минералов-спутников алмаза (на примере Урала). Сыктывкар: Геопринт, 2009. 65 с.

Синицких Е.С. Гранулометрический состав четвертичных отложений // Антропоген Урала: метод. руководство по изучению четвертичных отложений Урала. Свердловск, 1963. С. 150–157.

Словарь пермских говоров. Вып. 2 / под ред. А.Н. Борисова, К.Н. Прокошева. Пермь: Книжный мир, 2002. 576 с.

Смирнов Ю.Д., Боровко Н.Г., Вербицкая Н.П., Румянцева Н.А., Бекасова Н.Б., Горский В.П., Евдокимов Ю.Б., Лукьянова Л.И. Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977. 199 с.

Смирнов Ю.Д., БекасоваН.Б., Боровко Н.Г., Келль Г.Н., Кукушкин А.И. Условия образования и палеогеография доверхнедевонских терригенных толщ Колво-Вишерского края // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала. Труды VIIгеологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, 1971. С. 121–128.

Смирнов Ю.Д. Источники алмазов Уральских россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 279–282.

Смирнов Ю.Д. История развития Уральской складчатой области в докембрии // Геология докембрия. Междунар.геол. конгресс. XXII сессия: докл. советских геологов. Проблема 10. М.: Недра, 1964. С. 195–207.

Снитко Г.П., Попова Т.Н., Горбунова М.К., Крылов С.А., Курбацкая Ф.А., Снитко Л.В., Суворов Н.И., Борисов Н.Е., Санина Л.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. 2-е изд. Серия Пермская. Лист P-40-XXVIII (Колва). Пермь, 2001. 140 с.

СнитковГ.П., Попова Т.Н., Горбунова М.К., Курбацкая Ф.А. Геологическое строение Верхне-Ухтымской антиклинали на Северном Урале // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2000. С. 156–163.

Соболев И.Д. Краткий очерк тектонического развития // Геология СССР. Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 2. М.: Недра, 1969. С 220–240.

Соболев И.Д. Тектоническая карта Урала / под ред. И.Д. Соболева. Л.: Ленинградская картфабрика ВАГТ, 1983.

Соболев И.Д., Автонеев С.В., Белковская Р.П., Петрова Т.Ю., Сюткина Р.А. Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000 (объяснительная записка). Свердловск, 1986. 168 с.

Софроницкий П.А. Западно-Уральская внешняя зона складчатости // Геология СССР. Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 2. М.: Недра, 1969. С. 37–43.

Степанов И.С., Сычкин Г.Н. К вопросу об алмазоносности такатинской свиты среднего девона Урала // Геология и геофизика. Новосибирск, 1983. № 11. С. 129–133.

Стратиграфический кодекс России. 3-е изд., испр. и доп. МСК России, ВСЕГЕИ. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

Страхов Н.М. Основы фациального анализа континентальных отложений. Понятие о палеогеографической карте // Проблемы современного и древнего осадочного процесса: Вв 2 т. Т. 2. Закономерности древнего литогенеза и рудообразования. М.: Наука, 2008. С. 59–100.

Страхов Н.М. Основы исторической геологии: в 2 ч. Ч. I. М.; Л.: Гос. изд-во геологической литературы, 1948. 253 с.

Суслов С. Б., Тетерин И.П. О происхождении «экзотических» галек в «тиллитовидных» конгломератах верхневильвенской подсвиты венда // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат. регион. конф. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1997. С. 30–31.

Тетерин И.П. Гора Помянённый Камень // Геологические памятники Пермского края. Энциклопедия. Под общ. ред. И.И. Чайковского. Горный ин-т УрО РАН. Пермь, 2009. С. 78–81.

Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1998. 240 с.

Томилина Е.М., Пактовский Ю.Г., Исаева Г.А. Сравнительная характеристика пелитовой фракции проб базальных пород девонского алмазоносного коллектора (Пермский край) // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ. ред. П.А. Красильникова. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2023. Вып. 6(43). С. 75–81.

Трофимов В.С. Геология месторождений природных алмазов. М.: Недра. 1980. 304 с.

Туманов П.А. Додевонские осадочные толщи Восточного Притиманья // Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Додевон. М.: Гос. науч.-тех. изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1962. С. 126–133.

Тутковский П.А. Пирамидальные валуны в Южном Полесье // Известия Геол. комитета. СПб. 1900. № 19. С. 363–404.

Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск: Горный институт 1980.

Устинов В.Н., Мосиги Б., Кукуй И.М., Николаева Э.В. Эоловые ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология: мат. XV Межд. совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания (РКВ – 2015). Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2015. С. 228–229.

Фролов В.Т. Литология: учеб. пособие: в 3 кн. Кн. 1. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 336 с. Кн. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 432 с. Кн. 3. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 352 с.

Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. 2-е изд. М.: Научный мир, 2003. 348 с.

Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. 2-е изд. М.: Недра, 1973. 512 с.

Хаин В.Е., Рябухин А.Г. История и методология геологических наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 224 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 480 с.

Хачатрян Г.К., Копчиков М.Б., Гаранин В.К., Чукичев М.В., Головин Н.Н. Новые данные о типоморфизме алмаза из россыпей Северного Тимана // Вестник Московского университета. Геология. 2009. № 2. С. 39–47.

Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Патина И.С., Сапожников Р.Б. Строение зоны сочленения микроконтинентов Сарматия, Волгоуралия и Фенноскандия в составе фундамента Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 2023. 23(3), 309-324.

Хмельков А.М. Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования (на примере Якутской алмазоносной провинции). Новосибирск: АРТА, 2008. 252 с.

Хохлова М.Г. Исследование гранулометрического состава моренных, покровных и лессовых суглинистых и глинистых пород // Вестник Московского университета. Геология. 1969. № 2. С. 85–94.

Чадаев М.С., Ибламинов Р.Г., Гершанок Л.А., Гершанок В.А., Костицын В.И., Коноплев А.В. Геологические структуры западного склона Северного и Среднего Урала по данным гравиметрии и магнитометрии // Литосфера. 2011. № 6. С. 134–140.

Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитовВишерского Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 324 с.

Чайковский И.И. О природе промежуточных коллекторов алмаза на Северном Урале // Литосфера. 2007. №5. С. 164–170.

Чернышева Е.М., Младших С.В., Лядова Л.И. Долериты трапповой формации северной части Полюдовско-Колчимского поднятия // Докембрий и нижний палеозой Урала: сб. статей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. Вып. 135. С. 90–92.

Черных М.Н. Кафедра региональной и нефтегазовой геологии (1916-2011). К 95-летию основания университета и открытия кафедры / автор-сост. М.Н. Черных. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2012. 404 с.

Чочиа Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 406 с.

Чуйко В.А., Синкин В.А. Путеводитель геологической экскурсии «Россыпные месторождения алмазов Красновишерского района». Красновишерск – Пермь: Перм. ун-т; ЗАО «Уралалмаз», 2005. 28 с.

Чумаков Н.М. Изучение древних ледниковых отложений. Практическое руководство. М.: Ротапринт ГИНа, 1990. 94 с.

Чумаков Н.М. Лапландский ледниковый горизонт и его аналоги // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование: в 2 т. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 166–198.

Чумаков А.М., Эсмонтович И.А. Критерии прогнозирования нового генетического типаалмазоносных пород в Красновишерском рудном районе и гипотеза образования уральских алмазов. Пермь: ФГУП «Геокарта-Пермь», 2003. 108 с.

Шалагинов В.В., Гилева Н.П. Проблемы докембрия Урала // Проблемы стратиграфии Урала. Докембрийские образования. Кембрийская система. Свердловск, 1990. С. 4–24.

*ШвановВ.Н.*Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л., 1987. 269 с.

Шеманина Е.И. Первоисточники россыпных алмазов Урала // Алмазоносность Европейского севера России: тр. XI геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар: Изд-во Коми НЦУрО РАН, 1993. С. 113–118.

Шило Н.А. Учение о россыпях. Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Изд. 2-е. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.

Шмаков И.И. Геолого-генетические модели алмазных россыпей Африки (Намибия и Конго) и России (западного склона Урала): автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. М., 2008. 26 с.

Шмаков И.И., Божко Е.Н. Происхождение морских россыпей алмазов Намибии // Вестник ВГУ. Геология. 2008. № 1. с. 116–126.

Шуб В.С. Геодинамические обстановки формирования главнейших типов экзогенных месторождений Урала // Геодинамика и металлогения Урала: мат. ко Второму Уральскому металлогеническому совещанию. Свердловск: ИГГ УО АН СССР, 1991. С. 47–50.

Шуб В.С. Формационно-минерагенический анализ мезозойско-кайнозойского цикла развития Урала // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. М., 1988. С. 88–98.

Шуб В.С. Геологические формации и их краткая металлогеническая характеристика. Гипергенные формации // Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 1981. С. 43–59.

Шуркин К.А., Бибикова Е.В., Дук В.Л., Лобач-Жученко С.Б., Рундквист Д.В., Семихатов М.А., Щербак Н.П. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия СССР// Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР: тез. докл. II Всес. совещания «Общие вопросы расчленения докембрия СССР». Отв. ред: Б.С. Соколов, М.А. Семихатов, В.И. Козлов. Уфа: ПГО «Башкиргеология», 1990. С. 3–9.

Шурубор Ю.В. К истории формирования рельефа междуречий на Полюдовом кряже // Докл. АН. 1967. Т. 172. № 6. С. 1409–1411.

Шурубор Ю.В. Внедолинное алмазопроявление близ устья р. Малой Порожной на западном склоне Среднего Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2000а. Вып. 4. С. 87–91.

Шурубор Ю.В. Изучение большеколчимской пачки и язьвинской свиты – кратчайший путь к выяснению природы полюдовских первоисточников алмаза // Геология и полезные ископаемые Западного Урала / Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2000б. С. 93–96.

Щербаков О.А., Дурникин В.И., Соколов О.В., Галкин В.И., Кириллов В.А. Такатинская свита Вишерско-Чусовского Урала и её алмазоносность. Пермь: Перм. гос. техн. ун-т, 1994. 106 с.

Щербаков О.А., Щербакова М.В., Кириллов В.А., Дурникин В.И., Фофанова Т.В., Китаев П.М., Соколов О.В. Палеоструктурные особенности Вишерского Урала в связи с его алмазоносностью. Пермь: Изд-во Перм. гос. техн. ун-та, 1997. 101 с.

Щербакова М.В., Щербаков О.А., Китаев П.М., Кочнева О.Е., Вечеринская Н.С., Дурникин В.И. Опорные разрезы вишерского Урала. Ч. I. Скважины. Пермь: Изд-во Перм. гос. техн. ун-та, 2002. 161 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Ялышева А.И. Новые данные о морфологии обломков пород из конгломератов верхнего докембрия и верхнего палеозоя Среднего и Южного Урала // Литосфера. 2013. № 6. С. 14–29.

Ялышева А.И., Сергеева Н.Д. Морфология детритовых цирконов и минералогическая зрелость песчаников тукаевской (Волго-Уральская область) и зигальгинской (Южный Урал) свит среднего рифея // Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрОРАН. 2015. Вып. 162. С. 82–89.

Япаскурт О.В. Литология: учебник для студ. высш. учеб. заведений. М.: Издательский центр «Академия», 2008. 336 с.

Япаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза: учеб. пособие. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1994. 142 с.

Ясаманов Н.Н. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 296 с.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. The ICS International Cronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199–204.

GrahamD.J., MidleyN.G. Graphical representation of particle share using triangular diagrams: An Exelspreadsheetmetod // Erth Surface Processes and Landforms. 2000. V. 25. P. 1473–1477.

Greeley R., Bridges N.T., Kuzmin R.O., Laity J.E. Terrestrial analogs to wind-related features at the Viking and Pathfinder landing sites on Mars // J. of Geophysical Research. 2002. Vol. 107(E1). pp. 1–21. doi:10.1029/2000JE001481

Laiginhas, Fernando A.T.P. Diamonds from Ural Maintains: their characteristics and the mineralogy and geochemistry of their inclusions. Thesis presented for the degree of Doctor of Philosophy (Ph.D.). University of Glasgow.Department of geographical and Earth Sciences.Glasgow: Fernando A.T.P. Laiginhas, 2008. 241 p.

Laiginhas F., Pearson D.G., Phillips D., Burgess R., Harris J.W. (2009) Re-Os and 40Ar/39Ar isotope measurements of inclusions in alluvial diamonds from the Ural Mountains: Constraints on diamond genesis and eruption ages. *Lithos*, 112, 714-723.

Laity J.E., Bridges N.T. Ventifacts of Earth and Mars // Geomorphology. 2009. N. 105. pp. 202–217.

Lancaster, Nicholas; Baas, Andy. Influence of vegetation cover on sand transport by wind: field studies at Owens Lake, California. Earth Surface Processes and Landforms.**23**(1): 69–

82.Bibcode:1998ESPL...23...69L. doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199801)23:1<69::AID-ESP823>3.0.CO;2-G. ISSN 1096-9837.

Puchkov, V.N. General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why, Ore Geol. Rev. (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005.

Wilson, J.T. Did the Atlantic close and then re-open? // Natur. 1966. Vol. 211.P. 676–681.

Фондовый

Беетц В., Кайзер Э. Алмазоносная пустыня юго-западной Африки. В 2 т. Т. 2. Кн. 1. Л.: Министерство геологии, 1952. Переводы иностранной литературы по геологии, минералогии, разведке и обогащению. 184 с.

Битц (Беетц) В. Процессы концентрации в аллювиальных и связанных с аллювием алмазных россыпях Юго-Западной, Южной, Центральной и Восточной Африки. Л.: Министерство геологии, 1950. Переводы иностранной литературы по геологии, минералогии, разведке и обогащению. 73 с.

Бойз Ч.В. Алмазные месторождения германской юго-западной Африки / ред. Т.Ю. Маренина. Л.: Министерство геологии, б.г. Переводы иностранной литературы по геологии, минералогии, разведке и обогащению. № 3. 26 с.

Варламов В.А., Зильберман А.М. Прогноз алмазоносности западного склона Урала и Предуралья. Пермь: Изд-во ВГФ, ЦНИГРИ, 1990.

Ветчанинов В.А., Мусихин Г.Д., Демченко В.Е. Отчет о результатах геолого-поисковых работ по оценке промышленных перспектив алмазоносности пород такатинской свиты и рыхлых отложений на Ишковском и Илья-Вожском участках в Красновишерском районе Пермской области за 1965-1968 гг. Пермь, 1968. ВГФ, УГФ.

Втюрин В.И. (отв. исполнитель). Отчет о геологической съемке масштаба 1:50000 Ксенофонтовской площади (листы P-40-101-В, юв. ч., P-40-101-Г, юз.ч., P-40-113-А, св.ч., P-40-113-Б, сз.ч.) с общими поисками в Чердынском районе Пермской области, проведенной в 1989–1992 гг. Пермь, 1992.

Дю Тойт А.Л. Сравнение геологического строения Южной Африки и Южной Америки. Л.: Министерство геологии, 1951. Переводы иностранной литературы по геологии, минералогии, разведке и обогащению. 264 с.

*ЕзерскийВ.А. И*зучение вещественного состава алмазоносных отложений месторождений Северная часть Рассольнинской депрессии и Ишковский карьер: отчет по договору № 47-19/117 от 20 мая 2003 г. СПб., 2003.

Езерский В.А., Молчанова Е.В., Антонов А.В., Чернышева И.В. Отчет по договору № 17/01 по теме «Изучение алмазов и минералов-спутников коренных источников вишерского типа». СПб., 2000а. ВСЕГЕИ. 185 с.

Езерский В.А. Распространение алмазов и минералов-спутников в алмазоносных отложениях. В отчете о геологическом доизучении масштаба 1:50 000 Колчимской площади (листы P-40-127-Г, 128-В, 140-А, 140-Б, 140-В св.ч., 140-Г с.п.) с общими поисками в Красновишерском районе Пермской области, проведенном в 1996 – 2000 гг. (Отв. исп. С.Н. Петухов). Пермь, 2000б.

Ишков А.Д., Погорелов Ю.И., Степанов И.С. и др. Окончательный отчет за 1959 – 1965 гг. о поисках источников алмазов в пределах юго-восточного окончания Полюдова Кряжа. Набережный, 1967. ВГФ, УГФ. P-40-XXXIV.

Ишков А.Д., Бурневская В.А., Жуков В.В. Промежуточный отчет о поисках источников россыпных алмазов в бассейне среднего течения р. Вишера в 1960 году. Пос. Набережный, 1961.

Калашников Н.Г., Попов А.Г. Оценка прогнозных ресурсов участков недр «Рассольнинский-Силур-2», «Рассольнинский-Девон-2», «Ефимовский-Силур-2», «Ефимовский-Девон-2» в Красновишерском муниципальном районе Пермского края по состоянию на 01.01.2011. Красновишерск, ЗАО «Уралалмаз», 2010. ВГФ. Р-40-XXXIV.

Калашников Н.Г. Оценка прогнозных ресурсов алмазов на участке недр «Силурийский» вКрасновишерском районе Пермского края (по состоянию на 1 сентября 2011 г.). Красновишерск, ЗАО «Уралалмаз», 2011. ВГФ. Р-40-XXXIV.

Колобянин В.Я. Отчет о поисках кимберлитов на Верхне-Ухтымской площади за 1987 – 1989 гг. Пермь, 1989. ВГФ, УГФ.

Колобянин В.Я., Васильев С.И. и др. Отчет по поискам первоисточников алмазов на Колчимском поднятии вКрасновишерском районе Пермской области за 1980 – 1984 гг. Пермь, 1984. Р-40-XXXIV.

Колобянин В.Я., Васильев С.И., Чумаков А.М. и др. Отчет об общих поисках первоисточников алмазов на участке «Сухая Волынка» в Красновишерском районе Пермской области за 1984 – 1987 гг. Пермь, 1987. ВГФ, УГФ.

Колобянин В.Я., Демченко В.С., Чумаков А.М. и др. Отчет по поискам кимберлитов в южной части Полюдова Кряжа за 1987 – 1992гг. Набережный, 1993. ВГФ, УГФ.

Лебедев Г.В., Ибламинов Р.Г. Научные основы минерагенических исследований Центрально-Уральского поднятия и Западно-Уральской зоны складчатости в пределах Северного и Среднего Урала. Отчет о НИР. Пермь, 2002.

Леонова-Вендровская З.А., Морозов Г.Г., Черткова И.И., Зильберман А.М. Легенда Пермской серии листов государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 / гл. ред. О.А. Щербаков. Изд. 2-е. Пермь, 2000. 128 с.

Марусин В.М. Отчет о результатах общих поисков россыпей в мезокайнозойских депрессиях за 1981 – 1990 гг. Пермь, 1990.

Мусихин Г.Д. Отчет о разведке месторождений алмазов в южной части Рассольнинской депрессии и на Ишковском участке Красновишерского района Пермской области за 1964 – 1973 гг. Волынка, 1973. ВГФ, УГФ, Уралалмаз. Р-40-XXXIV.

Петухов С.Н., Тетерин И.П. и др. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:50 000 Колчимской площади (листы Р-40-127-Г, 128-В, 140-А, св.ч., 140-Б, 140-В, св.ч. 140-Г, с.п.) с общими поисками в Красновишерском районе Пермской области, проведенном в 1996–2000 гг. Пермь, 2000. Р-40-XXXIV.

Попов А.Г. Отчет о проведенных геологоразведочных работах для подсчета техногенных запасов южной части месторождения россыпных алмазов «Рассольнинская депрессия» вКрасновишерском районе Пермского края по состоянию на 01.01.2008 г. Красновишерск, ЗАО «Уралалмаз», 2009.

Попов А.Г., Пактовский Ю.Г. Отчет по оценочным работам на россыпные алмазы по Буркочимской и Западной депрессиям в пределах Волынского участка в Красновишерском районе Пермского края. Лицензия ПЕМ 01500 КП. Красновишерск, 2013. ВГФ, Уралалмаз. Р-40-XXXIV.

Серебренников В.К., Попова Т.Н., Зязянов А.А., Снитко Г.П., Горбунова М.К., Рыжов А.А., Комаров А.Н., Доронина Н.Ю., Никитин В.И. Отчет о геологическом доизучении мас-

штаба 1:50 000 групповым методом Колчимской площади (бассейн рек Бол. Колчим, Бол. Щугор и Колчим) наСеверном Урале (листы Р-40-127-Г; Р-40-128-В; Р-40-140-А и Б) в Красновишерском районе Пермской области в 1977–1983 гг. Пермь, 1983. ВГФ, УГФ. Р-40-XXXIV.1983.

Снитко Г.П., Попова Т.Н., Горбунова М.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Пермская. Лист Р-40-XXVIII. Пермь, 2001.

Снитко Г.П., Горбунова М.К., Попова Т.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Пермская. Лист Р-40-XXIX. Объяснительная записка. Пермь, 2002. ВГФ.

Соколов Б.Н. Отчет по теме «Изучение закономерностей распределения алмазов в россыпях Западного Урала с помощью ЭВМ с целью постановки ревизионных работ для выявления промышленных месторождений алмазов» (Долины рек Сев. Колчим и Б. Колчим системы р. Вишеры). Р-40-XXXIV, XXXV.Министерство геологии СССР. Лаб.осадоч. полезных иск-ых (ЛОПИ). Т. 1. М., 1975. 186 с.

Срывов А.П., Белов В.Б., Ветчанинов В.А. и др. Отчет о разведке Больше-Колчимского месторождения алмазов вКрасновишерском районе Пермской области за 1954-1969 гг. п. Набережный, 1970.

Харитонов Т.В. Библиография по алмазоносности Урала. Пермь: Изд-во ПТФГИ, 2006. 422 с.

Харитонов Т.В. (автор-составитель). Библиография по алмазоносности Урала (девятая дополненная редакция). Пермь, 2014. 1052 с.

Электронные ресурсы

Попов А.Г. Источники алмазов месторождений Урала и его геодинамика // Современные проблемы науки и образования. 2014. № 6; URL: www.science-education.ru/120-16197.

Попов А.Г. Россыпи алмазов Урала // Современные проблемы науки и образования. 2014. № 6; URL: www.science-education.ru/120-16553.

Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H. Ordovician palaeogeography and climate change, Gondwana Research, https://doi.org/ 10.1016/j.gr.2020.09.008

Dobbertin, Walther. https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Bundesarchiv_Bild_105-DSWA0123,_Deutsch-S%C3%BCd-Westafrika,_Namaland.jpg. Foto 1906/1914.

Dutch, Steven. Wind Erosion. University of Wisconsin. 2017. https://web.archive.org/web/20171027050452/http://www.uwgb.edu/dutchs/EarthSC202Slides/windslid.htm

Scotese, Christopher R. Paleomap project.2013. http://www.scotese.com/

www.stratigraphy.org

Научное издание

Пактовский Юрий Германович

Силурийский коллектор алмазов

Монография

Редактор *Н. И. Стрекаловская*
Компьютерная вёрстка: *Ю. Г. Пактовский*

Объем данных 8,58 Мб
Подписано к использованию 13.03.2025

Размещено в открытом доступе
на сайте www.psu.ru
в разделе НАУКА / Электронные публикации
и в электронной мультимедийной библиотеке ELiS

Управление издательской деятельности
Пермского государственного
национального исследовательского университета
614068, г. Пермь, ул. Букирева, 15