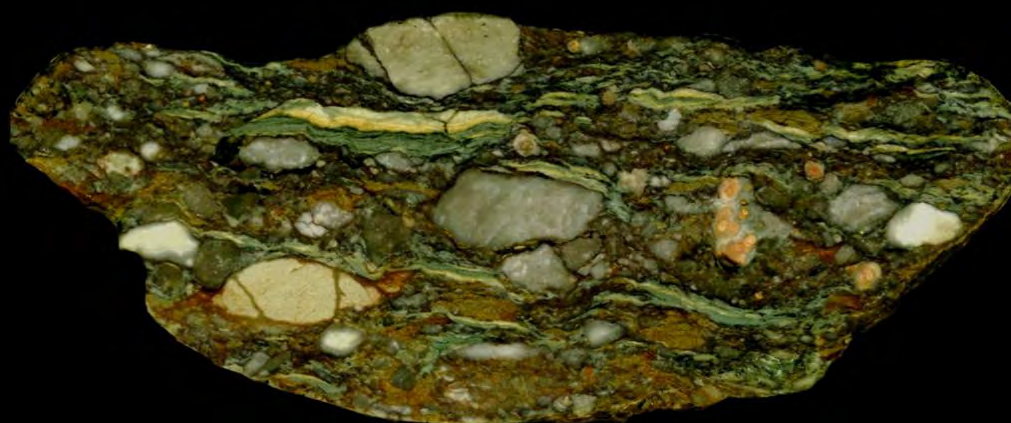
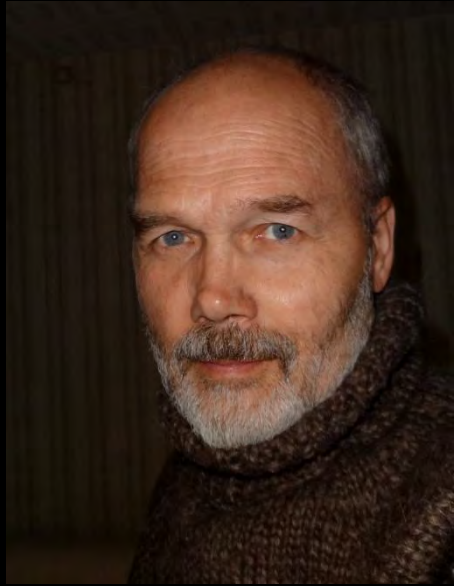


В.А. СМИРНОВ



горячий карст





Какое отношение вулканизм может иметь к карбонатным пещерам?

В пещере, любуясь роскошными каскадами натёчных образований, или замерзая под звон капли в ожидании подъёма по вертикали, или, лёжа в низком проходе и уткнувшись лицом в липкую глину, - даже больному, воспалённому сознанию трудно представить ситуацию, что когда-то здесь могли реветь и греметь обломками потоки раскалённого газа, а стены могли светиться от высокой температуры.

Как вообще подобное могло прийти в голову? Такое предположение граничит с безумием, ведь даже детям известно, что пещеры созданы водой!

Тем не менее: любое раскалённое выше 1000°C тело разлагает известняк, это аксиома. Мысленно замените известняк льдом, а магму, простите за прозаичность – горячим утюгом. Поверьте, реакция будет бурной.

Ответ содержится в предлагаемой Вам книге. Попробуем вначале рассмотреть собранный в обычных карбонатных пещерах фактический материал, и тогда – есть надежда – проблема возникновения пещер не покажется столь простой и однозначной, как это выглядит в учебниках. Однако если не попытаться рассматривать детали строения пещер тенденциозно, с позиции изложенной в книге модели, мы рискуем не увидеть ничего нового. Великому русскому физиологу И.П. Павлову принадлежат слова: «Пока в голове нет идеи, факты не видны».

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

В. А. СМИРНОВ

ГОРЯЧИЙ КАРСТ:

**ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОЛОСТИ
В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ
УРАЛА**

МОНОГРАФИЯ

Пермь 2013

УДК 551.44:551.217.2
ББК 26.823 + 26.325 + 26.31
С 50

Смирнов В. А.

С 50 Горячий карст: вулканогенные полости в карбонатных породах Урала: монография / В. А. Смирнов; Перм. гос. нац. иссл. ун-т. – Пермь, 2013. – 355 с., : 923 ил.

ISBN 978-5-7944-2143-9

Изучены условия залегания, текстурно-структурные особенности, минеральный и химический состав силикатных горных пород, выявленных в пятнадцати пещерах и четырёх известняковых карьерах расположенного на Западном Урале Кизеловского каменноугольного бассейна. Объектами исследования послужили образования, традиционно относящиеся геологами к категории палеокарстовых, – тела агломератовых брекчий и т.н. «глинистые отложения» пещер. Представлен обширный фактический материал, касающийся условий залегания, состава и структурных особенностей этих объектов.

Анализ полученных данных позволяет сделать вывод, что формирование данных образований не может быть связано с водными потоками и по этой причине их нельзя, строго говоря, называть карстовыми. По сумме признаков они ближе всего находятся к нацело изменённым туфогенным породам щёлочно-основного состава.

Предложена оригинальная гипотеза вулканогенного механизма формирования полостей в карбонатных породах и проведён анализ морфологических особенностей исследуемых пещер с позиций данной гипотезы. Отмечено сходство изученных горных пород с интрузивными пирокластитами Красновишерского алмазоносного района.

Издание адресуется широкому кругу геологов и спелеологов. Оно может быть использовано в качестве пособия при изучении подобных образований, встреченных в других регионах, а также в качестве Атласа текстур и структур силикатных горных пород, пространственно связанных с полостями в карбонатных породах.

Илл. 923, табл. 19, библиогр. 105 назв.

УДК 551.44:551.217.2
ББК 26.823 + 26.325 + 26.31

Рецензенты: д. геол.-мин. наук А.И. Кудряшов (директор ООО НПФ «Геопрогноз»);
к. геол.-мин. наук О.И. Кадебская (Горный институт УрО РАН)

ISBN 978-5-7944-2143-9

© Смирнов В. А., 2013

© Пермский государственный национальный
исследовательский университет, 2013

На обложке: – грот Надежды в Усьвинской пещере, фото Т. Гладкова;
– потоковая структура брекчий; фото В. Смирнова.

*Надёже посвящается –
жене, другу, соратнице*

Предисловие

В Ваших руках находится весьма необычное издание, написанное пермским геологом и спелеологом В.А. Смирновым. Соединение этих двух специальностей в одном лице позволило автору раздвинуть традиционные рамки восприятия исследователя пещер и впервые установить в Кизеловском карстовом районе широкое распространение специфических брекчий и глинистых отложений, которые выполняют как сами подземные полости, так и фрагменты их стен. На весьма представительном материале им показаны сложные инъекционные отношения этих образований с вмещающими известняками и их изменение в приконтактной зоне, свидетельствующее о высокой температуре и химической активности внедряющегося материала. На основе структурных и текстурных особенностей брекчий, их минерального состава, а также наличия округлых камер в исследованных пещерах автором разработана модель, согласно которой внедряющийся материал был представлен магматическим расплавом щёлочно-ультраосновного состава. Его взаимодействие с вмещающими карбонатами привело к их термическому разложению и вскипанию магмы с образованием газовой взвеси, из которой и формируются вулканогенные брекчии. Предполагаемая автором природа брекчий близка к алмазоносным интрузивным пирокластитам Урала,

с которыми он и сопоставляет исследованные им образования.

Особый интерес в работе вызывают обнаруженные в инъекционных брекчиях силикатно-магнетитовые сферулы зонального строения, которые не только отражают проявление эксплозивных процессов, но и могут дать много нового в понимании петрологии ранней стадии развития и расслоения Земли.

Далеко не со всеми выводами автора можно согласиться. Некоторые из описанных им образцов и полученных анализов нуждаются в совместной интерпретации специалистов по литологии, минералогии и геохимии. Однако приведённые многочисленные фотографии обнажений, полировок и шлифов пород, многие из которых весьма любопытны, а также анализы пород и минералов, дают читателю возможность самому разобраться с достоверностью его аргументаций.

Читайте, сомневайтесь и подвергайте критическому анализу не только настоящую публикацию, но и реальные природные явления, которые всегда сложнее и интереснее, чем описаны в учебниках!

Автора хочется поддержать также потому, что настоящее исследование выполнено по собственной инициативе, во внеурочное время и за счёт средств семейного бюджета.

Заведующий лабораторией геологии
месторождений полезных ископаемых
Горного института УрО РАН, доктор
геолого-минералогических наук
И.И. Чайковский

Если в первый момент идея
не кажется абсурдной, она безнадёжна.
Альберт Эйнштейн

То, чего на белом свете
вообще не может быть!
Л. Филатов

ВВЕДЕНИЕ

Карстовые проявления в карбонатных породах столь широко распространены в природе и настолько всесторонне, казалось бы, изучены, что обнаружить что-либо принципиально новое в их строении и, тем более, происхождении до недавнего времени представлялось немислимым.

Настоящая работа посвящена теоретическим и практическим исследованиям автора, касающимся комплексного изучения вещественного состава и условий залегания некоторых типов геологических образований, выявленных в пещерах и известняковых карьерах на территории Кизеловского каменноугольного бассейна, расположенного западном склоне Среднего Урала. Эти образования традиционно относятся геологами к категории палеокарстовых. Системного изучения вещественного состава слагающих их пород ранее, как правило, не проводилось; определение первоначального состава пород крайне затруднено по причине интенсивных вторичных изменений. Как само собой разумеющееся, предполагался водный механизм формирования отложений глинистого материала в полостях карбонатных пород.

Тем не менее, в ходе исследований были выявлены две особенности исследуемых пещер, исключающих водный механизм их формирования. С позиций этого механизма совершенно необъяснимыми представляются:

- факт наличия в стенах пещер брекчий с глинисто-гидрослюдистым цементом, не подвергавшихся избирательному размыву (в том числе на наклонных участках галерей, подразумевающих интенсивные водные потоки);

- грубообломочная, литокластическая текстура т.н. «глинистых отложений пещер» (впервые установленная автором), не позволяющая считать их ни элювием известняков, ни продуктами водного переотложения глинистого материала, залегающего на поверхности карстующегося массива.

При детальном изучении т.н. «палеокарстовых» тел обнаружены и некоторые иные их свойства, не характерные ни для продуктов от-

ложения водных потоков, ни для элювия известняков. Полученные данные позволяют относить их, скорее, к субвулканическим взрывным породам щёлочно-основного состава. Автором, имеющим опыт исследования мезозойских вулканитов Северо-востока России и поисков коренных источников алмазных россыпей Среднего Урала, выявленные в пещерах «палеокарстовые» образования были отождествлены с вулканогенными горными породами - интрузивными пирокластитам и туфами. Некоторые особенности самих пещерных полостей также допускают неоднозначное толкование их происхождения.

Казалось бы, что может быть общего у пещерных полостей и вулканогенных горных пород на территории, до сих пор считавшейся амагматичной?

Изучение собранного в пещерах фактического материала и публикаций по данной тематике, а также анализ термодинамических условий взаимодействия высокотемпературной магмы с карбонатными породами подтолкнули к мысли о возможности формирования полостей в известняках флюидизированными магматическими образованиями.

Тема настоящего исследования находится на стыке целого ряда научных дисциплин: общей геологии, минералогии, петрографии, геохимии, карстоведения, вулканологии, физической химии. По большому счёту, работа посвящена роли термического разложения карбоната кальция в вулканических процессах формирования полостей в карбонатных породах. Базируясь на открытии новых фактов, не укладывающихся в рамки существующих представлений о механизме формирования полостей в известняках, и, исходя из термодинамических условий существования карбоната кальция, автором в качестве гипотезы предложен альтернативный вариант формирования некоторых типов полостей в карбонатных породах.

Речь идёт, с одной стороны, о ревизии сложившихся представлений об исключительно водном механизме формирования пещерных полостей, с другой - о поиске логического объясне-

ния некоторых морфологических особенностей пещерных образований, природа которых с позиций классической, водной теории формирования пещер трактуется неоднозначно и не всегда убедительно.

Изучались не какие-либо экзотические, редко встречающиеся полости, а обычные, широко распространённые пещеры в известняках и доломитах, традиционно именуемые *карстовыми*. В дальнейшем, для простоты изложения, мы так и будем их именовать, не придавая термину «карст» генетического смысла. То же касается и скоплений коричневого глинистого материала в пещерах: доказывая их вулканогенную природу, сохраняем за ними традиционное название: «глинистые отложения пещер», подразумевающее их водно-механическое происхождение.

Фактическим материалом, положенным в основу данной работы, послужили результаты обследования автором одиннадцати пещер и четырёх известняковых карьеров в районе г. Кизела (Пермский край). При изучении карьеров в п. Верхняя Губаха использованы результаты разведочных работ, проведённых предшественниками в 1978 году [66].

Главная научная идея работы заключается в разработке теоретической основы процесса, одновременно объясняющего и наличие в пещерах силикатных горных пород, по ряду признаков соответствующих изменённым вулканогенным образованиям, и существование некоторых морфологических особенностей пещер, труднообъяснимых с позиций гидродинамики. Она подразумевает проведение качественной реконструкции условий образования силикатных горных пород, залегающих в толщах известняков палеозойского возраста, и пространственно связанных с карстовыми полостями.

В ходе решения основной задачи - поиска логического объяснения некоторых труднообъяснимых особенностей пещерных образований (текстурно-структурных, минералогических, геохимических) – выполнялись следующие частные исследования:

1. Обзор состояния вопроса – особенности морфологии полостей и свойств заполняющих их силикатных горных пород, не вписывающихся в классическую водную теорию их формирования.

2. Изучение условий залегания, структурно-текстурных особенностей, вещественного состава и геолого-геохимической принадлежности горных пород, заполняющих полости в известняках и традиционно считающихся палеокарстовыми образованиями.

3. Изучение характера связи некоторых

типов полостей в карбонатных породах с проявлениями тектонической трещиноватости.

4. Интерпретация фактического материала, полученного при изучении пещер и известняковых карьеров Кизеловского каменноугольного бассейна.

5. Составление и обоснование геологической модели процесса происхождения полостей в карбонатных породах, отвечающей результатам проведённых исследований.

6. Анализ морфологических особенностей пещер с позиций вулканогенной гипотезы их формирования.

Результаты исследований докладывались автором на региональных научно-практических конференциях (Пермь, 2002, 2007, 2008), на заседании Комиссии спелеологии и карстоведения Русского географического общества РАН (Москва, 2006), на Всероссийском совещании по теме «Алмазы и благородные металлы Урало-Тиманского региона» (Сыктывкар, 2006) и на международном научном конгрессе «ГЕО-Сибирь-2007» (г. Новосибирск, 2007); на Международной конференции «Крымские карстовые чтения: состояние и проблемы карстолого-спелеологических исследований» (Симферополь, Украина, 2008), опубликованы в двенадцати статьях (из них две – в рецензируемых изданиях по перечню ВАК).

Основные положения настоящей работы изложены в статье «Глинистые образования в карбонатных пещерах Урала» [77].

Автор считает своим долгом выразить благодарность широкому кругу геологов, оказавших неоценимую поддержку на разных этапах выполнения настоящей работы:

- профессорам Пермского государственного университета Ф.А. Курбацкой, В.Н. Дублянскому, И.И. Чайковскому, А.С. Долгалю, В.Н. Катаеву, Р.Г. Ибламинову и А.И. Кудряшову;

- д.г.-м.н. В.И. Силаеву и к.г.-м.н. Ю.С. Симаковой (Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН);

- геологам О.В. Коротченковой (Горный ин-т УрО РАН) и С.В. Савченко, Н.П. Разумовой (ФГУП «Геокорта-Пермь»);

- к.г.-м.н. Л.И. Лукьяновой (ВСЕГЕИ);

- к.т.н. В.А. Рашидову и к.г.-м.н. Е.И. Сандмировой (Ин-т вулканологии и сейсмологии ДВО РАН);

- к.г.-м.н. О.Б. Азовской (ИГГ им. Заварицкого УрО РАН);

- пермским спелеологам С.С. Евдокимову, С.И. Романову, С.А. Меньших.

Без их живой, заинтересованной поддержки выполнение данной работы в её настоящем виде было бы невозможно.

Глава 1

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ РАБОТ

1.1. Обзор объектов исследования

В период с 2001 по 2009 г.г. автор проводил комплексное изучение ряда пещер, расположенных в центральной части Пермского края на территории Кизеловского, Александровского и Губахинского муниципальных районов: Усьвинской, Медвежьей, Российской, Геологов-2, -3, Расикского Лабиринта, Мариинской, Труда, Безымянной, Вишерской, Большой Махнёвской, Два Уступа, Чикманской, Сюзь, а также четырёх известняковых карьеров: Мариинских карьеров № 2, 3 и 5, расположенных в пос. Верхняя Губаха, и Кизеловского карьера. Географическое положение исследуемой территории приведено на рис. 1, расположение пещер и карьеров – на геологической карте Кизеловского каменноугольного бассейна (рис. 2.1).

Объектами исследования послужили два типа геологических объектов: выявленные в процессе изучения пещер и карьеров тела брекчий с глинисто-гидрослюдистым цементом и широко распространенные в пещерах элювиальные глинистые отложения. Подобные образования традиционно относятся геологами к разряду или палеокарстовых, или водно-механических. По нашим представлениям, базирующимся на анализе собранного материала, они могут иметь совершенно иное происхождение. В частности, отложения самой обычной коричневой глины, слагающей пол большинства пещер, при детальном рассмотрении обнаруживают интереснейшие детали, на которые ранее не обращалось внимания: глинистые минералы, образующие основной объём этих отложений, являются вторичными и развиты по грубозернистой высокожелезистой породе, не имеющей признаков

слоистости. Брекчии с гидрослюдистым цементом нередко имеют интрузивное залегание и являются, по сути, нацело изменёнными высококальциевыми силикатными горными породами. Далеко не однозначна, как оказалось, и связь подземных полостей с зонами трещиноватости в карбонатных массивах.

С получением новых данных о составе, текстурно-структурных особенностях и условиях залегания т.н. «палеокарстовых» образований назрела необходимость корректировки представлений о литологической принадлежности, составе и, в конечном счёте, о происхождении этих пород.

Глинистые отложения широко распространены во всех исследованных пещерах и в небольших полостях, вскрытых карьерами. Подобные образования традиционно принято называть инфлювием, сформировавшимся в результате выветривания известняков. Предшественниками изучался их гранулометрический и минеральный состав, геохимические особенности, но была упущена важная особенность: грубозернистая (литокластическая) структура глинистых пород, которую удалось выявить лишь при изучении полированных образцов и прозрачных шлифов.

Несмотря на то, что собранный фактический материал позволяет утверждать о формировании данных пород без участия водных потоков, в тексте для удобства изложения они именуются традиционно – *глинистые отложения пещер*.



Рис. 1. Обзорная карта района работ
Пещеры, расположенные за пределами исследуемой площади:
1 – Большая Махнёвская, 2 – Чикманская и Сюзь

Брекчии с гидрослюдистым цементом, в т.ч. агломератовые, выявлены в шести пещерах – Усьвинской, Российской, Геологов-2, Вишерской, Мариинской и Два Уступа, а также в Мариинских карьерах №№ 3, 5 и в Кизеловском карьере. Они слагают секущие и согласные по отношению к напластованию известняков тела. Одни исследователи считали их палеокарстовыми образованиями [66], другие – продуктами размыва известняков, якобы происходившего в течение каменноугольного периода [95].

Нередко геологи именуют подобные образования «валунными дайками», «магматогенными кластитами» [12, 13], флюидолитами [97]. «Брекчиями» данные породы названы условно; они в большинстве случаев сложены округлёнными (но не окатанными) обломками известняков, реже – обломками гидрослюдизированных силикатных пород; обломки сцементированы зеленоватой, реже коричневой глинисто-гидрослюдистой связующей массой. Нередко наблюдается корродирование обломков гидро-

слюдистым материалом. Брекчии из различных проявлений близки по химическому составу связующей массы, имеющей преимущественно гидрослюдистый состав. В отдельных случаях наблюдается некоторое сходство цемента брекчий с глинистыми отложениями пещер.

Каждое из тел брекчий характеризуется индивидуальными особенностями залегания, поэтому мы приводим подробное описание большинства изученных обнажений и, параллельно, - фрагментарную морфологическую характеристику пещер, акцентируя внимание на особенности пещер, не допускающие водного механизма их образования.

Прежде чем перейти к описанию вещественного состава агломератовых брекчий, необходимо сделать важную оговорку, касающуюся состава цемента. Преобладающим минералом, по данным рентгенофазового и термического анализов, является гидрослюда (глауконит или селадонит, т.к. порошковые рентгенограммы их схожи). Дополнительное изучение состава этого минерала (проба 7033-м) проведено в ИГ Коми НЦ УрО РАН. По химическому составу и по данным рентгеновской дифрактометрии сделано заключение о том, что минерал ближе всего к алюмоселадониту, т.е. к диоктаэдрической слюде. Данное определение мы распространили и на другие пробы, в которых рентгеноструктурным и термическим анализом, как и в пробе 7033, двойко определён глауконит или селадонит. В дальнейшем в тексте, используя термин «гидрослюда», мы имеем в виду алюмоселадонит.

Приведённые ниже результаты изучения агломератовых брекчий демонстрируют вторичную природу силикатных образований, по составу цемента отвечающих магматическим породам щёлочно-основного состава, по структурно-текстурным особенностям – брекчиям, цемент которых нередко имеет разнообломочную флюидодинамическую структуру.

При описании брекчий в настоящей работе используется развёрнутое определение, характеризующее породы в их современном состоянии: *«брекчии с гидрослюдистым цементом»*. Представления о первичной геологической принадлежности связующей массы брекчий высказываются по ходу их описания.

Какой-либо связи тел брекчий с региональными геологическими структурами не установлено. Как выяснилось, в пределах Кизеловского каменноугольного бассейна брекчии с гидрослюдистым цементом являются широко распространёнными образованиями - в пещерах и карьерах было выявлено более 20 коренных выходов этих пород.

Морфология полостей изучалась параллельно с трещиноватостью карбонатных пород и с особенностями заполняющих их глинистых и гидрослюдистых горных пород, при этом анализировалась возможность различных вариантов их формирования, в т.ч. водного.

Ввиду того, что объём выполненных нами работ несоизмеримо мал по сравнению с работами, выполненными предшественниками по изучению аналогичных объектов, мы используем данные по морфологии, геохимии и минералогии пещерных образований других регионов России.

1.2. Методика проведения исследований

В ходе полевых работ отмечались особенности залегания и внутреннего строения исследуемых объектов, взаимоотношение их с вмещающими породами, морфология полостей и характер поверхности стен, рассматривалась связь полостей с трещиноватостью карбонатных пород. Заслуживающие внимания объекты фотографировались. Проводился отбор проб и образцов горных пород, шлиховых проб из глинистых отложений и из цемента брекчий, отбор материала для изготовления прозрачных шлифов и полированных образцов. При полевых наблюдениях анализировалась возможность водного формирования исследуемых объектов.

Для фиксации точек наблюдения использовались планы пещер, приведённые в работе С.В. Валуевского [6] и планы, составленные спелеологом И.А. Лавровым.

Минералогический анализ проб из всех перечисленных пещер выполнен минералогами лаборатории ФГУП «Геокарта-Пермь» Подстанцией Э.В., Дерябиной Ю.С., Шестаковой В.Ф., Крыловой И.И., Разумовой Н.П., Четиной Е.К. Шесть проб были подвергнуты микрозондовому анализу в ЗАО «РАЦ Механобр Инжиниринг Аналит» (г. С.-Петербург, аналитик Ю.Л. Крецер) на приборе CamScan-4, с детектором LINK-10000. В лаборатории ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) выполнен рентгеноспектральный флуоресцентный анализ 10 проб глинистого материала на аппаратуре СРМ-18 и EDX-900HS (аналитики Власов В.П., Татарина Л.А., Ятлук Г.М., Горбунова Н.П.); там же 21 проба были подвергнуты термическому анализу на дериватографе Diamond TG/DTA (аналитик Петрищева В.Г.) и 25 проб - рентгеноструктурному анализу на дифрактометре XRD-7000. Shimadzu (аналитик Гуляева Т.Я.). Семь проб исследованы в лаборато-

рии ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 (аналитики Филиппов В.Н., Симакова Ю.С.). Четыре пробы проанализированы на кафедре минералогии и петрографии Пермского государственного университета на сканирующем электронном микроскопе JSM 6390LV с ЭДС-спектрометром (аналитик Казымов К.П.).

Измерения магнитной восприимчивости рыхлых пещерных отложений и брекчий проводились в полевых условиях каппаметром КТ-5.

Важной составной частью настоящих исследований послужило изучение магнитных микросферул, выполненное к.г.-м.н. О.В. Коротченковой (Горный институт УрО РАН, г. Пермь) при помощи растрового электронного микроскопа Tescan VEGA 3 LMN с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Oxford Instruments INCA Energy 250/X-max 20.

Для изучения структурно-текстурных особенностей глинистого цемента брекчий и глинистых отложений пещер автором были изготовлены (с пропиткой эпоксидной смолой) прозрачные шлифы (220 шт.) и полированные образцы (188 шт.), а также слайды всех шлифов и образцов. В ряде случаев более информативными оказались полировки глинистого материала. Описание прозрачных шлифов выполнено авто-

ром и петрографами Т.И. Захаровой, С.В. Савченко. Петрографом О.В. Коротченковой (Горный институт УрО РАН, г. Пермь) при помощи поляризационного микроскопа Axioskop 40 Pol фирмы Carl Zeiss изготовлено и частично описано 1400 микрофотографий шлифов.

При анализе полученных материалов использовались данные, полученные предшественниками при изучении пещер других регионов.

Значительный объем текста настоящего исследования занимают микрофотографии прозрачных шлифов, изготовленных из глинисто-гидрослюдистого материала, и их описания. Это вызвано тремя причинами. Во-первых, мы не обнаружили в геологической литературе сведений о подобных исследованиях силикатных пород из карбонатных пещер и посчитали, что приводимая информация будет интересна специалистам, работающим в этом направлении. Во-вторых, предоставление единичных описаний структурных особенностей исследуемых горных пород могло бы натолкнуть критично настроенного читателя на мысль о тенденциозности подборки шлифов. В-третьих, исследуемые породы интенсивно изменены, поэтому предположения об их первичной структурной принадлежности желательно делать на основании возможно большего объема фактического материала.

Глава 2

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ РАБОТ

Исследуемая территория расположена на западном склоне Урала, на территории Пермского края. В её геологическом строении принимают участие терригенные и карбонатные породы девонского, каменноугольного и пермского возраста, а также перекрывающие их четвертичные элювиально-делювиальные отложения. В работе нет их подробного стратиграфического описания; как показывает практика проводимых исследований, отсутствует чёткая зависимость степени закарстованности карбонатных пород от их возраста и степени тектонической раздробленности.

Геологическая характеристика Кизеловского бассейна – сведения о стратиграфии, тектонике и вулканизме (вернее, об его отсутствии), о закарстованности территории и о химизме подземных вод, а также Схематическая геологическая карта (рис. 2.1, 2.2) - приводится по изданию «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 4» [11]. В данной работе более детально, чем более поздними геологосъёмочными работами масштаба 1:200 000, освещаются особенности разреза осадочных пород и гидрогеология конкретных участков месторождения каменного угля.

2.1. Стратиграфия

Стратиграфический разрез палеозоя охватывает период от нижнего девона до нижней перми включительно. Небольшая по мощности (185 м) нижнекарбонная угленосная толща залегает в огромной (3–4 км) осадочной серии среднего и верхнего палеозоя. Исследуемые объекты – пещеры и тела брекчий с гидрослюдистым цементом – сосредоточены в известняках нижне-, среднекаменноугольного и пермского возраста.

Девонская система представлена тремя отделами.

К *нижнему девону* (D_1) относят толщу зеленых, карбонатных песчаников и сланцев

мощностью более 1000 м.

Отложения *среднего девона* (D_2) представлены *эйфельским ярусом* (D_2e), в состав которого входит толща кварцевых и аркозовых песчаников мощностью 100-130 м, содержащая гнездообразные залежи бурых железняков, и *живетским ярусом* (D_2g), сложенным тонко- и среднезернистыми, толстослоистыми известняками мощностью 70-100 м.

Отложения *верхнего девона* (D_3) имеют общую мощность 185-200 м; подразделяются на два яруса: франкий и фаменский.

В основании *франского яруса* (D_3fr) залегают пашийские слои песчано-глинистых пород с оолитовыми известняками и железистыми конгломератами мощностью 0-45 м. На них залегают глинистые известняки с фауной брахиопод и битуминозные известняки с фауной гониатитов. Средняя мощность франского яруса составляет 95-100 м.

Фаменский ярус (D_3fm) представлен толщей тонкослоистых известняково-кремнистых сланцев с прослоями известняка мощностью 90-100 м.

Каменноугольная система подразделяется на три отдела – нижний, средний и верхний. Каменноугольные отложения занимают широкую полосу, ограниченную с востока сплошным распространением девонских, а с запада – пермских отложений.

В составе *нижнего карбона* (C_1) выделяются турнейский, визейский, намюрский ярусы.

Турнейский ярус (C_{1t}). Нижнетурнейские отложения представлены серыми и темно-серыми известняками, реже глинистыми сланцами; мощность около 60 м. Верхнетурнейские отложения сложены толстослоистыми известняками светло-серого цвета и глинистыми, кремнистыми сланцами мощностью до 240 м.

Визейский ярус (C_{1v}) подразделяется на нижний, средний и верхний подъярусы.

Нижний визе (C_{1v_1}) представлен песчаниками, алевролитами, аргиллитами и каменными углями угленосного горизонта, имеющего

мощность 70 до 230 м, и песчано-глинистыми породами тульского горизонта (4-78 м).

Средневизейские отложения (C_{1V_2}): в основании толщи залегает пачка темно-серых битуминозных известняков мощностью 30-40 м, выше залегает толща серых толстослоистых известняков и доломитов мощностью от 130 до 200 м.

Верхневизейские отложения (C_{1V_3}) литологически и фаунистически резко отличаются от средневизейских. Они представлены светлыми массивными, толстослоистыми известняками, отличающимися наиболее чистым химическим составом и подверженными интенсивному закарстованию. Мощность верхнего визея 200-220 м.

Намюрский ярус (C_{1n}) представлен толщей светлых брекчиевидных и конгломератовидных известняков мощностью 25-30 м.

Средний карбон (C_2) имеет общую мощность 180-260 м; представлен башкирским и московским ярусами.

Башкирский ярус (C_{2b}) представлен серыми толстослоистыми известняками. Мощность 30-40 м. В основании яруса повсеместно залегает прослой пестроцветного известнякового конгломерата мощностью до 2 м.

Московский ярус (C_{2m}). Нижняя часть сложена толщей переслаивающихся песчано-глинистых и карбонатных пород мощностью 70-100 м. Верхняя часть яруса мощностью 80-120 м представлена известняками и доломитами.

Верхний карбон (C_3) представлен толстослоистыми массивными серыми и синевато-серыми, преимущественно рифовыми, известняками, в различной степени доломитизированными; местами они переполнены конкрециями кремня. Мощность отложений яруса 150-250 м.

Пермская система в Кизеловском бассейне представлена нижнепермскими отложениями сакмарского и артинского ярусов.

Сакмарский ярус (P_1s): нижняя его часть (мощностью 100-140 м) сложена темно-серыми слоистыми известняками (швагериновый горизонт); верхняя часть яруса (мощностью 260-320 м) сложена толщей светло-серых фораминиферовых известняков.

Артинский ярус (P_{1a}) начинается толщей кремнистых известняков мощностью 100-110 м. Выше залегает толща терригенных образований, представленная известковистыми песчаниками, песчано-глинистыми породами и конгломератами. Мощность терригенной толщи более 600 м.

Отложения артинского яруса залегают трансгрессивно на размытой поверхности сакмарских известняков.

Четвертичные отложения представлены делювиально-элювиальным слоем мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров, достигающим в осевых частях синклиналей 100 м. Они перекрывают породы палеозоя повсюду, за исключением крутых обнажений бортов долин и резких склонов карстовых воронок. Эти отложения сложены бурыми глинами и суглинками с неоднородной смесью рыхлых и щебнистых песчано-глинистых пород, включающих крупные валуноподобные обломки песчаников и известняков.

В отложениях Кизеловского бассейна, как и во всей мощной карбонатно-терригенной палеозойской толще от девона до перми, *следов вулканической деятельности не обнаружено* [11].

2.2. Тектоника

Кизеловский бассейн занимает западную окраину Уральской геосинклинали в полосе, прилегающей к Русской платформе, и относится к типу внешних прогибов геосинклинальных формаций. Он находится в пределах Западно-Уральской внешней зоны складчатости.

Мощный комплекс осадочных средне- и верхнепалеозойских пород в период геосинклинального тектогенеза был собран в крупные асимметричные складки субмеридионального простирания, постепенно погружающиеся с востока на запад. Общее простирание складок совпадает с направлением Уральского хребта. Складки обладают в большинстве случаев значительной выдержанностью и прослеживаются на десятки километров.

Характерной особенностью является зависимость формы складок от литологического состава отложений. Так, для районов с преобладающим распространением однородных толстослоистых известняков, доломитов и песчаников характерны крупные складки; для районов развития тонкослоистых глинистых пород характерны мелкие складки, сложные и остроугольные. Для каменноугольного бассейна характерна осложненность складок многочисленными разрывными нарушениями типа надвигов, взбросов и сбросов. Большинство разрывных нарушений имеет простирание, согласное с простиранием складчатости. Преобладающее падение плоскостей сместителя – восточное, причём углы падения их вблизи поверхности иногда достигают 60-70°. В некоторых случаях надвиги являются очень пологими.

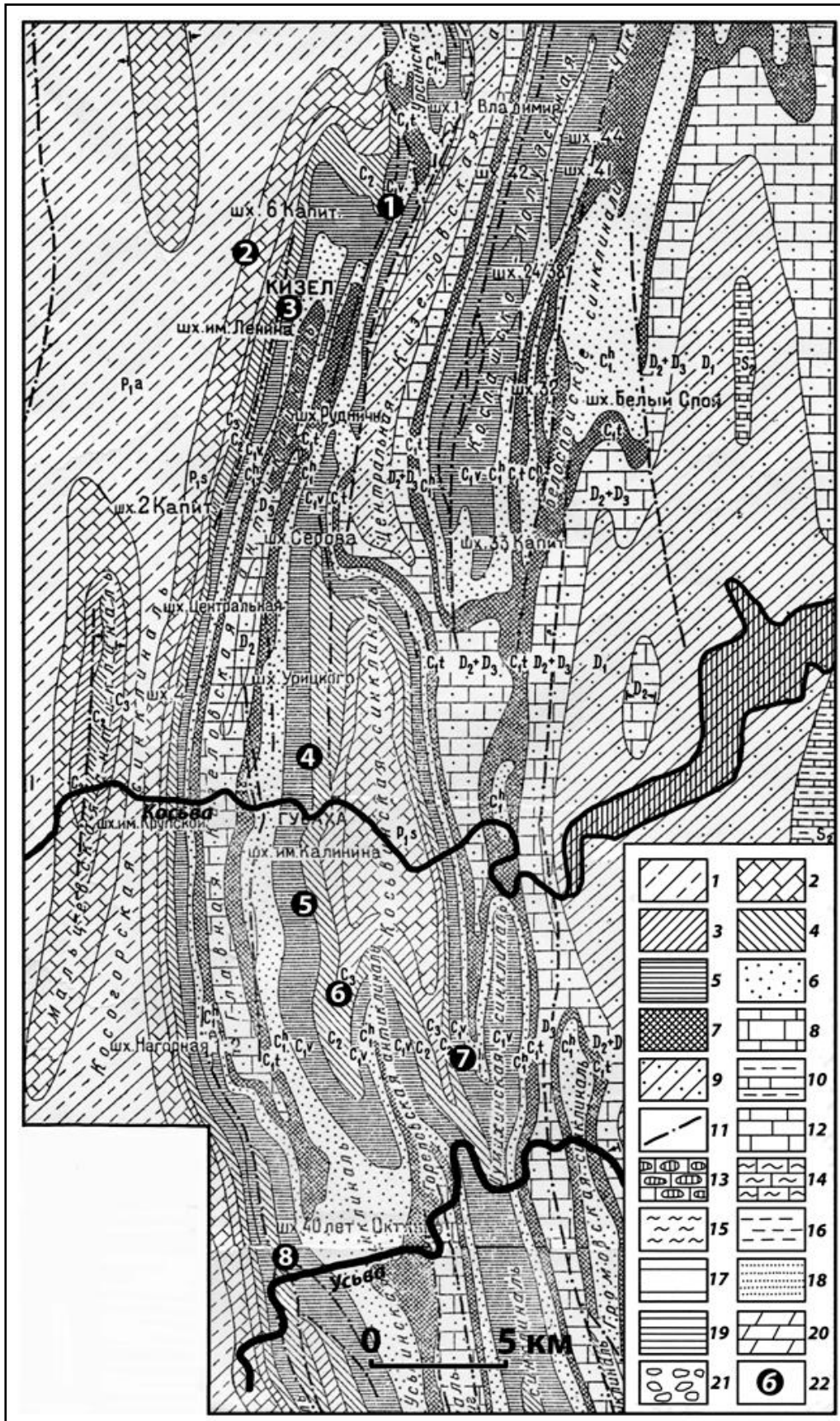


Рис. 2.1. Схематическая геологическая карта Кизеловского каменноугольного бассейна с расположением исследуемых объектов и стратиграфический разрез отложений. Составлена с использованием данных [11]

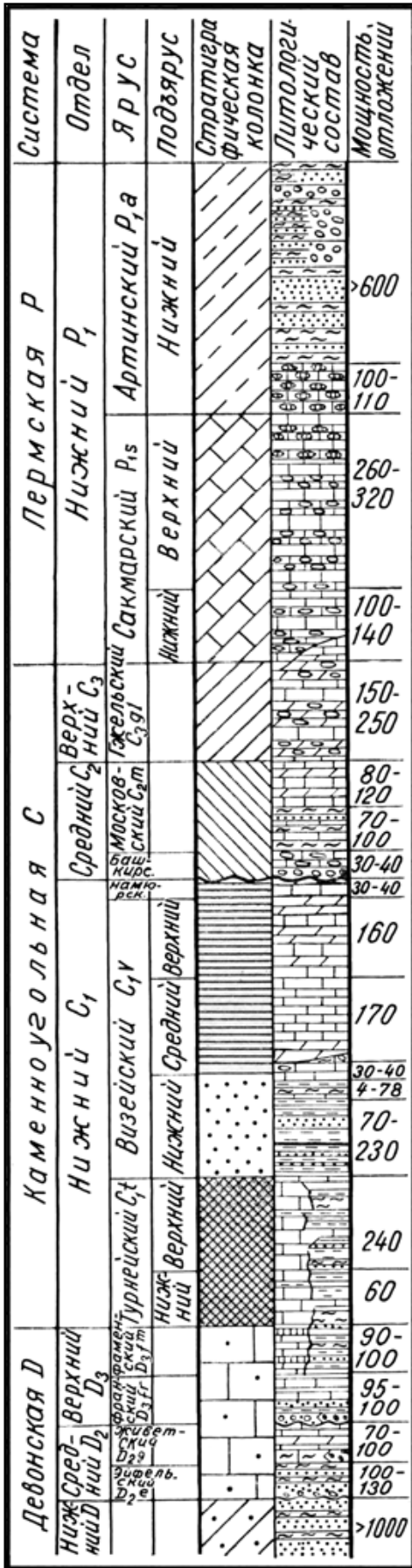


Рис. 2.2. Стратиграфическая колонка и условные обозначения к геологической карте Кизеловского каменноугольного бассейна:

1 – артинские отложения (P_{1a}); 2 – сакмарские отложения (P_{1s}); 3 – верхнекаменноугольные отложения (C₃); 4 – среднекаменноугольные отложения (C₂); 5 – средневизейские и верхневизейские отложения (C_{1v}); 6 – угленосная толща (нижний визе – верхний турне C_{1h}); 7 – турнейские отложения (C_{1t}); 8 – верхне- и среднедевонские отложения (D₂+D₃); 9 - нижнедевонские отложения (D₁); 10 – силурийские отложения (S); 11 – разрывные нарушения; 12 - известняки; 13 – известняки кремнистые; 14 – известняки глинистые; 15 – аргиллиты; 16 – алевролиты; 17 – песчаники; 18 – уголь каменный; 19 – кремнистые включения; 20 - доломиты; 21 – конгломераты; 22 – исследованные пещеры и их номера: 1- Вишерская, 2 – Расикский Лабиринт, 3 – Медвежья, 4 – Мариинская и Мариинские карьеры, 5 – Российская, 6 – Два Уступа, 7 – Геологов-1, -2, -3, 8 – Усьвинская

В пределах Кизеловского района выделяются две тектонические зоны: восточная – мелкоскладчатая, и западная – зона крупных структур. Границей между этими зонами являются два надвига: в северной части района – Чикманский надвиг, который прослеживается от р. Яйвы до широты г. Кизела, в южной – надвиг, отделяющий Гремячинскую синклиналь от Восточно-Гремячинской. Западная структурная зона определяет основной тектонический облик района.

Ундуляция осей основных крупных складок нередко приводит к их замыканию. Длина складок достигает 50 км, ширина 8 км, глубина погружения угленосной толщи в замковых частях синклиналей 2 км.

2.3. Карст угольных месторождений

Наиболее крупными участками проявления карста в окрестностях г. Кизела являются Ладейный и Мариинский карстовые лога, расположенные соответственно к югу и к северу от пос. Верхняя Губаха. Они трассируют единую субмеридиональную тектоническую структуру и являются типичными эрозионно-карстовыми депрессиями. На всём протяжении логов (более 25 км) дно и борта их интенсивно закарстованы,

поверхностный сток воды отсутствует. В пределах Ладейного лога известны пещеры Российской, Обвальная, Ладейная, в пределах Мариинского – Наклонная, Проворовская и ряд других.

Закарстованность Кизеловского угольного бассейна детально изучалась в ходе поисково-разведочных работ на уголь и при отработке месторождений угля. Подробный обзор закарстованности приводится в издании «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т.4, 1967» [11]. Цитируя эту информацию, мы подчёркиваем, что не разделяем мнение авторов данного труда относительно исключительно водного механизма образования карстовых форм.

Гидрогеологи, изучавшие Кизеловский бассейн, констатировали наличие двух чётко разграниченных типов подземных вод, влияющих на обводнённость месторождений угля. Это пластово-трещинные воды песчаных пород угленосной толщи и карстовые воды, содержащиеся в перекрывающих угленосную толщу известняках визейского яруса и среднего-верхнего карбона. Карстовые воды играют решающую роль в обводнении месторождений.

Кизеловский бассейн представляет собой огромную карстовую область, в которой около 80 % всей площади сложено растворимыми известняками. По данным бурения [11], максимальный коэффициент закарстованности (8 %) отмечен в известняках верхней части визейского яруса. Известняки московского яруса среднего карбона и известняки верхнего карбона имеют коэффициент закарстованности около 6 %, известняки средней части визейского яруса - коэффициент 4 %. Известняки других отделов палеозоя - пермские, девонские и турнейские – также подвержены выщелачиванию и все без исключения дают карстовые формы. Почти не закарстованы известняки, залегающие на границе с угленосной толщей.

Наиболее крупные проявления карста наблюдаются в пологозалегающих толщах известняка - в северном замыкании Главной Кизеловской антиклинали и на всём протяжении её восточного крыла [11].

Поверхностные формы карста представлены воронками, котловинами, суходолами и провальными уступами.

Воронки имеют разную форму – от плоских блюдцеобразных до конусообразных со скалистыми бортами и колодцеобразных с отвесными стенками. Диаметр воронок варьирует от нескольких метров до 50 м, глубина от едва уловимых глазом депрессий до 34 м. Дно воронок прикрыто смесью грубообломочных пород или имеет расселины и ниши в глыбах известня-

ка, нередко ведущие в глубокие пещеры, отчего пещеры обычно сухие. В некоторых воронках исчезают речки, например: Самовольная, Губашка, ручьи в долине Ладейного лога, ручей Нырок и др.

В среднем по Кизеловскому бассейну насчитывается до 20 воронок на 1 км², а в известняках С₂ и С₁ - соответственно по 50 и 80 воронок. Общее число воронок в бассейне составляет много десятков тысяч. Цепи и группы воронок следуют вдоль господствующего в бассейне меридионального простирания пород. Из многочисленных проявлений карста в виде цепей воронок можно назвать, например, линии воронок над визейскими известняками на восточном крыле Главной антиклинали восточнее железнодорожной станции Нагорная на хребте Белый Спой.

Суходолы, или сухие речные русла, встречаются во многих долинах, проложенных в известняках. Например, долина реч. Губашки, поглощаемой около дер. Старой Половинки, представляет суходол с цепью воронок в тальвеге и по бортам. Только в 8 км южнее деревни речка Губашка снова выходит на поверхность мощным бурлящим двойным источником, расположенным на берегу р. Косьвы севернее ж.-д. ст. Верхняя Губаха. Подобный характер имеют долины Свиного лога (бассейн р. Усьва), Ладейного лога (бассейн р. Косьва) и др.

Провальные уступы представляют собой круто обрывающиеся на пологом склоне борта удлиненных провальных воронок, приуроченных к бокам суходолов (реч. Губашка, Ладейный лог и др.).

Пещеры являются проявлениями подземного карста в наиболее приподнятых участках кизеловского рельефа. С глубиной степень закарстованности убывает. Однако кизеловский карст, как доказано керном из глубоких скважин, распространяется на значительную глубину; обычная глубина, до которой замечается закарстованность известняков, - 400-500 м от поверхности или 200-300 м ниже уровня главных рек бассейна, представляющих местный современный базис эрозии. В скважине, пробуренной на северном замыкании Главной антиклинали, средний коэффициент закарстованности известняков визейского яруса на глубине 754-878 м оказался равным 4,9 %, а в скважине № 921 средний коэффициент закарстованности известняков С₂ на глубине 400-476 м – 1,4 %.

При эксплуатации угольных шахт была отмечена связь количества поступающей в шахту воды с сезонными осадками. Исключительно высокие притоки воды (от 500 до 2000 м³/час) имели пять шахт бассейна – № 6, им. Ленина, № 2,

№ 33 и Центральная.

По данным П.П. Забаринского [26], карстовые полости в Кизеловском бассейне отмечались на глубинах 958-971 м от поверхности земли. Э.И. Кутырев и др. [36] упоминают о полостях в р-не г. Кизела, встреченных на глубине 1,5 км; размеры их достигают 6 м в поперечнике. Вообще говоря, это не предел: в Якутии, в 150 км южнее г. Мирного, отмечались провалы бурового снаряда на глубинах 2400-2420 м [57].

2.4. Состав и качество подземных вод

Описание подземных вод рассматриваемого района приводим также по изданию «Геология месторождений угля...» [11].

В издании отмечено, что карстовые воды, циркулирующие в отложениях надугольной толщи, по химическому составу сравнительно однообразны и относятся к щелочным (рН 7,1-7,5) водам с величиной сухого плотного остатка 100-300 мг/л. Температура их от 4 до 7° С.

Подземные воды подугольной толщи (содержащиеся в девонских и турнейских отложениях) характеризуются минерализацией, достигающей 150-350 мг/л. Воды угленосной толщи сходны с турнейскими, отличаются от них повышенной минерализацией (220-495 мг/л) за счёт сернокислых соединений железа.

Поступающие в шахты подземные воды являются щелочными или нейтральными, умеренно минерализованными. Проходя по выработанному пространству и горным выработкам шахт, воды обогащаются сернокислыми соединениями и становятся кислыми. Неся с собой кислород, эти воды способствуют окислению пирита в углях. Обогащаясь серной кислотой, они становятся химически активными коррозионными растворами с содержанием свободной серной кислоты до 12 г на 1 л.

На небольших глубинах воды сильно минерализованы, сухой остаток составляет от 0,8 до 6 г/л, а содержание H_2SO_4 - до 200-300 мг/л, иногда до 4000 мг/л (рН 2,8). Воды обычно жёсткие, имеют буроватый цвет с ясными признаками гидроокиси железа.

Под закарстованными визейскими отложениями при поступлении обильных притоков карстовых вод кислотность их уменьшается до нейтральной, а иногда приобретает щелочную реакцию.

Роль серной кислоты в карстообразовании. Резюмируя информацию по Кизеловскому каменноугольному бассейну, следует отметить, что сернокислотные воды участвуют в карстообразовании лишь в близповерхностных условиях, - в зоне окисления пирита. Глубина зоны окисления, по данным Г.С. Калмыкова [11], достигает 50-100 м. Следовательно, карстовые полости, расположенные глубже, сформированы иными факторами, не сернокислотными водами.

Характерно, что в зоне окисления угли имеют зольность на 30-50 % меньшую, чем неокисленные угли. В условиях высокоминерализованных углей такое явление обусловлено сильным растворяющим действием подземной воды, содержащей не только углекислоту, но и раствор свободной серной кислоты. Последняя активизирует действие углекислоты, способной вытеснить кремнезём из алюмосиликатов. Вместе с тем значительная доля в понижении зольности падает на удаление пирита путём его растворения.

На Урале среди каменноугольных бассейнов палеозойского возраста Кизеловский бассейн отличается наибольшим содержанием пирита в углях и, в то же время, наибольшей закарстованностью известняков. Для сравнения: сернистость кизеловских углей составляет в среднем 5,5 %, сернистость углей Егоршино-Каменского угленосного района (Восточный Урал) изменяется от 0,5-0,7 до 1,2 %, Полтаво-Брединского района (Челябинская обл., Башкирия) - 0,5 %, Домбаровского месторождения (Оренбургская обл.) - менее 1 % [11]. Тем не менее, интенсивнейшую закарстованность известняков Кизеловского бассейна (особенно известняков визейского возраста, перекрывающих угленосную толщу) невозможно объяснить лишь воздействием серной кислоты, т.к. на глубинах более 100 м (вне контуров горных выработок) *воды имеют нейтральную реакцию.*

Несомненно, часть карстовых полостей образована водами с повышенным содержанием серной кислоты (более активной, чем угольная), часть - поверхностными водами с углекислотой. Однако собранный нами фактический материал позволяет предположить, что первопричиной карстовых процессов в Кизеловском бассейне послужили, скорее всего, вулканические процессы. Часть возникших при этом полостей впоследствии была расширена процессами водного растворения известняков и обвальными процессами.

Глава 3

О КЛАССИЧЕСКОМ ВОДНОМ КАРСТЕ

Почти везде на планете, где есть растворимые горные породы, есть и пещеры. Как они образовались? Существует множество определений карстового процесса [81], но все они сводятся, в общих чертах, к одному: полости в известняках, доломитах, гипсах и солях образуются путём избирательного растворения этих пород водой. В первых двух случаях растворение происходит водой, содержащей углекислоту; этот процесс называется бикарбонатным растворением [98]. Форма и расположение полостей определяется неоднородностями геологического строения карстующихся массивов – зонами трещиноватости и поверхностями напластования.

Карстовые образования являются объектом исследования гидрогеологии, инженерной геологии и выделившегося в самостоятельное научное направление *карстоведения*. Помимо объектов классического карбонатного, сульфатного и соляного карста, карстоведение изучает суффозионные, термокарстовые полости, пещеры лавовых потоков и т.д. [18]. Описаны даже карстовые полости непосредственно в кимберлитовых трубках [55] и карст в зонах контакта карбонатных пород и серпентинитов. Однако когда говорят о пещерах, в первую очередь имеют в виду полости в карбонатных и сульфатных породах – они наиболее широко распространены в природе.

Под карстом понимается, с одной стороны, *процесс* растворения растворимых горных пород, с другой – *формы*, образующиеся в результате этого растворения. Согласно классическим представлениям, сформировавшимся к 80-м годам прошлого века, всё многообразие карстовых процессов и форм делится на две большие группы – *экзокарст* и *гипокарст* (гипергенный и гипогенный карст). Их основное отличие состоит в том, что экзокарстовые процессы протекают между поверхностью карстующегося массива и базисом водной эрозии, а также несколько ниже и направлены, в основном, сверху вниз – вслед за стекающими с поверхности атмосферными осадками. Гипокарстовые процессы протекают преимущественно на значительных глубинах, в водоносных пластах, не имеющих связи с поверхностью.

Им, точнее - напорному движению глубинных водных растворов снизу вверх, - априорно приписывается механизм образования объёмных систем полостей лабиринтового типа, шарообразных гидротермокарстовых полостей, а также заполнение полостей глинистым и рудным материалом. И если экзокарстовые образования активно развиваются в настоящее время, то гипокарстовые принято считать (ввиду относительно слабого растворяющего воздействия глубинных растворов) более древними и относить их к *палеокарсту*.

Современные представления о механизмах формирования полостей в карбонатных породах базируются исключительно на гидрогеологических построениях. Теория спелеогенеза рассматривает эволюцию полостей от поровых или трещинных до карстовых в двух основных гидрогеологических обстановках – безнапорной и напорной. В развитие этой темы наиболее существенный вклад создали работы Г.А. Максимова [46, 47], А.Б. Климчука [30, 31, 104], А.Н. Палмера [103, 105], П. Босака [100], Д. Форда и П. Вильямса [101]. Одно из последних определений термина «спелеогенез» принадлежит А.Б. Климчуку; он подчёркивает исключительную роль воды в формировании полостей: «Термин *спелеогенез* означает развитие полостей в карстующейся породе за счёт расширения растворением путей фильтрации подземных вод» [31].

Результаты проведённых нами работ заставляют усомниться в приоритете этой точки зрения.

Механизм образования большинства пещер в карбонатных породах исключительно путём растворения их водными растворами (холодными или термальными) никогда ранее не подвергался сомнению. В *экзогенных* условиях растворяющим агентом является слабый раствор угольной кислоты, образующийся при насыщении атмосферных осадков углекислым газом, поглощающимся, как убедительно показал Л. Якуч [98], преимущественно из почвенно-растительного слоя.

В *гипогенных* обстановках растворяющая способность водных растворов может быть обусловлена, кроме того, наличием серной кислоты,

связанной с нефтяными залежами, или термальными водами, или коррозией смешивания [98].

Существующие классификации карстовых процессов сложны и, зачастую, противоречивы. Почти каждое исследование в области спелеологии содержит свои, отличные от предшествующих, представления о развитии карстовых процессов. Сложность состоит в том, что в одних случаях рассматривается распределение карстовых объектов в пространстве (экзокарст - гипокарст), в других – во времени (современный карст - палеокарст).

Изучение состава и условий залегания некоторых, довольно широко распространённых, палеокарстовых образований заставляет переосмотреть взгляды на их происхождение.

3.1. Экзокарст

Основоположник карстоведения Г.А. Максимович [46], обобщая опыт предшествующих поколений спелеологов, трактует процесс образования пещер из первичных трещин, секущих карстующийся массив, следующим образом: «Вода, находящаяся в зоне горизонтальной циркуляции, перемещаясь по трещинам в карстующихся породах, расширяет их растворением и размыванием. Первая стадия образования пещер – это трещинная. Постепенно из трещин образуются щели различной ширины. Это щелевая стадия. По мере увеличения ширины трещины всё большее количество карстовых вод устремляется в них. ...Поток карстовых вод размывает дно подземного канала. Кроме того, всё большее количество воды начинает уходить по трещинам вглубь, где постепенно на более низком уровне трещины превращаются в щели, а затем в каналы. Образуется вначале пещера с рекой, затем пещера с подземными озёрами и, наконец, сухая пещера, где только после дождей в некоторых местах со сводов капает вода. Это – воклюзная стадия.

...Основные стадии развития пещер рассмотрены для случая поднимающегося участка карстового массива, где поднятия чередуются с остановками или даже с опусканиями...

...В древних верхних этажах пещер, которые иногда начали формироваться в третичном периоде, при опускании наблюдается заполнение пещер глиной, привнесённой с поверхности. Во время последующего поднятия или при увеличении количества воды, поступающей в древние пещерные ходы с поверхности, происходит вы-

нос накопившихся глинистых или других отложений» (конец цитаты).

В пределах массивов карстующихся горных пород Г.А. Максимович выделяет 7 гидродинамических зон (рис. 3.1): зоны поверхностной и вертикальной циркуляции, переходная зона, зоны горизонтальной, сифонной, подрусловой и глубинной циркуляции карстовых вод [46].

Единственным спорным вопросом в процессе формирования экзокарста является происхождение первичных каналов - секущих карстующийся массив трещин и иных полостей, по которым в него первоначально проникала вода. Трещины в зоне выветривания, считает Г.А. Максимович, «...образуются за счёт замерзания воды, разрывного действия солей и минералов, разрывного действия корней растений и за счёт биохимических реакций. Они распространены на глубину до 10-15 м. В редких случаях, например, в карбонатных породах Самарской луки, глубина их проникновения увеличивается до 30-50 м. ...Сравнительно с трещинами других типов они отличаются изменчивостью ориентировки, частым ветвлением и извилистостью. ...Трещины выветривания бывают как зияющие, так и заполненные продуктами выветривания пород. Очень часто на поверхности стенок присутствуют корочки *гидроокислов железа*. Иногда заполнителем является гипс или глина» [46]. Подобные корочки нередко встречаются на стенах пещер Кизеловского каменноугольного бассейна, они также отмечены В.Н. Дублянским на стенах крымских пещер [18].

При образовании полостей, происхождение которых достоверно связано с тектоническими трещинами и современными водными потоками, должны образовываться каналы преимущественно линзовидного сечения, т.к. интенсивность растворения прямо пропорциональна скорости потока и, следовательно, степени раскрытия трещины, а зияющая трещина обязана выклиниваться. Исключением являются карстовые колодцы цилиндрической формы, сформированные современной капелью.

Несомненно, первичные каналы могут иметь и экзогенное, и тектоническое, и даже, как считает Г.А. Максимович, биогенное происхождение, но мы допускаем также существование принципиально нового, альтернативного варианта происхождения каналов в известняках (гипотеза их формирования рассмотрена в главе 5).

Процесс водного образования пещер, несомненно, широко распространён в природе; известняки и доломиты, бесспорно, активно растворяются водой. Об этом, в частности, свидетельствуют приведённые Г.А. Максимовичем [46] данные Н.В. Родионова и К.А. Горбуновой о

численных величинах показателя активности карста карбонатных пород. Этот показатель выражается в процентном отношении объема растворенной породы, выносимой подземными водами из карстового массива за определённый отрезок времени, к общему объёму карстующихся пород. Они составляют (в % за тысячелетие):

Кавказ, Сочинский район – 0,49;
Крым, Чатырдаг – 0,15-0,20;
Горный Крым – 0,08;
Урал, Уфимский вал – 0,016;
Район Балтийского моря – 0,002;
Средняя Азия, Алайский хребет (полу-пустынный район) – 0,0001.

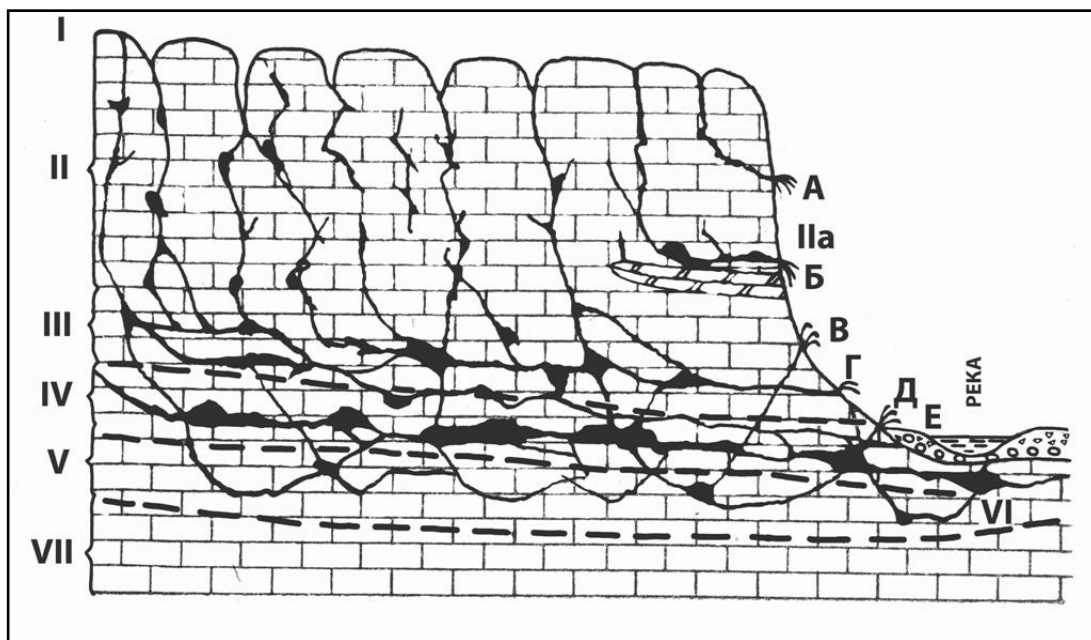


Рис. 3.1. Схема гидродинамических зон карстового массива, прорезанного рекой (по Г.А. Максимовичу, 1963):

1 – зона поверхностной циркуляции, 2 – зона вертикальной нисходящей циркуляции, 2а – подзона подвешенных вод на местных водоупорах; 3 – зона колебания уровня карстовых вод, или переходная; 4 – зона горизонтальной циркуляции; 5 – зона сифонной циркуляции напорных вод; 6 – зона поддолинной или подрусловой циркуляции; 7 – зона глубинной циркуляции.

Карстовые источники зон циркуляции: А – вертикальной нисходящей; Б – подвешенных вод; В, Д – сифонной; Г – переходной; Е – разгрузка вод зоны горизонтальной циркуляции в речные отложения

Исходя из этих данных, при показателе активности карста, равном, к примеру, $K = 0,1$, в карстующемся массиве размерами $1,0 \times 1,0 \times 0,1$ км за 1 тысячу лет должны сформироваться полости суммарным объёмом $100\,000\text{ м}^3$ – объём крупной пещеры.

Однако мы видим и иные примеры воздействия воды на карбонатные породы. На правом берегу р. Вишеры, ниже посёлка Акчим, расположены сложенные известняками скалы, отпрепарированные рекой, известные благодаря древним наскальным рисункам как «Писанный Камень». Возвышаясь над рекой более чем на 60 метров, они круто обрываются в воду. Скольнибудзь заметных следов водного растворения или эрозии – ниш, углублений, фиксирующих уровни стояния воды – на них нет, несмотря на то, что мощный водный поток омывает их на протяжении многих тысячелетий. Вместе с тем

рекой на высоте 20 и 30 м над урезом воды вскрыты две сравнительно небольшие – длиной 95 и 56 м – пещеры субмеридионального направления (поперёк долины реки), представляющие собой слабоизвилистые тупиковые ходы [6]. Трудно предположить, что через эти полости когда-либо проходили потоки воды, более интенсивные, чем течение реки Вишеры, тем более что эти пещеры, по сути, – «слепые», непроточные каменные мешки и вода в них рекой могла быть только стоячая. Наиболее вероятно, что это были более древние по отношению к реке полости, заполненные глиной, не имевшие естественного выхода на поверхность и вскрытые впоследствии руслом реки Вишеры при его углублении.

Нет ниш и в многочисленных известняковых скалах, омываемых другой уральской рекой – Чусовой, несмотря на наличие подрусло-

вых полостей и пещер в скалах. Эти данные заставляют осторожнее подходить к механическому переносу числовых характеристик растворимости карбонатных пород на гипотезу формирования пещер.

Проблема определения скорости растворения известняков неоднозначна. С одной стороны, «Ж. Корбель показал, что воды рек, дренирующих поверхность карста в холодном климате, переносят примерно в 10 раз больше растворённого карбоната кальция по сравнению с реками известняковых территорий в тёплом климате» [98]. С другой стороны – крупнейшие пещеры планеты находятся именно в экваториальном поясе планеты (Малайзия, Вьетнам).

Л. Якуч делает вывод: «...холодный карст превращается в выщелоченный скелетный карст, тогда как в жарком климате карст представлен массивными формами, в которых перенос карбоната кальция происходит главным образом по вертикали, в то время как по горизонтали он резко ограничен» [98].

О формировании полостей конденсационными водами. В рамках представлений об экзокарстовом происхождении пещер В.Н. Дублянским (Дублянский, Соцкова, 1977) была высказана гипотеза коррозионного разрушения горных пород конденсационной водой, имеющей в момент образования нулевую минерализацию [18].

Точка зрения, что некоторые типы полостей в карбонатах, образование которых трудно объяснить воздействием водных потоков (шаровые гроты, органые трубы и т.д.), сформировались за счёт растворения известняка плёночной водой, сконденсировавшейся из атмосферного воздуха на кровле и стенах небольших первичных камер и трещин, широко распространена в последнее время. По мере стекания конденсата, содержащего растворённый карбонат кальция, объём полости, по идее, должен возрастать. Но до каких пределов?

Активная конденсация влаги возможна лишь в том случае, если полость имеет выход на дневную поверхность и вентилируется. Именно этим можно объяснить сравнительно малый объём натёчных образований в большинстве уральских пещер: они сравнительно недавно вскрыты эрозией.

Мы считаем, что конденсационная вода участвует лишь в незначительном перераспределении карбоната кальция в пределах уже сформированных полостей: растворяя кальцит на сводах, она откладывает его в виде натёчных образований. Этот процесс, несомненно, имеет место в карстовых полостях, однако роль его в

расширении полостей невелика. На стенах почти всех исследованных пещер отсутствуют вертикальные желобки, которые могли бы возникнуть при растворении известняков стекающей по стенам влагой, конденсирующейся на куполообразных сводах. Там, где есть желобки – налицо приток воды с поверхности. Это свидетельствует о том, что конденсационная вода не участвует в формировании этих полостей; она лишь способна в отдельных случаях перераспределять карбонат кальция, создавая натёчные образования из материала сводов пещер.

В качестве примера рассмотрим типичную полость с вертикальными стенами и с куполообразным сводом без трещин, с незначительными натёками и частично заполненную рыхловатой, не слоистой и залегающей *в виде бугра* глиной (рис. 3.2). Ситуация хорошо знакома всем, кто раскапывал пещерные ходы: натёчная кора распространена выше поверхности залежи глинистого материала и образовывалась она путём перераспределения карбоната кальция водой, конденсирующейся в верхней части полости. Ниже поверхности глинистых отложений на стенах полостей нет ни натёчных образований, ни следов водного растворения.

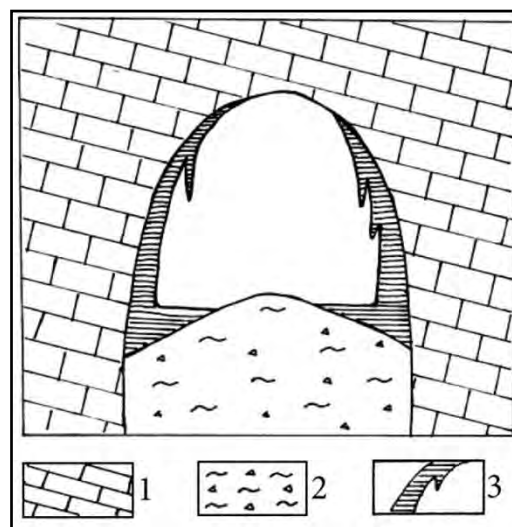


Рис. 3.2. Характер заполнения полости глинистыми и хомогенными отложениями:
1 – известняк; 2 – глинистые отложения;
3 – натёчные образования

В исследуемых пещерах глинистые отложения повсеместно древнее натёков, т.е. перераспределения карбоната кальция в период формирования основного объёма полости не происходило.

Всё это свидетельствует о том, что конденсационный механизм растворения известняка если и работает, то только в незначительных

объёмах, перераспределяя карбонат кальция из коренных известняков в натёчные образования.

3.2. Гипокарст

В нашей стране нет сколь-нибудь заметных публикаций, охватывающих проблему гипогенного спелеогенеза в целом. Известны работа Кутырева и др. [36], посвящённая рудному карсту, конденсационная гипотеза Ю.В. Дублянско-го [21, 25], работы А.Б. Климчука, посвящённые механизму растворения карбонатов и сульфатов во фреатических условиях [30, 31, 103, 104]. Существуют также труды ряда американских и европейских авторов по этой тематике.

П. Босак [100] рассматривает следующие разновидности гипогенного карста: палеокарст, окаменелый карст, захороненный карст, закрытый карст, внутри- и межпластовый карст, глубинный карст, реликтовый карст, вскрываемый карст. Он приводит определения этих терминов, принадлежащие различным исследователям, и даёт свои формулировки некоторых из них.

Растворению известняков в артезианских

условиях способствует фактор давления. По В.Н. Дублянскому, «...повышение гидростатического давления дистиллированной воды в диапазоне 1-50 атмосфер приводит к увеличению растворимости кальция пропорционально корню кубического из показателей давления (от 0,173 до 0,638 г/л)» [18].

А.Б. Климчук, изучавший в течение ряда лет гидродинамические механизмы спелеогенеза, считает, что многие из современных карстовых пещер (преимущественно лабиринтового типа) образовались в зонах глубинной циркуляции карстовых вод типа артезианских бассейнов. При этом значительная роль отводится не только холодным, но и горячим, в т.ч. рудогенерирующим, водным растворам; в качестве растворяющих компонентов могут выступать сероводород и серная кислота, сопутствующие нефтяным залежам. Будучи выведенными эрозией на поверхность, полости сохранили черты, не свойственные современному карсту, сформированному в зонах близповерхностной циркуляции атмосферных осадков.

Всё многообразие подземных путей миграции водных растворов, по представлениям Форда и Вильямса [101], отображено на рис. 3.3.



Рис. 3.3. Главные элементы активных карстовых ландшафтов (по Форду и Вильямсу, 1989)

Единого определения процессов, протекающих ниже базиса эрозии, не выработано. Чаще гипокарстом называют зону карста, расположенную ниже базиса эрозии. Гипокарстом называют также глубинные сифонные каналы, расположенные в зоне полного насыщения, в которых вода движется под напором.

Ранее происходила явная недооценка гипогенных условий в процессе карстообразования: «Глубинные артезианские условия обычно игнорировались как места для происхождения пещеры. Это происходило потому, что классическая концепция артезианского потока подразумевает длинные боковые расстояния миграции грунтовых вод в пределах растворимого блока пород, следствием чего является низкая способность карстообразования в ограниченной области» [103].

На гипогенном происхождении куполообразных камер и полостей округлого сечения, а также полостей наподобие «органной трубы», расположенных преимущественно в сводовых частях пещер, настаивает А.Б. Климчук [104]. Отметим, что подобные полости весьма характерны для исследуемых пещер Кизеловского каменноугольного бассейна, но связывать их возникновение с глубинными гидрогеологическими системами, по нашему мнению, нет оснований.

Разновидностью гипогенного карста являются нефтяные коллекторы в известняках. Существует гипотеза формирования их водами, имеющими кислую реакцию в результате деятельности сульфоредацирующих бактерий.

О палеокарсте. Само по себе это понятие довольно размытое. Некоторые исследователи относят к палеокарсту древние пустоты, не связанные с современными процессами выщелачивания, и заполнения этих пустот. Некоторые считают палеокарстом всё многообразие полостей, имеющих дочетвертичный возраст [98-104], в т.ч. полностью кольматированных (заполненных).

П. Босак и Е. Глацек [100] считают, что палеокарст – понятие не возрастное: «Если в ранних работах только феноменальные древние карстовые явления определенно относились к палеокарсту или литофицированному карсту, то в настоящее время необходимо повсеместно показывать, что специфические карстовые формы могли развиваться в очень ограниченном промежутке времени близко к недавней эпохе». Это мнение перекликается с результатами наших исследований [71, 74, 76, 77].

Несомненно, палеокарстовые образования в большинстве случаев не являются захороненным экзокарстом: если экзокарстовые обра-

зования развиваются сверху вниз, то форма т.н. палеокарстовых тел не имеют выраженной зависимости от гравитации, широко распространены тупиковые полости, идущие снизу вверх. В главе 4 настоящей работы показано, что выявленные в исследуемых пещерах тела агломератовых брекчий с глинистым цементом и глинистые заполнения полостей в известняках, ранее относившиеся к категории палеокарстовых образований, вообще не имеют отношения к карстовым процессам.

Следует отметить, что для гипсовых пещер, являющихся классическими объектами водного карста, *не характерны* геологические образования, относящиеся к палеокарстовым и типичные для карбонатных пород – секущие тела глинистых пород и брекчий с глинистым цементом, инъецирующие вмещающие породы. Не характерны для них также червеобразные органые трубы и шаровидные гроты, встречающиеся в карбонатных пещерах.

3.3. Оценка роли гидротермокарста в формировании сферических полостей

Для исследуемых пещер характерно широкое распространение шаровидных камер и куполовидных потолков гротов. Г.А. Максимович [47] и Ю.В. Дублянский [21, 25] считают шарообразную форму полостей главной особенностью проявлений гидротермокарста и в качестве характерного примера приводят пещеру Шаторкёпуста в Венгрии (рис. 3.4). Она характеризуется развитием вертикальных разветвляющихся полостей, заканчивающихся шаровидными расширениями. Г.А. Максимович утверждает, что эти расширения характерны для гидротермокарстовых пещер и не встречаются в обычном карсте.

В.Н. Дублянский и др. [20] расширяют круг объектов гидротермокарста и выделяют три типа полостей:

- 1 - пещеры - объёмные лабиринты,
- 2 - полости, состоящие из одного зала,
- 3 – системы сферических залов, «нанизанных» друг на друга.

Настоящий гидротермокарст является разновидностью гипогенного карста. По Г.А. Максимовичу, его образование обусловлено «...выщелачиванием карстующихся горных пород нагретыми жидкими и газовой-жидкими растворами с образованием и последующим заполнением полостей. Следовательно, гидротермо-

карст – это процесс не только возникновения форм, но и их заполнения» [47]. По другим данным [79], это карстовый процесс, развивающийся под воздействием восходящих водных растворов, имеющих температуру более 20°C.

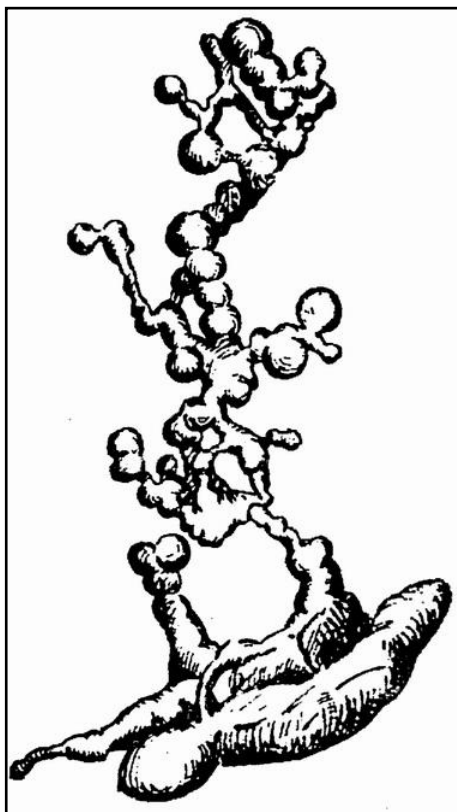


Рис. 3.4. Модель гидротермокарстовой пещеры Шаторкёпуста в Венгрии (по Л. Якучу, 1963)

П. Босак утверждает обратное: «Морфология гидротермальных пещер подобна морфологии пещер, сформированных холодными метеорными водами. Однако в массивных карбонатных породах сферические гроты, сформированные конвекционными потоками, как полагают, являются диагностическими признаками гидротермальных карстовых явлений» [100].

Наиболее полно изучены, ввиду своей экономической значимости, полости в карбонатных породах, заполненные рудным материалом. Ими занимались Кутырев и др. [36], Р.А. Цыкин [89], Е.С. Гуткин [15] и многие другие геологи, изучавшие месторождения бурого железняка, бокситов, марганца, силикатов никеля, свинца и цинка, сурьмы, ртути, урана, золота, флюорита, барита, целестина, фосфоритов и ряда других полезных ископаемых. Под гидротермокарстом они понимают не только и не столько полости, образованные восходящими горячими водами, сколько рудные залежи, залегающие в этих по-

лостях. Нередко к разряду гидротермокарстовых относят полости, в которых были обнаружены крупные, до 0,5 м, выделения исландского шпата. Механизм образования самих рудовмещающих полостей априорно считается гидротермальным.

В общем случае для гидротермальных объектов характерно наличие подводящих каналов. В.Н. Дублянский [17] описывает гидротермокарстовые полости в пределах Чатырдагского массива, где рядом с шаровидными пустотами, выполненными кристаллами исландского шпата, проходят кальцитовые жилы мощностью 1-2 м. Видимо, это были настоящие гидротермокарстовые полости. Именно наличие во вмещающих породах прожилково-жилных зон, а не форма полостей, должно служить важнейшим признаком протекания гидротермальных процессов.

Шарообразные, куполовидные полости можно обнаружить в любой крупной пещере Западного Урала, но это отнюдь не свидетельствует об их гидротермальном происхождении: жилные образования в уральских пещерах, насколько нам известно, практически отсутствуют; заполнения полостей гидротермалитами также не отмечалось. Для сравнения, приведём объёмную модель пещеры Тёмная (рис. 3.5), находящейся в пределах исследуемой территории. Классических шарообразных гротов в ней нет, но в общем плане конфигурация её схожа с пещерой Шаторкёпуста.

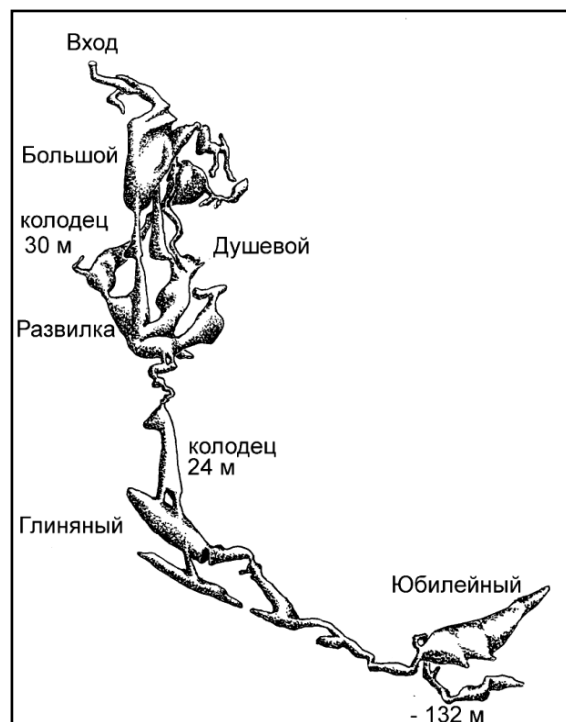


Рис. 3.5. Объёмная модель пещеры Тёмная (по К. Бушину, 2001)

Ю.В. Дублянский [25] разработал гипотезу испарительно-конденсационного образования шаровидной полости, суть которой понятна из рисунка (рис. 3.6), изображающего природный дистиллятор. Если следовать его схеме, на стенах шаровидных полостей должны, в принципе, оставаться вертикальные канавки от стекающей воды; их нет, стены шаровидных полостей уральских пещер ровные.

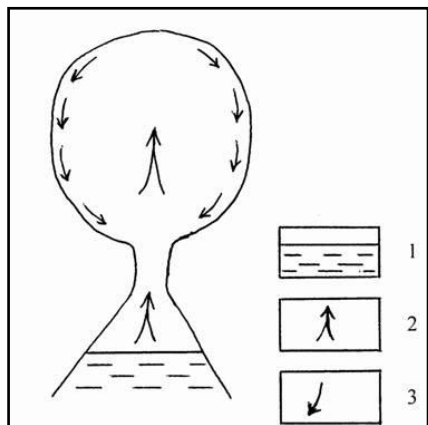


Рис. 3.6. Механизм испарительно-конденсационного образования шаровидной полости (по Ю.В. Дублянскому, 1990):
1 – уровень термальной воды,
2 – движение пара,
3 – движение капельной конденсационной влаги

Аналогичную схему развития шаровидной полости водой, сконденсированной из высокотемпературного пара, приводит А.Б. Климчук (рис. 3.7). Купола формируются сырой воздушной конвекцией, вызванной наличием в гроте, закрытом для внешней вентиляционной струи, водоёмов с тёплой водой. Пар, имеющий кислую реакцию (особенно в присутствии H_2S), конденсируется на прохладных стенах пещеры. Простые сферы развиваются, по его представлениям, вверх и в стороны; неоднородности (трещины в потолке полости) инициируют развитие новых сферических карманов [104]. Слабым местом данной гипотезы является отсутствие следов стекания агрессивных растворов на поверхности сферических углублений стен.

При анализе гидротермокарстовой гипотезы формирования шаровых или подобных им камер (в общем случае, не затрагивая испарительно-конденсационную гипотезу) вызывают сомнения четыре момента.

Во-первых, не ясен принцип: почему полости, образующиеся при температуре $0-20^\circ$, своей формой должны отличаться от полостей, созданных горячими растворами, и почему именно горячие воды должны формировать ша-

ровидные полости? Для растворов, поступающих по первичным трещинам, не принципиальна температура – была бы циркуляция растворов, а объём циркулирующей воды пропорционален первичному раскрытию трещины.

Во-вторых, если трещина короткая, не являющаяся транзитным каналом поступления воды, - она не должна даже расширяться, не говоря уже о формировании сфероидальной полости. В лучшем случае должна возникнуть линзообразная, а не округлая полость.

В-третьих, шаровые камеры нередко имеют единственный вход небольшого сечения, - следовательно, ни о какой активной циркуляции воды (следовательно, и о растворении известняка) не может быть и речи: тупиковые полости не способствуют миграции растворов.

Четвёртый момент, наиболее принципиальный – отсутствие в известняках (во всяком случае, в изученных пещерах) карбонатного жильного материала, являющегося неотъемлемым спутником гидротермального процесса.

Само по себе наличие в полости кальция, отложившегося при температуре выше $100^\circ C$, говорит лишь о том, что в ней *были* горячие растворы, а отнюдь не о том, что полость была *создана* этими растворами. В то же время не видится препятствий для заполнения гидротермалитами более древних полостей, образование которых не было связано с гидротермальными процессами.

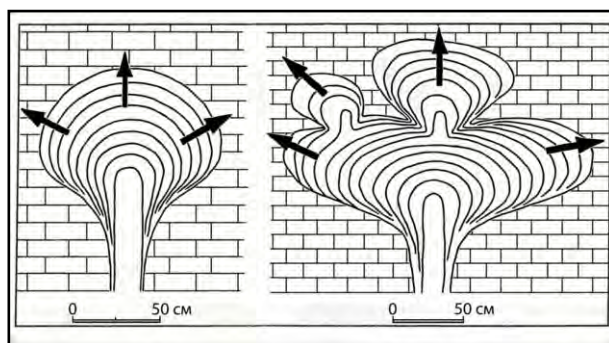


Рис. 3.7. Теоретическая схема развития простых и сложных сфер коррозией конденсационными водами (по А.Б. Климчуку, 2007)

Конденсационная и гидротермокарстовая гипотезы образования исследуемых пещер неприемлемы ввиду особенностей состава и условий залегания глинистых отложений: данные геохимии, минералогии и, отчасти, петрографии свидетельствуют о том, что они являются вулканогенными образованиями без признаков перетложения, а это означает, что воды в гротах никогда не было. Перед природой стояла бы сложная задача: в полостях, образованных в различ-

ных регионах различными процессами – конденсационным путём, а также холодными и горячими водными растворами - пришлось бы разместить близкие по многим параметрам вулканы.

3.4. Карстовые брекчии

Геологические образования, традиционно именуемые геологами как «карстовые брекчии», достаточно подробно изучены предшественниками, и всё же они имели к настоящему времени неясную генетическую принадлежность.

Г.А. Максимович к категории карстовых брекчий относит «...обвальные отложения пещер и глыбово-песчано-глинистые отложения, являющиеся разновидностью водных механических отложений» [46].

В.Н. Дублянский [18] приводит развёрнутую картину формирования обвальных отложений пещер. Они широко распространены в исследуемых пещерах, однако к объектам настоящего исследования также не имеют отношения.

Примером детального описания карстовых брекчий, служит работа В.Н. Быкова [5], характеризующего их как «...разновидность эпигенетических брекчий. Отличительная особенность – высокая степень неоднородности обломков...». Он выделяет 7 типов карстовых брекчий: обрушения, локального выщелачивания, сосредоточенного подземного стока, супераквальные, доломитизации, стилолитизации, полигенетические. «...Карстовые брекчии состоят из обломков известняков, доломитов, терригенных пород. Размер обломков 0,1-100 см, ориентированы они беспорядочно. Форма обломков: остроугольная, плоская, беспорядочная; текстура беспорядочная, мозаичная, линейная. Обломки сцементированы глинистым, глинисто-карбонатным, карбонатным, гипсовым или гипсово-глинистым цементом. Пористость брекчий невысока – 5-7 %. Форма залегания: а) гнездообразная, б) конформная напластованию, в) по трещинам.

Мощность брекчий тесно связана с формой залегания. Наиболее изменчива она в гнездообразных формах; может колебаться от 2 см до 100 м, причём даже в пределах небольшого участка. Примечательный признак карстовых брекчий – *аккумуляция минералов* в полостях обломков: в совокупности эти черты характерны только для брекчий, в образовании которых участвовал и карст» (конец цитаты) [5].

Проведённые исследования показывают близость некоторых характеристик вышеописанных карстовых брекчий (состав, условия залегания)

со свойствами брекчий, приведёнными в настоящей работе.

В шести пещерах – Усьвинской, Российской, Геологов-2, Виашерской, Мариинской и Два Уступа, а также в Мариинских карьерах и в Кизеловском карьере (возле Медвежьей пещеры) – нами встречены тела брекчиевидных пород, имевших до настоящего времени неясную генетическую принадлежность и традиционно относимых геологами к разряду карстовых брекчий. Мы условно называем их «агломератовыми брекчиями с гидрослюдистым цементом»; нередко геологи именуют аналогичные образования «валунными дайками» [12, 13]. Брекчии сложены обломками известняков (в большинстве случаев овальными, хотя это не окатанность), реже – аргиллизированных силикатных пород; обломки сцементированы глинистым материалом. Нередко наблюдается корродирование обломков цементом брекчий. Цвет цемента преимущественно зеленоватый. Общими признаками пород является близость их минералогического и химического состава и инъекционное залегание.

Аналогичные брекчии описаны геологами [66] при геологоразведочных работах в непосредственной близости от Мариинской пещеры.

Выходы этих брекчий - широко распространённых, как выяснилось, образований, - послужили одним из основных предметов нашего исследования.

3.5. О возрасте пещер

К настоящему времени не выработана методика определения абсолютного возраста пещер. Датировка производится по косвенным геологическим признакам или по возрасту образований натёчного или иного происхождения, обнаруженных в пещерах и являющихся заведомо более молодыми по отношению к ним. Так, О.И. Кадебская и И.И. Чайковский приводят результаты определения возраста криогенных сферолитов из отложений пещер Усьвинская, Российская и Дивья по соотношению изотопов $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, проведённого чешским исследователем К. Жаком (в тыс. лет): 13,38; 16,70; 86,53; 104,8 [27]. Анализ условий отбора сферолитов указывает на то, что к моментам формирования сферолитов гроты пещер были полностью сформированы.

В пределах Уральского региона известны три доказанные эпохи карстообразования. Одна из них – девонская (эйфельский и живетский ярусы) - сопряжена с формированием Северо-

уральских месторождений бокситов. Известняки, подстилающие залежи бокситов, интенсивно закарстованы, палеокарстовые заполнения девонского возраста прекрасно изучены при отработке североуральского бокситового месторождения «Красная Шапочка» [15].

Вторая эпоха – нижнемеловая, она также связана с бокситами. На Южном Урале карстовые бокситы выполняют пониженные части нижнемелового рельефа и карстовые углубления в известняках. Геолог В.В. Гай (ФГУП «Геокарта-Пермь») описывал там типичные подземные карстовые полости в известняках, причём основные запасы бокситов были сосредоточены в крупных, более-менее изометричных камерах объёмом до десятков тысяч кубических метров, более всего напомиравших пещерные гроты. Камеры соединялись между собой тонкими, от десятков см до 1-2 м, каналами, также заполненными бокситами. После отработки одних крупных камер поиски других крупных скоплений руды велись путём проходки выработок по этим тонким «проводникам».

Третья эпоха карстообразования, наиболее широко проявленная, – четвертичная. Подавляющее большинство доступных спелеологам пещер сформировалось именно в течение четвертичного периода. Геоморфологический этап возможного закарстования много шире – во всяком случае, с позднего неогена.

Показателем более молодого (по отношению ко времени формирования современного рельефа) возраста пещер служит отсутствие выходящих на дневную поверхность, отпрепарированных эрозией жильных тел, сложенных натёчным кальцитом и являющихся залеченными пещерными полостями. К примеру, большое количество подобных жил обнажается на интенсивно закарстованном плато Кырктау в Узбекистане, в пределах которого находится одна из глубочайших пещер СНГ - Киевская. На территории Пермского края не отмечено ни одного случая срезания эрозионными поверхностями выравнивания полостей, выполненных натёчными образованиями.

В мире почти неизвестны пещеры, сформировавшиеся в течение юрского и мелового периодов, хотя в эти геологические эпохи так же, как и сейчас, на континентах существовали обширные выходы карбонатных пород девонского и каменноугольного возраста. Напрашивается вывод: если бы образование пещер было связано исключительно с водными процессами, карстообразование на планете шло бы непрерывно, а не отдельными кратковременными циклами.

В качестве косвенных способов можно использовать датировки натёчных образований и

костных остатков, найденных в пещерах. Относительно возраста натёков В.Н. Дублянский сообщает следующее: «Датировки, полученные разными лабораториями, пока имеют значительные расхождения. Большинство натёков в пещерах мира имеют возраст до 100 тыс. лет, а самые «древние» натёки – около 1 млн. лет» [18].

Датировка пещерных отложений по фаунистическим остаткам даёт более древний возраст пещерных отложений: « большинство костных остатков имеет плейстоценовый возраст, не превышающий, по разным оценкам, 0,7 – 1,5 млн. лет. Реже встречаются плиоценовые местонахождения (например, одесское, 2 млн. лет). Но бывают и фантастические находки. К ним относятся находки костей трёх особей ящеров-игуанодонов в пещере Авен Берниссарт (Бельгия) и камброзавров в пещере Камбро (Сихотэ-Алинь). ...В пещере Эмборо (Южная Англия) обнаружены зубы примитивного млекопитающего – кунотерия, а также рептилий – лепидозавров и архозавров, имеющих дорэтский (поздний триас, около 210 млн. лет назад) возраст. Пока это самые древние датированные находки костей ископаемых животных в пещерах» [18].

О плиоценовом (2-5 млн. лет) возрасте пещер Красноярского края говорит Р.А. Цыкин: «В целом возраст пещер коррелируется с возрастом рельефа. Пещеры не обнаруживают связей с поверхностями выравнивания, открываясь преимущественно на склонах долин. Очевидно, они формируются после образования самой молодой поверхности выравнивания, т.е. со второй половины плиоцена» [89].

Косвенным методом определения возраста полостей служит сопоставление мощности натёчных образований со скоростью их роста. Пещеры Западного Урала, по сравнению с более южными регионами, характеризуются значительно меньшими масштабами развития карбонатных натёков; натёчные коры мощностью до 0,4 м встречаются исключительно редко. Вместе с тем рост натёков происходит в настоящее время достаточно быстро. Так, в Дивьей пещере автор встретил затянутую сантиметровым слоем кальцита парафиновую свечу (рис. 3.8), возраст которой вряд ли достигает сотни лет; в штреках шахты № 6 «Северная» Кизеловского каменноугольного бассейна, пройденных 40 лет назад, спелеолог из г. Губахи С.А. Меньших встречал полноценные сталактиты длиной до 40 см.

Если принять во внимание тот факт, что подавляющее большинство натёчных образований в уральских пещерах находится в стадии роста и мощность их варьирует от первых сантиметров до первых десятков сантиметров, воз-

раст полостей составляет ориентировочно от первых тысяч лет до первых сотен тысяч лет.

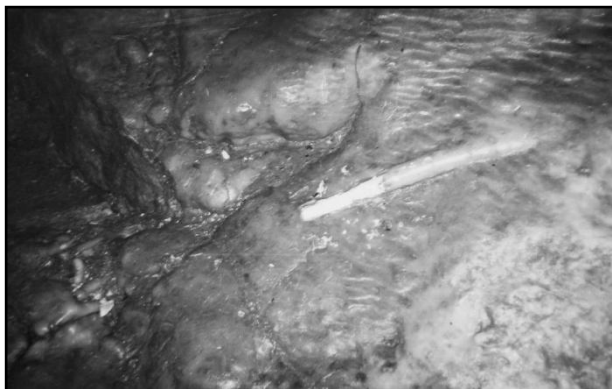


Рис. 3.8. Пещера Дивья. Свеча, закрытая кальцитовым натёком

3.6. Критический обзор особенностей распространения полостей в карбонатных породах

Представления о формировании полостей в известняках и заполняющих их горных пород, относящихся к объектам гипергенного и гипогенного карста, в настоящее время всецело базируется на гипотезе водного механизма карстообразования. В то же время существуют разновидности полостей, происхождение которых с позиции классической водной теории образования пещер не имеет однозначного объяснения. К ним можно отнести пещеры-гиганты, шаровидные камеры, червеобразные тупиковые ходы, извилистые щели - т.н. «меандры». Нередко отсутствует связь перечисленных типов полостей с зонами тектонической трещиноватости; своеобразен характер сочетания некоторых типов полостей, наблюдается резкое отличие скульптуры поверхности стен шаровых камер и стен подземных водотоков. Эти признаки, за исключением пещер-гигантов, достаточно широко распространены в природе и встречаются в исследуемых нами пещерах. В настоящей главе мы лишь акцентируем внимание на некоторых труднообъяснимых деталях морфологии пещер и оцениваем справедливость существующих гипотез их формирования.

В пределах исследуемой территории не выявлено однозначной приуроченности карстовых образований к дизъюнктивным или к пликативным дислокациям, а также к локальным стра-

тиграфическим горизонтам. Чтобы оценить, пусть даже поверхностно, роль факторов геолого-структурного контроля, мы вынуждены выйти за её рамки.

3.6.1. Пространственное размещение карстовых областей Западного Урала

Пещеры образуются в карбонатных породах любого возраста и в любых геолого-структурных обстановках: в платформенных и складчатых областях, в известняках, мраморах и в отложениях писчего мела, в зонах разломов и в тектонически ненарушенных районах, в горизонтально залегающих породах и в замках складок.

Тема районирования карста Пермского Предуралья и Урала разработана достаточно полно. Ею занимались многие исследователи – Г.А. Максимович, К.А. Горбунова, Н.А. Гвоздецкий, А.Г. Чикишев, Н.Н. Назаров, А.И. Спиридонов, А.С. Шкляев, Б.А. Чазов, Д.С. Соколов, В.С. Лукин.

На территории Урала и Приуралья, по данным В.Н. Дублянского и др. [20], по состоянию на 01.01.2000 г. выявлено более двух тысяч естественных полостей - пещер и шахт, заложенных в известняках, доломитах гипсах. Одним из последних исследователей, Н.Н. Назаровым [50], изучаемая территория включена в состав Яйвинско-Кизеловского карстового района Западно-Уральской карстовой провинции. Для обзора интенсивности проявления карстовых процессов на территории Пермского края приведём составленную им схему плотности карстовых воронок (рис. 3.9).

Как видно из схемы, локальные участки развития поверхностного карста ориентированы субмеридионально и отвечают выходам на поверхность горных пород карбонатного, сульфатного и хлоридного состава. Район работ характеризуется высокой степенью закарстованности – 11-50 воронок на 1 км².

Приуроченность значительной части входов в пещеры к речным долинам вызвана, на наш взгляд, фактором эрозии: реки вскрывают полости, сформировавшиеся ранее, в ходе иных геологических процессов. На водораздельных пространствах подземные полости не менее распространены, но поноры, соединяющие их с поверхностью, вскоре после вскрытия полостей запечатываются глинистым материалом.

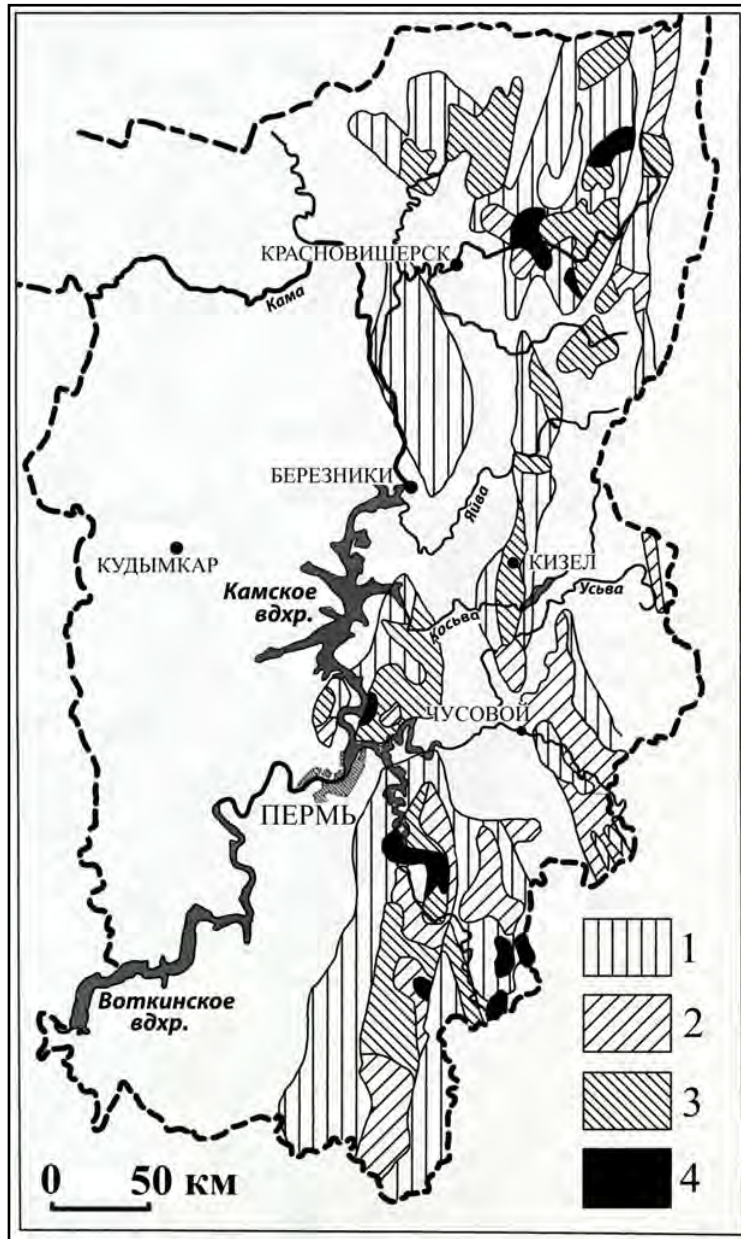


Рис. 3.9. Плотность карстовых воронок в Пермском Предуралье и на Урале, ед/км²: 1 – <1, 2 – 1–10, 3 – 11–50, 4 – >50 (по Н.Н. Назарову, 1993)

Степень закарстованности карбонатных пород Западного Урала весьма неоднородна, причём неоднородность эта не всегда диктуется тектоническими или геоморфологическими факторами. Известна приуроченность воронок к карстовым логам, трассирующим тектонические нарушения или геологические контакты; в то же время широко распространены локальные поля карстовых воронок, - как правило, изометричные и имеющие ограниченную площадь (среди обширных выходов карбонатных пород), редко превышающую 1-2 км². Известным нам исключением является район нижнего течения р.Чикман, где закарстован примыкающий к алмазносной россыпи участок около 100 км².

Подобная неоднородность распространения карста характерна не только для Урала. Показательно сравнение интенсивно закарстованного плато Кырктау в западной части Зеравшанского хребта (Узбекистан), где расположена карстовая шахта Киевская глубиной 990 м, со сложенным известняками стокилометровым отрезком северных склонов Туркестанского хребта между кишлаком Ворух и Шахристанским перевалом, где автору довелось участвовать в поисках бокситов. На Туркестанском хребте, где среди известняковых скал также были широко распространены выположенные формы рельефа (плато, «джайлау»), ни пещер, ни карстовых воронок не встречено вообще – несмотря на то, что

мощность чистых органогенных известняков превышала 1 км, разломы были налицо, а ливневые осадки в горах наблюдались частые и интенсивные.

Можно привести множество других примеров. Напрашивается вывод: для возникновения полостей в карбонатных породах явно недостаточно наличия тектонически ослабленных зон и обильных атмосферных осадков. Необходим некий третий фактор, формирующий первичные каналы в карбонатных массивах более активно, чем под действием экзогенных процессов. Этим фактором, по нашему мнению, может служить внедрение в карбонатные толщи магматических образований щелочно-основного состава (см. гл. 5 настоящей работы).

3.6.2. Стратиграфический контроль

Пещеры встречаются в карбонатных породах любого возраста и любой степени метаморфизма, вплоть до мраморов. Есть лишь зависимость от состава породы: чем выше в породе концентрация карбоната кальция (магния), тем чаще в ней встречаются карстовые полости.

Фаунистический состав известняков и их цвет большого значения не имеют. Пещеры встречаются в известняках любой окраски – белой, серой и даже чёрной. Цвет известняков хорошо виден в руслах подземных водотоков и в обвалных гротах. Однако обычно мы не видим истинной окраски стен пещерных ходов: покрытые кальцитовыми натёками различной мощности или железистыми корочками, они имеют характерную грязно-жёлтую (светло-бурую) окраску.

Общей особенностью карстующихся массивов является приуроченность наиболее закарстованных участков к нижним горизонтам карбонатных толщ, хотя в пределах Кизеловского каменноугольного бассейна она может иметь иную причину. В приповерхностных условиях (на глубинах 0–100 м) некоторые из полостей в перекрывающих угленосную толщу визейских известняках возникли, скорее всего, в результате расширения первичных каналов серноокислыми водами, причем области развития карста уверенно погружаются на глубину согласно с напластованием пород. Повышенная кислотность вод обусловлена высокими концентрациями пирита в угленосной толще.

Приблизительно на этом же стратиграфическом уровне залегают цветные глины, описанные М.В. Буниной-Кулинич, изучавшей в Кизеловском бассейне зависимость карстовых яв-

лений от литологического состава пород. Глины, по описанию, весьма напоминают коры выветривания по туффизитам; сходство усиливается благодаря наличию лимонита, характерного для зон окисления ультраосновных пород: «...за верхнюю границу горизонта C_{1-2} (низы визейского яруса) можно считать прослой известняка с включениями цветных глин, присутствующий в разрезах всех скважин. Окраска глин преимущественно красная до вишнёвой, зелёная, реже желто-бурая. ...К этому же горизонту приурочено и нахождение бурых железных руд; руда залегает на глубине 311–313 м; в её составе SiO_2 – 5,12 %, Al_2O_3 – 0,04 %, Fe_2O_3 – 71 %. Прослой руды проходит в 14 м над верхней границей угленосной толщи» [4]. Глины не литифицированы, поэтому возраст их, по нашему мнению, моложе каменноугольного. Данное описание весьма напоминает характеристику распространённой на восточном склоне Урала алапаевской свиты нижнемелового возраста, приведённую А.П. Сивовым [64].

Отметим: среди палеозойских толщ совместно с железорудными проявлениями залегают сравнительно молодые, слабо литифицированные высокожелезистые глины. Для сравнения: тела брекчий, вскрытые Мариинскими карьерами в районе пос. Верхняя Губаха, находятся в толще известняков серпуховского и башкирского ярусов, однако глинисто-гидрослюдистые образования, являющиеся их связующей массой, лишь частично подвергнуты литификации.

3.6.3. Тектонический контроль

Роль тектонического контроля в пространственном размещении полостей в карбонатных породах традиционно считается бесспорной. Г.А. Максимовичем [45] перечислены следующие разновидности трещин карстующихся горных пород:

1. Литогенетические трещины (первичные трещины пород);
2. Тектонические трещины (трещины с разрывом сплошности пород, трещины кливажа);
3. Трещины в зоне выветривания (расширенные выветриванием трещины групп 1 и 2, трещины выветривания, трещины отслаивания, трещины карстовых провалов, антропогенные трещины).

Несомненно, вышеперечисленные трещины способствуют активному поглощению атмосферных осадков с поверхности карстующихся массивов.

В общем плане, рассматривая исследуе-

мую территорию, тектонический контроль процесса формирования карстовых форм существует, но эти нарушения не являются крупными зонами разломов и не выявляются геофизическими методами. Скорее всего, в большинстве случаев тектонические нарушения не являются путями миграции подземных вод. При детальном рассмотрении закарстованных участков, отображённых на топооснове масштаба 1:25000 и на аэрофотоснимках, в большинстве случаев бывает не просто установить зависимость расположения карстовых воронок от дешифрируемых на аэрофотоснимках тектонических нарушений. Отдельные карстовые поля, как правило, изометричны.

Обращает внимание локальность процессов спелеогенеза в пределах крупных, достаточно равномерно трещиноватых массивов карбонатных пород. К примеру, на окраине г. Кунгура (Пермский край) карьерами вскрыты известняки и доломиты филипповского горизонта кунгурского яруса нижней перми; породы разбиты интенсивной трещиноватостью, однако признаки карстообразования отсутствуют.

Для сравнения, известняки ниже- и среднекаменноугольного возраста, вскрытые Кизеловским карьером (см. гл. 4.10) также характеризуются повышенной трещиноватостью, и полости в них, даже мелкие, на большей части карьера отсутствуют. Единственный вход в крупную пещерную полость находится в северной

части карьера, где среди известняков широко распространены агломератовые брекчии с гидрослюдистым цементом. Очевидна связь данной пещеры не с трещиноватостью известняков, а с телом брекчий.

При сопоставлении конкретных (из числа изученных) полостей в карбонатных породах обращает внимание отсутствие мелких полостей размерами порядка 5-20 см, поперечным сечением напоминающих пещерные ходы. Трубообразные полости имеют диаметр 0,3 м и выше.

Исходя из гипотезы водного происхождения полостей, при последовательном растворении стенок секущих карстующийся массив трещин должны преобладать трещины с незначительной степенью раскрытия и присутствовать, хотя бы редкие, более широкие трещины промежуточного (между пещерной полостью и сантиметровой трещиной) размера. В действительности же трещин со следами водного растворения в обследованных карьерах не выявлено вообще. Не выявлено и пещерных полостей диаметром менее 0,3 м, а более крупные полости по форме менее всего напоминают расширенные растворением трещины. Отсутствие связующего звена между трещиноватостью известняков и крупными трубообразными и сферическими полостями указывает на то, что на исследуемой территории тектонические и иного рода трещины, скорее всего, не имеют прямого отношения к секущим их пещерным ходам.

Глава 4

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ И ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В данной главе приводится описание условий залегания, вещественного состава и текстурно-структурных особенностей силикатных горных пород, встреченных в пещерах и известняковых карьерах Кизеловского каменноугольного бассейна и прилегающего к нему района, а также некоторые детали морфологии пещер. Последовательно описано 8 пещер и 4 известняковых карьера.

Несколько завышенная подробность изложения материала, особенно - микрофотографий шлифов, обусловлена, во-первых, экстраординарностью характеризуемых объектов (ранее подобные исследования не проводились), во-вторых – необычностью выводов, сделанных автором на основании проведённых исследований.

По ходу описания каждого исследуемого объекта в тексте даются комментарии относительно его предполагаемой геологической природы. Быть может, это выглядит не вполне корректно и выводы о происхождении описываемых геологических тел и авторскую трактовку их структурных особенностей следовало бы разместить в конце работы, но такой вариант заметно увеличил бы объём текста и усложнил бы его понимание.

Глава 4 является, по сути, атласом текстур и структур исследуемых горных пород. Она может быть востребована при дальнейшем изучении т.н. «палеокарстовых» образований других регионов.

4.1. Пещера Усьвинская

Пещера расположена в 2 км северо-восточнее железнодорожной станции Усьва, на водоразделе, в толще светло-серых органогенных известняков московского яруса каменноугольной системы. Основными морфологическими элементами пещеры являются узкие, 1-2 м, щелевидные галереи высотой до 8-10 метров, заканчивающиеся вверху куполовидными сводами, и три крупных грота - Узловой, Затейливый и Надежды. Преобладает северо-восточное и северо-западное простирание пещерных ходов. План пещеры с расположением точек наблюдения приведён на рис. 4.1.1.

Объектами исследования послужили обнаруженные в пещере силикатные горные породы: брекчии с вторичным гидрослюдистым цементом и весьма характерные для карбонатных пещер отложения коричневой глины, слагающие пол гротов Надежды, Куполок, Сухой и двух галерей – Восточной и фрагмента Северо-Западной галереи.

4.1.1. Брекчии с гидрослюдистым цементом

Выявлено два участка распространения брекчий с гидрослюдистым цементом. В приходовой части пещеры среди известняков обнажаются фрагменты пластообразных тел брекчий с гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета (точки наблюдения У-54, 7033, 7106, 7107); в Восточной галерее – выход меньшего по размерам тела аналогичных пород (т.н. 7034).

4.1.1.1. Грот Серпентиновый, точка наблюдения 7033

В начале Главной галереи, имеющей ширину 1,5-2,0 м, на высоте 5-6 м над полом находится расширение галереи, образующее грот размерами до 4×5 м. В известняках, слагающих кровлю галереи, залегает серия пластовых тел (мощностью до 0,5 м) брекчий карбонатно-гидрослюдистого состава, зеленоватого цвета. В пределах грота Серпентиновый по ним произошло обрушение кровли, в результате чего верхнюю часть галереи перекрыли глыбы известняка, пересыпанные сверху материалом брекчий (рис. 4.1.2). Куполообразный потолок грота сложен

трещиноватыми известняками; трещины заполнены гидрослюдистым материалом зеленоватого цвета. Брекчии в коренных выходах не обохрены и не закрыты, при наличии капели, карбонатными натёчными образованиями, т.е. обрушение брекчий произошло сравнительно недавно.

На рис. 4.1.3 – северо-восточная стена грота Серпентиновый, сформированная в результате обрушения глыб известняка по пласту брекчии мощностью 50 см, расположенному под толчком грота.

Вещественный состав

Проба 7033, отобранная из связующей массы брекчии, исследована рентгенофазовым, термическим, рентгеноспектральным флуоресцентным, минералогическим и микронзондовым анализами.

Породообразующие минералы, по данным рентгенофазового и термического анализа, представлены кальцитом (66 %), гидрослюдой типа глауконита или селадонита (30-32 %) и гётитом (2 %).

Изучение мономинерального прожилка гидрослюды (проба 7033-м, см. рис. 4.1.4, -5), проведённое на сканирующем электронном микроскопе В.И. Силаевым (ИГ Коми НЦ УрО РАН) показало, что состав и структура его ближе к *алюмоселадониту*. Прожилок характеризуется отчётливой тонкослоистой структурой (рис. 4.1.4). Очевидно, его формирование произошло после стадии гидрослюдизации породы. В прожилке отмечены микровключения ильменита (рис. 4.1.5) и гидрогётита.

Из связующей массы отобрана минералогическая проба 7033-1Б объёмом 8,0 л; вес тяжёлой фракции 0,205 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7033-1Б следующий:

- немагнитная фракция (0,01 г) – преобладает карбонат; редкие зёрна циркона, рутила, эпидота;

- электромагнитная фракция (0,180 г): преобладают гидроксиды железа; прочие минералы – гематит, селадонит с рудной вкрапленностью, псевдоморфозы лимонита по пириту, слюдяные обломки, ильменит;

- магнитная фракция (0,015 г): магнитные гидроксиды железа (99 %), редкие зёрна магнетита.

В составе тяжёлой фракции преобладают гидроксиды железа (более 95 %). Лёгкая фракция

представлена карбонатом и селадонитом.

Химический состав пробы 7033, отобранной из связующей массы брекчии, по данным рентгеноспектрального флуоресцентного анализа, следующий (мас. %): SiO₂ – 29,17; TiO₂ – 0,250; Al₂O₃ – 7,47; Fe общ. – 2,31; MnO – 0,011; MgO – 1,18; CaO – 25,55; Na₂O – <1; K₂O –

2,45; P₂O₅ – 0,13; V – 0,004. Потери при прокаливании – 31,00.

Результаты микрозондового исследования гидрослюдистого прожилка (проба 7033-м) и микроминеральных включений приведены в табл. 4.1.1.

Таблица 4.1.1

Проба 7033-м. Химический состав слюды и некоторых микроминеральных включений, мас. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	51,59	55,96	54,02	55,63	54,88	45,52	12,96	10,10	7,00
TiO ₂	1,42	0,61	0,72	0,70	0,48	0,66	47,19	1,19	1,36
Al ₂ O ₃	20,56	20,69	20,68	20,38	21,43	17,48	6,22	4,70	3,78
Fe ₂ O ₃	10,09	6,31	7,18	6,64	6,59	6,23	28,29	75,14	76,51
MgO	4,34	5,23	4,24	5,34	5,12	4,37	2,09	н/а	н/а
CaO	0,75	н/а	1,40	0,66	1,07	1,09	0,25	0,79	0,41
K ₂ O	7,57	7,92	7,19	7,41	7,18	7,30	1,38	1,08	1,05
Сумма	96,32	96,72	95,43	96,76	96,75	82,65	98,38	84,00	90,11

Примечания: 1–5 – слюда, индивиды; 6 – слюда, по площади; 7 – ильменит (с наводками от слюды); 8, 9 – гидротит; н/а – не анализировалось. Анализы выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400. Аналитик В.Н. Филиппов

Текстурно-структурные признаки

Брекчия состоит из обломков (0,1-50 мм) известняка, обломков аргиллитоподобного гидрослюдистого материала и из связующей массы, сложенной зёрнами гидрослюдистого материала псаммитовой размерности.

Образец 7033 (рис. 4.1.6). Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, коричневатозелёного цвета. Текстура брекчиевая, структура потоковая.

Брекчия состоит из обломков (до 10 мм) перекристаллизованного известняка (1), обломков однородного гидрослюдистого материала зелёного, коричневатого цвета (2) и связующей массы зеленовато-бурого цвета, состоящей из агрегата зёрен (< 0,5 мм) аналогичного гидрослюдистого материала и известняка (3). В породе присутствуют многочисленные линзовидные обособления и прожилки гидрослюды (селадонита) грязно-зелёного цвета и жёлтого кальцита, обычно они сопряжены (4). Прожилки ориентированы субпараллельно, что придаёт породе внешние черты туфолавы или игнимбрита. Встречаются редкие конкреции халцедона оранжевого цвета размером до 0,3×0,6 мм (5), с множественными затравочными центрами. В отдельных случаях прожилки селадонита секут раздробленные обломки известняка.

Образец 7033-А (рис. 4.1.7). Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава. Текстура массивная, брекчиевая. Порода пестроокрашена, преобладающий цвет зеленоватый.

Состав породы:

- обломки однородного, местами пелитоморфного гидрослюдистого материала желтовато-зелёного (1) и голубовато-зелёного (2) цвета;
- обломки известняка (3);
- связующая масса гидрослюдистого состава (4), микрозернистая, составляющая до 10 % объёма породы;
- извилистые микропрожилки гидрослюды грязно-зелёного цвета, секущие обломок гидрослюдистого материала голубовато-зелёного цвета.

Остроугольные очертания обломков гидрослюдистого материала указывают на то, что в момент формирования брекчии они представляли собой хрупкую породу; гидрослюдизация является наложенным процессом.

Образец, шлиф 033-1 (рис. 4.1.8, -9). Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, зеленоватого цвета. Текстура брекчиевая, динамофлюидальная.

Состав породы:

- редкие обломки известняка светлосерого цвета, размером 2-8 мм (1);
- обломки известняка зеленоватого, реже коричневого цвета, перекристаллизованного и инъецированного прожилками гидрослюды (2);

- обломки гидрослюдистого материала зеленовато-бурого цвета (3);

- цементирующая масса плёночного типа, представляющая собой гидрослюдистый матрикс с мелкими карбонатными зёрнами. В отдельных случаях роль цемента выполняют микропрожилки гидрослюды (рис. 4.1.10), в т.ч. флюидальные, зелёного цвета (рис. 4.1.11 – центр снимка). Для них характерна тонкодисперсная вкрапленность рудного минерала.

В нижней части образца (рис. 4.1.8) – зональная конкреция шамозитового (гётит-гидрогётитового) состава (5). Отметим, что подобные конкреции весьма характерны для интрузивных пирокластитов Урала [34].

Образец, шлиф 033-2 (рис. 4.1.12). Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава с гидрослюдистым цементом зеленовато-бурого цвета. Текстура динамофлюидальная, местами потоковая.

Состав породы:

- обломки мелкокристаллического и пелитоморфного известняка;

- обломки гидрослюдистого материала зеленовато-бурого цвета, аргиллитоподобного, с тонкодисперсной вкрапленностью рудного минерала;

- связующая масса преимущественно гидрослюдистого состава, микрозернистая, зеленоватая в левой части снимка и зеленовато-коричневая (за счёт обилия микропрожилков железистого материала) – в правой части. Тип цемента варьирует от базального до плёночного;

- линзовидные обособления гидрослюдистого минерала зелёного цвета.

Характерно наличие конкреций зонального кварца и халцедона до 2-4 мм, с полигональными затравочными центрами.

Состав брекчии неоднороден. В левой, существенно гидрослюдистой части шлифа, имеющей зеленоватую окраску, обломки известняка составляют около 30 % объёма породы, обломки гидрослюдистого материала – 20 %, глинисто-гидрослюдистый цемент – 50 %. В правой части шлифа, имеющей зеленовато-коричневую окраску, порода на 85 % представлена обломками известняка, на 15 % - глинисто-гидрослюдистым цементом, окрашенным гидроксидами железа.

В цементе отчётливо проявлены линии течения, огибающие обломки. Уплотнённые обломки и неоднородности цемента имеют субпараллельную ориентировку. Гидрослюда образует многочисленные инъекции в известняке. Характерна тонкая вкрапленность рудного минерала и мелкие оскольчатые зёрна кварца.

Общим свойством гидрослюдистого материала данной породы является его анизотропия – погасание крупных участков в скрещенных николях.

Связующая масса крупным планом приведена на рис. 4.1.13 ÷ 4.1.16. Она представляет собой брекчию, состоящую из мелких обломков перекристаллизованного известняка и из гидрослюдистого цемента коричневого цвета, содержащую тонкодисперсную вкрапленность окисленного пирита.

Наблюдаются две стадии локализации гидрослюдистого материала (рис. 4.1.14). Гидрослюдистая масса ранней стадии локализации слагает инъекции (микропрожилки) в брекчированном, перекристаллизованном известняке (1); она имеет зернистое строение (размер зёрен менее 0,02 мм), состоит из обломков перекристаллизованного известняка и гидрослюдистого цемента коричневого цвета, содержит тонкодисперсную вкрапленность окисленного пирита. Второй, более поздней стадии, принадлежат прожилки гидрослюды большей мощности (2), имеющие чёткие ограничения и секущие брекчированный, инжецированный гидрослюдой известняк.

Гидрослюдистый материал цемента, помимо прожилков, слагает линзовидные обособления размером до 1,5-5,0 мм, более напоминающие обломки (рис. 4.1.15, -16); они плавно переходят в микропрожилки. Некоторые из обломков освещены с поверхности (рис. 4.1.16).

В верхней части рис. 4.1.14 – зональный обломок известняка: внутренняя его часть имеет крупнозернистую структуру, внешняя – пелитоморфную, что указывает на вторичный, наложенный характер пелитоморфности.

Отмечено зерно кальцита полигональных очертаний (рис. 4.1.17), окружённое оторочкой гидроокислов железа; не исключено, что оно является псевдоморфозой по флогопиту или оливину (?).

Образец 033-3 (рис. 4.1.18). Известняк органогенный, зеленовато-серого цвета (1), расчленён серией прожилков гидрослюдистого материала голубовато-зелёного цвета (2), местами ожелезнённых, сопряжённых с карбонатными прожилками (3). Прожилки цементируют мелкие обломки известняка, а также обломки фиштакково-зелёного гидрослюдистого материала (4). В правой части снимка - выделение халцедона оранжевого цвета размером 1×5 мм (5).

Образец 7033-7 (рис. 4.1.19). Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом зеле-

новатого цвета, разнообломочная. Порода состоит:

- из обломка мелкообломочной брекчии, сложенной карбонатными зёрнами мельче 2 мм;
- из удлиненного обломка мраморизованного известняка;
- из связующей массы гидрослюдистого состава, зелёного цвета, брекчиевой структуры.

На участке сближения обломков цемент ожелезнён. Порода претерпела две стадии цементации гидрослюдистым материалом и одну – кальцитом.

Образец, шлиф 7033-8 (рис. 4.1.20, -21).

Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом буровато-зелёного цвета, разнообломочная. Проявлены две фазы формирования брекчии:

1. Ранняя фаза представлена крупным угловатым обломком сильно перекристаллизованного, брекчированного известняка (1), инъецированного гидрослюдистым цементом зеленовато-серого цвета. Ориентированное расположение микропрожилков гидрослюдистого материала придаёт брекчии динамофлюидальную текстуру. Обломок окаймлён и рассечён прожилками кальцита (2).

2. Брекчия поздней фазы (3) имеет мелкообломочную структуру и состоит из мелкозернистого гидрослюдистого материала зеленовато-бурого цвета (80 %), обломков известняка размером до 1 мм (18 %) и микропрожилков гидрослюдистого материала светло-бурого цвета (2 %).

Образец, шлиф 7033-10 (рис. 4.1.22, -23).

Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, зелёного цвета, разнообломочная. Текстура брекчиевая, местами динамофлюидальная. Очертённость формирования брекчии представляется следующей.

1. Брекчия ранней генерации представлена крупным, 95 % площади образца, обломком, состоящим из обломков крупнокристаллического и пелитоморфного известняка размерами 1-10 мм, составляющих 20-30 % объёма породы, и базального цемента, состоящего из обломков гидрослюдистого материала зеленоватого цвета, псаммитовой размерности (70-80 %). В цементе заметна ориентировка обломков, образующая подобие структур течения. Брекчия рассечена карбонатными прожилками.

На рис. 4.1.24, -25, -26 - брекчия ранней генерации крупным планом. В верхней части снимка 4.1.25 – обломок известняка среди мелкообломочной брекчии; микропрожилки ожелезнённого гидрослюдистого материала, цементирующего мелкообломочную брекчию, ориенти-

рованы параллельно контактам крупного обломка. Очевидно, что дробление и цементация известняка происходили без заметного смещения, *in situ*.

На рис. 4.1.26 обломки крупнокристаллического (1) и пелитоморфного (2) известняка разделены и инъецированы прожилками гидрослюдистого материала бурого цвета (3). В нижней части снимка обломок мелкокристаллического известняка «вмят» в обломок крупнокристаллического; по контакту проходит микропрожилок гидрослюдистого цемента.

2. Связующая масса брекчии поздней генерации показана в нижней части рис. 4.1.22 и на рис. 4.1.27, -28 (также в нижних частях этих снимков). В неё погружён вышеописанный обломок ранней брекчии, представляющий собой также брекчию с гидрослюдистым цементом зеленовато-коричневого цвета, базального типа, без признаков флюидальности, составляющим до 50 % её объёма. Брекчия поздней генерации содержит шлировые скопления точечных выделений окисленного пирита.

***Выводы.** Предположительно, исследуемая горная порода (образцы, шлифы 7033 ÷ 7033-10) представляет собой нацело изменённую ксенотуфобрекчию. Остроугольные очертания обломков гидрослюдистого материала указывают на то, что в момент формирования брекчии они представляли собой хрупкую породу, а гидрослюдизация является наложенным процессом.*

4.1.1.2. Грот Плоский: точки наблюдения 7106, 7107, У-54

Грот Плоский представляет собой низкую (0,7–1,5 м) овальную полость размерами 10×7 м. Пол грота субгоризонтален, плоский потолок грота носит следы незначительных обрушений. Точки наблюдения 7106, 7107 и У-54 характеризуют выходы единого пласта агломератовых брекчий с гидрослюдистым цементом, выявленные по периферии грота (рис. 4.1.29).

Под плитчатыми обломками известняков (большой частью брекчиевидных) на всей площади грота находится развал пласта агломератовых брекчий с гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета, мощностью более 0,6 м. Кровля пласта, зафиксированная по периферии грота, полого погружается по всем направлениям от центра грота.

Состав цемента брекчий определён по данным рентгеноспектрального, флуоресцентного, рентгеноструктурного, минералогического и микронзондового анализа проб 7106, 7107, У-54.

Точка наблюдения 7107

В юго-западной части грота двумя неглубокими (до 0,6 м) канавами вскрыто смыкание пласта брекчий с кровлей грота (рис. 4.1.30). Очевидно, что первоначально брекчии слагали потолок невысокого грота; затем по всему гроту произошло обрушение этого пласта и, частично, вмещающих его трещиноватых известняков, инъецированных глинистым материалом. Наиболее высокими частями грота являются два небольших купола наподобие органных труб (сечением 1×1 м) с плавными очертаниями, стены их не несут следов водной эрозии или обрушения. Окислительные процессы в брекчиях протекали после их обрушения: верхняя часть пласта брекчий (около 30 см) имеет коричневую окраску, нижняя – зеленоватую (рис. 4.1.31).

Вещественный состав

Основная масса брекчии состоит из обломков гидрослюдистого материала и известняка до 10 см в поперечнике, сцементированных обломками песчаной размерности того же состава и гидрослюдистым материалом зеленоватого цвета, нередко образующим инъекции в обломки известняка и глины.

Химический состав пробы 7107, по данным рентгеноспектрального флуоресцентного анализа, следующий (мас. %): SiO_2 – 16,54; Al_2O_3 – 6,57; MgO – 1,0; CaO – 52,32; Na_2O – 0,04; K_2O – 2,11; потери при прокаливании – 19,4. Оксиды Fe и Ti не анализировались.

Из копуша глубиной 0,5 м взята минералогическая проба 7106 весом 4 кг; вес тяжёлой фракции 0,105 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7106 следующий:

- немагнитная фракция (0,01 г): редкие зёрна циркона, рутила, турмалина, кварца, карбоната, обломков с карбонатом, апатита;

- электромагнитная фракция (0,085 г): преобладают гидроксиды железа (98 %); в подчинённом количестве - гранат (1 %), селадонит (0,1 %), редкие зёрна турмалина, эпидота, фуксита, гематита, амфибола, корунда розового, обломков с карбонатом, слюдистых обломков;

- магнитная фракция (0,01 г): преобладают магнетит и обломки с магнетитом (99 %); присутствуют магнитные сферулы.

Текстурно-структурные признаки

Образцы, шлифы 7107-A1, -A2, -A3 (рис. 4.1.32, -33, -34). Брекция карбонатно-

гидрослюдистого состава, зеленоватого цвета. Текстура массивная, брекчиевая, местами динамофлюидальная.

Состав породы:

- обломки перекристаллизованного известняка (30 %), инъецированного материалом цемента (рис. 4.1.35, -36, -37);

- остроугольные обломки аргиллитоподобного гидрослюдистого материала зеленоватой окраски (65 %), с вкрапленностью пирита (рис. 4.1.38, -39);

- связующая масса гидрослюдистого, карбонатно-гидрослюдистого состава, бурого цвета, плёночного типа, цементирующая и инъецирующая обломки известняка (рис. 4.1.40). Содержит тонкую вкрапленность рудного материала и мелкие (до 0,05 мм) остроугольные зёрна кварца.

Точка наблюдения У-54

В северо-восточной части грота Плоский в его потолке обнажается фрагмент пласта брекчии, распространённого по всей площади грота. Пласт мощностью около 1,5 м падает на северо-восток под углом 25-30°; он прослеживается по падению на 5 м, выклиниваясь при этом до 20 см (рис. 4.1.29). Чётко определить его контакты местами затруднительно; переход от брекчии к залегающим выше, в потолке грота, брекчиевидным известнякам, инъецированным зеленоватым гидрослюдистым материалом, постепенный: уменьшается количество гидрослюды, цементирующей обломки.

Брекчии, как и в т.н. 7107, также представляют собой непрочную породу зеленовато-коричневого цвета с зелёными пятнами. Они состоят из обломков известняка размером от первых мм до 20 см (до 50 % объёма породы), сцементированных глинистым материалом также брекчиевой текстуры, зеленоватого, вишнёво-коричневого цвета, с уплощёнными линзовидными вкраплениями гидрослюды размером до 20 мм. Брекчии и брекчиевидные известняки закрыты характерными для пещер натёками «лунного молочка». На рис. 4.1.41, -42 – коренные выходы брекчии в кровле и стене грота.

Вещественный состав

Породообразующие минералы, по результатам рентгеноструктурного анализа пробы 7106, характеризующего цемент брекчии, следующие (по убыванию): гидрослюда (селадонит), кальцит, хлорит, кварц, следы амфибола.

Микрозондовым и рентгеноструктурным анализами в двух пробах из т.н. У-54 гидрослюда

определена как иллит (таблица 4.1.2). В микрофотографиях полированных шлифов налицо интенсивное корродирование зёрен кальцита иллитом, наличие округлых обломков иллита, закапанных в лимонитовом субстрате, а также наличие остроугольных зёрен циркона и рутила (рис. 4.1.43). Обращает внимание высокая, до 8,9 %, концентрация оксида калия, что указывает на повышенную щёлочность исходной горной породы, впоследствии гидрослюдизированной.

Из коренного выхода агломератовой брекчии отобрана минералогическая проба У-54-6А. Вес пробы 16 кг, вес тяжёлой фракции < 0,3 мм – 0,18 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции следующий:

- немагнитная фракция – редкие зёрна рутила, циркона, пирита, корунда, лейкоксена, марказита, карбонат-фосфатного материала, барита, единичные зёрна муассанита;

- электромагнитная фракция (0,13 г): преобладают гидроксиды железа (99 %); прочие минералы - редкие зёрна псевдоморфоз лимонита по пириту, хромшпинелида, эпидота, ставролита, граната, малахита, мартита, ильменита, слюды бесцветной, турмалина, шлака;

- магнитная фракция (0,05 г): окисленная металлическая примесь (95 %), магнитные сферулы (5 %).

Отмечены особенности: зерно муассанита – угловатое, трапециевидное, слегка уплощённое, темно-синего цвета, полупрозрачное, размером 0,25×0,30 мм; зёрна горного хрусталя представляют собой комбинации шестигранных призм и бипирамид.

Изучение прозрачных шлифов позволило выявить структурные особенности брекчии и частично реконструировать условия её формирования.

Таблица 4.1.2

Химический состав иллита из т.н. 54, мас. %

№№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Σ
54-1	55,03	0,71	22,71	8,73	0,00	4,37	0,00	0,00	0,00	7,86	99,40
54-2	57,11	1,10	21,23	6,39	0,00	4,68	0,44	0,00	0,00	8,92	99,86

Примечания: Fe₂O₃ не анализировалось. Анализы выполнены в ЗАО «РАЦ Механообр Инжиниринг Аналит» (г. С.-Петербург). Аналитик Ю.Л. Крецер

Текстурно-структурные признаки

Образец, шлиф У-54-1 (рис. 4.1.44, -45). Брекчия гидрослюдисто-карбонатного состава. Текстура массивная, брекчиевая. Обломки представлены органогенным известняком (50 %) и однородным гидрослюдистым материалом зеленовато-бурого цвета (30 %). Цемент (15 %) - микрочешуйчатый глинисто-гидрослюдистый агрегат зеленовато-бурого цвета, плёночного (прожилкового) типа, с мелкими зёрнами лимонита, пирита, тонкими плёнками гидроксидов железа.

Порода рассечена секущими прожилками и линзами гидрослюдистого материала волокнисто-пластинчатой структуры, грязно-зелёного цвета, мощностью 0,1-1,0 мм, сопряжёнными с микропрожилками поперечно-волокнистого кальцита (рис. 4.1 46).

Шлиф У-54-2 (рис. 4.1.47). Брекчия гидрослюдисто-карбонатного состава, зеленоватого цвета. Текстура массивная, брекчиевая.

Состав брекчии:

- обломки брекчированного известняка, перекристаллизованного, с единичными обломками фауны, разномерного (70 %),

- гидрослюдистая связующая масса буровато-зелёного цвета, базального, реже плёночного типа (30 %), цементирующая и инъецирующая обломки известняка по межзерновым промежуткам (рис. 4.1.48).

Отмечаются конкреции халцедона диаметром 0,2 мм (рис. 4.1.49, центр снимка); прожилки гидрослюдистого материала их обгибают. Обломки перекристаллизованных известняков в отдельных случаях имеют скруглённые очертания (рис. 4.1.50). Структура цемента брекчиевая за счёт обилия остроугольных карбонатных обломков.

Шлиф У-54-4Б (рис. 4.1.51). Карбонатно-гидрослюдистая порода зеленоватого цвета. Текстура массивная, с признаками течения. Порода состоит из обломков известняка овальных очертаний (1) и из связующей массы гидрослюдистого состава, фисташково-зелёного цвета (2),

с линиями течения, облекающими обломки. Обломки известняка содержат шпировидные выделения гидрослюды.

Один из карбонатных обломков интродуцирован овальным зерном (до 2,3 мм) гидрослюдистого материала, содержащим в центральной части корродированный обломок карбоната (3).

На краю шлифа – псевдоморфоза (0,11×0,25 мм) гексагональных очертаний, сложенная сочетанием хлорита и кальцита.

Шлиф У-54-5-8 (рис. 4.1.52). Брекчия гидрослюдисто-карбонатного состава. Текстура брекчиевая, структура псаммо-псефитовая. Состав породы (рис. 4.1.53):

- обломки (0,1-2,0 мм) перекристаллизованного известняка – пелитоморфного (1) и микроркристаллического (2),

- обломки (до 1,5 мм) однородного гидрослюдистого материала зеленовато-серого цвета (3),

- прожилково-плёночный цемент зеленовато-серого, бурого цвета (4).

Характерной особенностью породы является влияние формы одних обломков известняка на форму других, которое носит характер не вдавливания, а корродирования одного обломка другим. Контакты между обломками трассируются прожилками железисто-гидрослюдистого материала. В центре снимка – конкреция раскристаллизованного халцедона (5).

Обломки гидрослюдистого материала содержат зёрна карбоната и кварца (нижняя часть рис. 4.1.54).

Выводы. *Исследуемая горная порода (образцы, шлифы из т.н. 7107, У-54) представляет собой брекчию, состоящую из обломков известняка и цементирующей массы карбонатно-гидрослюдистого состава. Цемент является вторичным; предположительно, изначально порода представляла собой ксенотуфобрекчию; впоследствии туфобрекчия претерпела ряд наложенных изменений, завершившихся гидрослюдизацией.*

Точка наблюдения 7106

В северной части грота пройден копуш глубиной 0,5 м; вскрыт пласт обрушившихся брекчий с гидрослюдистым цементом – таких же, как в т.н. 7107. На поверхности брекчий – редкие обломки слоистого песчаника карбонатного состава.

Текстурно-структурные признаки

Образец, шлиф 106-А1 (рис. 4.1.55, -56). Тонкослоистый карбонатный песчаник. Текстура полосчатая, структура псаммитовая.

Наблюдается ритмичное переслаивание прослоев карбонатного песчаника средне-мелкозернистой размерности, бледно-зелёного цвета, и мелкозернистого глинисто-карбонатного материала алевритовой размерности, усеянного мелкими кристаллами окисленного пирита и окрашенного гидроокислами железа в коричневый цвет (рис. 4.1.57).

Для породы характерна ритмичность осадконакопления: постепенное уменьшение зернистости породы в пределах каждого слоя (рис. 4.1.58). Присутствуют единичные зёрна кварца размером не более 0,2 мм. В нижней части шлифа – прослой (3 мм) микрослоистого алевролита.

Наличие обломков тонкого (до 2 см) слоя карбонатного песчаника на полу грота указывает на то, что грот Плоский после обрушения пласта брекчий был затоплен водой, сформировавшей этот слой песчаника; Скорее всего, обрушение было спровоцировано затоплением.

4.1.1.3. Восточная галерея, точка наблюдения 7034

Галерея представляет собой узкую (1-2 м) извилистую субвертикальную щель высотой до 8 м с куполовидным потолком. Ни в потолке галереи, ни в стенах на её поворотах нет зон тектонической трещиноватости. Стены ровные, не несут следов водного растворения и практически не закрыты натёками. Местами отмечаются реликты железистых корочек.

В 40 метрах от начала Восточной галереи, в верхней её части (под потолком) обнажается субгоризонтальный пласт (мощностью до 15-20 см) брекчий с гидрослюдистым цементом зеленовато-серого цвета. Пласт имеет пережимы, косвенно указывающие на инъекционный характер формирования брекчий. Инъекционирование известняков брекчией отчётливо видно на снимке (рис. 4.1.59). Важной особенностью залегания брекчий, имеющей отношение к механизму формирования Восточной галереи, является отсутствие следов их избирательного размыва. На стенах галереи широко распространены тонкие железистые корочки (в нижней части снимка 4.1.59).

Вещественный состав

Породообразующие минералы, слагающие связующую массу брекчии, определены рентгенофазовым и термическим анализами. Проба 7034 состоит из кальцита (32 %), гидрослюда (35 %), кварца (26 %), гётита (6 %), плагиоклаза (1 %).

Магнитная восприимчивость брекчии не превышает $0,04-0,05 (\times 10^{-3})$ ед. СИ.

Текстурно-структурные признаки

Шлиф 7034-А1 (рис. 4.1.60). Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, буровато-зелёного цвета. Состав породы:

- карбонатные обломки (33 % площади шлифа), представленные органогенным известняком и брекчией ранней генерации (1), состоящей из обломков перекристаллизованного известняка, гидрослюдистого материала фисташково-зелёного цвета и из микрозернистого карбонатного цемента;

- обломки гидрослюдистого материала (6 %) буровато-жёлтого, темно-бурого цвета, округлой, округло-полигональной, угловато-округлой формы, размерами порядка 0,5-1,5 мм (2). Иногда они оконтурены каймой гидроксидов железа.

- конкреции зонального, раскристаллизованного халцедона (7 %), (3);

- связующая масса (53 %) фисташково-зелёного цвета, гидрослюдистого состава, с тонкодисперсной рудной вкрапленностью (4).

Связующая масса более наглядно отображена на рис. 4.1.61, -62, -63. Она неоднородна (имеет разномасштабную обломочную структуру); слагающие её обломки не имеют чётко выраженных контактов. Характерны теньевые структуры нечётких очертаний, отвечающие обломкам изменённых силикатных пород.

В качестве примера, характеризующего структуру породы, рассмотрим рис. 4.2.61: остроугольные обломки гидрослюдистого материала бурого цвета (1), карбоната (2) и обломок псевдоморфозы гётита по слоистой породе (3) в мелкозернистом гидрослюдистом цементе. В верхней части снимка обломок известняка инъецирован материалом цемента.

На рис. 4.1.64 - мелкозернистая связующая масса породы крупным планом. В нижней правой части снимка – фрагмент обломка породы темно-коричневого цвета, с хаотично расположенными среди однородной основной массы мелкими зёрнами глинистого минерала, напоминающими порфиры выделения (что придаёт

ей некоторое сходство с изменённым эффузивом основного состава).

Структура связующей массы брекчии нередко напоминает туфовую.

В породе присутствуют зёрна кварца, составляющие до 1 % площади шлифа, – угловатые, округло-угловатые, иногда призматические обломки размером 0,02-0,1 мм. Края зёрен корродированы гидрослюдой.

Шлиф 7034-А3 (рис. 4.1.65). Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, буровато-зелёного цвета, аналогичная шлифу 7034-А1. Состав породы:

- обломки органогенных известняков, перекристаллизованных;

- обломки однородного гидрослюдистого материала зелёного цвета;

- связующая масса гидрослюдистого состава, базального типа, состоящая из обломков гидрослюдистых пород песчаной размерности, буровато-зелёного цвета.

Обломки аргиллитоподобных пород сложены гидрослюдой ($N_{g-Np} \leq 0,013$), содержащей вкрапленность оскольчатого кварца и рудного минерала. В тонких срезах наблюдается погасание крупных участков гидрослюдистого материала. Окраска обломков варьирует в зависимости от насыщенности гидроокислами железа. Часть обломков содержит прослойки с зёрнами кварца.

Отмечаются обломки гидрослюдистой породы зеленовато-светло-бурого цвета, не содержащей вкрапленности зёрен кварца и рудного минерала (подобная порода в отдельных случаях образует цемент брекчии).

В центральной части зонального новообразования кварца размером до 2,5 мм, расположенного в нижней части снимка, находится фрагмент гидрослюдистого материала фисташково-зелёного цвета с элементами полигональности; зональность кварца повторяет контур этого фрагмента.

Шлиф 7034-4 (рис. 4.1.66). Брекчия органогенных известняков с зеленовато-бурым поро-плёночным цементом гидрослюдистого состава. Порода состоит из обломков тонко-мелкозернистого органогенного известняка, параллельно-волокнистого кальцита (остатки раковин), единичных обломков кремнистых пород (окремнённых известняков) и из гидрослюдистого цемента зеленовато-бурого цвета, выполняющего промежутки между обломками известняка и образующего плёнки вокруг них.

Контакты между соседними обломками известняка имеют характер стилолитовых швов:

извилистый контакт одного обломка полностью повторяет контур соседнего обломка. Пространство между обломками выполнено прожилками железисто-гидрослюдистого материала (0,05-0,10 мм).

Шлиф 7034-6 (рис. 4.1.67). Большая часть шлифа представлена зоной карбонатных прожилков мощностью до 7 мм, имеющей сложное строение.

В верхней части снимка – ксенолит гидрослюдистого материала фишашково-зелёного цвета брекчиевой текстуры, микрозернистой структуры. Он состоит из замещённых гидрослюдой обломков размером до 2 мм и анизотропного матрикса того же цвета, содержащего оскольчатые зёрна кварца и тонкую вкрапленность рудного минерала (рис. 4.1.68). Ксенолит рассечён субпараллельными прожилками поперечно-волоконного кальцита двух генераций (рис. 4.1.69): плейчатые микропрожилками поперечно-волоконного кальцита мощностью менее 0,1 мм и секущими их прожилками массивного среднезернистого кальцита мощностью более 0,3 мм.

В правой верхней части рис. 4.1.68 – фрагмент обломка (более 1 мм) однородного гидрослюдистого материала, не содержащего зёрен кварца.

Шлиф 7034-7 (рис. 4.1.70). Карбонатно-гидрослюдистая брекчия с базальным гидрослюдистым цементом. Текстура динамофлюидальная (брекчиевая, ориентированная).

Обломочный материал слагает 68 % площади шлифа, он представлен (рис. 4.1.71) перекристаллизованным органогенным известняком (58 %), и гидрослюдистым материалом (10 %, - рис. 4.1.72, -73) фишашково-зелёного, зеленовато-бурого цвета, однородным, анизотропным, не содержащим зёрен кварца, с тонкодисперсной вкрапленностью гётита. Брекчия рассечена более мощным (до 0,25 мм) извилистым прожилком гидрослюдистого материала, отличающегося отсутствием зернистости и вкрапленности рудного минерала.

Связующая масса брекчии (25 %) представляет собой микрочешуйчато-волоконистый агрегат гидрослюды, возможно - селадонита (Ng-Nr = 0,013). Отмечается одновременное погасание крупных участков цемента. Структура цемента варьирует: большей частью в нём заметны реликты обломочного строения, иногда цемент представляет собой однородную гидрослюдистую массу. По структурным признакам цемент брекчии идентичен обломкам гидрослюдистого материала, наблюдаются взаимные переходы. На

рис. 4.1.72 - выделение микрозернистого гидрослюдистого материала (с тонкой вкрапленностью кварца и окисленного пирита), по форме более напоминающее обломок и, в то же время, образующее инъекции в окружающие обломки известняка. Прожилки поперечно-волоконного кальцита (рис. 4.1.74) составляют 3 % площади шлифа.

Для породы характерна тонкодисперсная вкрапленность гётита, развитого по пириту (2 %). В незначительном количестве присутствуют зёрна кварца алевритовой размерности (1 %) и выделения зонального халцедона (1 %).

В центре шлифа – зерно глинистого минерала зелёного цвета, обладающего слабым плеохроизмом (рис. 4.1.75). На его поверхности заметна реакционная кайма; наблюдается прораствание зерна кальцита в глинистый материал.

Предположительно, исследуемая горная порода (шлифы 7034-A1 ÷ 7034-7) представляет собой ксенотуф (ксенотуфобрекчию) с базальным аргиллизированным цементом щёлочно-основного состава, но веских доказательств нет, кроме слабого структурного сходства.

4.1.1.4. Изменённые породы в гроте Затейливым

Юго-Западная стена грота Затейливый сложена непрочным, сильно изменённым (доломитизированным, перекристаллизованным) известняком (т.н. 7024). Из него отобрана минералогическая проба 7024 весом 7,5 кг (вес тяжёлой фракции 0,04 г).

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7024 следующий:

- немагнитная фракция (0,01 г): преобладает циркон; в подчинённом количестве - редкие зёрна рутила, лейкоксена, корунда, пирита, анатаза, карбоната;

- электромагнитная фракция (0,01 г): преобладают гидроксиды железа и псевдоморфозы лимонита по пириту; в подчинённом количестве - редкие зёрна эпидота, пирита, карбоната, корунда, турмалина, гидроокислов марганца; единичные зёрна хромшпинелида и бледнооранжевого альмандина;

- магнитная фракция (0,02 г): преобладают магнитные гидроксиды железа (100 %); присутствуют магнитные сферулы.

Наличие магнитных сферул в известняке свидетельствует о том, что он был преобразован высокотемпературными вулканическими процессами в условиях активного газодинамического режима.

4.1.2. Глинистые отложения пещеры Усвинская

Отложения коричневого глинистого материала сосредоточены в гротах Куполок (т.н. 7022), Сухой (т.н. 7035), Надежды (т.н. 7074, 7114), в Северо-западной галерее, в дальней части Восточной галереи и в ходах малого сечения возле грота Узловой. Повсеместно с поверхности они визуальны однородны, но на глубине 20-50 см и более - имеют брекчиевую (литокластическую) текстуру и не несут признаков водного отложения.

4.1.2.1. Гроты Куполок и Сухой

Грот Куполок, расположенный в центральной части пещеры, представляет собой небольшое, 2,0×2,5 м, расширение короткой галереи, имеющее овальные очертания (рис. 4.1.76). Пол грота и ведущего к нему хода сложен глиной, залегающей в форме бугра.

Грот Сухой, расположенный в 15 м северо-восточнее грота Куполок, также представляет собой, с некоторыми допущениями, шаровидную полость с залежью глины выпуклой формы (рис. 4.1.77, -78). Подобные шаровидные полости в известняках принято считать признаками гидротермокарста, однако в данном случае есть повод для сомнения: полное отсутствие прожилково-жильных образований карбонатного или иного состава, без которых немислим гидротермальный процесс.

Вещественный состав

Из глинистых отложений грота Куполок отобрана минералогическая проба 7022 весом 5,7 кг; вес тяжёлой фракции 9,12 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7022 следующий:

- немагнитная фракция (0,04 г): преобладают циркон (70 %) и рутил (8 %); в подчинённом количестве – лейкоксен, кианит, анатаз, гидроксиды железа, корунд, кварц;

- электромагнитная фракция (2,85 г): преобладают гидроксиды железа и псевдоморфозы лимонита по пириту (99 %); в подчинённом количестве – редкие зёрна турмалина, эпидота, ставролита, фуксита;

- магнитная фракция (1,96 г): магнитные гидроксиды железа – 100 %;

- крупная фракция (4,27 г): гидроксиды железа – 100 %.

Отмечено 1 зерно муассанита бирюзового

цвета (0,1×0,15 мм), зёрна оплавленного кварца и единичные зёрна хромшпинелида размерами 0,1-0,2 мм.

Лёгкая фракция представлена кварцем, кремнистыми обломками, гидроксидами железа, калиевым полевым шпатом.

Химический состав глинистого материала, отобранного в гроте Сухой с глубины 30-40 см (проба 7035), по данным рентгеноспектрального флуоресцентного анализа, следующий (мас. %): SiO₂ – 57,78; TiO₂ – 0,679; Al₂O₃ – 12,90; FeO – 6,11; MnO – 0,139; MgO – 0,80; CaO – 6,84; Na₂O – <1; K₂O – 1,29; P₂O₅ – 0,09; V – 0,011; Cr – 0,009; потери при прокаливании – 12,80; сумма = 99,45 %.

Текстурно-структурные признаки

Материал для петрографического изучения глинистого материала в гроте Куполок отобран с глубины 50 см. Изготовлены полированный образец и шлиф 7035-2. Ниже приводится обобщённая петрографическая характеристика исследуемого материала.

Образец, шлиф 7035-2 (рис. 4.1.79). Обломочная порода (брекчия) красновато-коричневого цвета, глинистого состава. Текстура разнообломочная, литокластическая (туфовая).

Среди обломков явно преобладает глинистая порода красновато-бурого цвета, однородная, напоминающая аргиллит; предположительно, она является изменённым флюидальным стеклом. Прочие обломки представлены микрокристаллическим агрегатом хлорита (также изменённым стеклом?), агрегатом хлорита и рудного минерала, лимонитом, многочисленными новообразованиями халцедона, кристаллами кальцита, кварцито-песчаниками, зёрнами кварца (составляющими до 10 % площади шлифа), в т.ч. крупными, брекчированными, с волнистым погасанием.

Отмечен обломок (1,5×3,5 мм) вторичной гидрослюдисто-кремнистой породы зеленовато-серого цвета (рис. 4.1.80). Структура, благодаря наличию лейстовидных обособлений замещённого халцедоном минерала, более напоминает долеритовую или пойкилоофитовую. Промежутки между новообразованиями халцедона заполнены хлоритом, содержащим до 5-10 % рудной вкрапленности.

На рис. 4.1.81 - реликт лимонитовой оболочки, покрывавшей, предположительно, кристалл (или обломок) полигональных очертаний. Внутри оболочки – зерно кварца и минералов, составляющих связующую массу. Округло-полигональное зерно лимонита, изображённое на

рис. 4.1.82, очертаниями напоминает псевдоморфозу по оливину.

Отмечен монокристалл кальцита гексагональных очертаний, с ровными гранями, окружённый каймой глинистого материала (рис. 4.1.84); предположительно, является псевдоморфозой по неустановленному минералу.

Связующая масса, составляющая не более 10 % площади шлифа, представлена агрегатом мелких, < 0,01 мм, зёрен железистой глины, гидрослюд, кальцита, кварца, гидроксидов железа.

Предположительно, исследуемая горная порода является изменённым литокластическим ксенотуфом.

4.1.2.2. Грот Надежды, точка наблюдения 7074

Грот Надежды, один из самых крупных в Усвинской пещере, находится в её нижней части. В грот можно попасть из грота Узловой по галерее, заканчивающейся девятиметровым спуском. Пол грота сложен глинистым материалом коричневого цвета, без признаков слоистости; на срезе глинистого материала отчётливо видны слагающие его остроугольные обломки ожелезнённых пород и глины. Поверхность залежи частично сnivelирована паводковыми подтоплениями, оставившими в глине неглубокое сухое русло.

Текстурно-структурные признаки

Шлиф 7074-5 (рис. 4.1.85). Разнообломочная глинистая порода красновато-коричневого цвета. Текстура брекчиевая, литокластическая. Обломки представлены: кремнистыми породами (20 %), лимонитом (20 %), кварцем (11 %), аргиллитоподобным глинистым материалом (13 %), известняками (1 %). Цемент (35 %) – мелкозернистый глинистый материал красно-бурого цвета.

Краткая характеристика обломков:

- аргиллитоподобный глинистый материал красно-бурой, оранжево-красной окраски, изотропный или слабо анизотропный, слагает обломки угловатой, угловато-округлой и неправильной формы размером 0,3-1,5 мм (рис. 4.1.86, центр снимка), являющиеся, предположительно, изменённым стеклом. Форма некоторых обломков имеет сходство (возможно, случайное) с зёрнами оливина или хромшпинелида;

- микроволокнистый, волокнистый агрегат халцедона, часто образующий сферолито-оолитовые сростки, слагает угловатые, сильно

вытянутые, неправильные, округлые и почти призматические обломки размером 0,1-3,0 мм. Многие обломки содержат примесь глинистого материала и лимонита;

- остроугольные обломки окремнённых пород и округлые зёрна лимонита цементированы красновато-коричневым мелкозернистым глинистым цементом базального типа (рис. 4.1.87). Обломок окремнённой породы в левой части снимка инъецирован глинистым материалом;

- известняки слагают угловатые обломки размером до 1,2 мм. В краевых частях обломков развивается мелковолокнистый агрегат халцедона (рис. 4.1.88);

- окатанные, угловато-окатанные, угловатые зёрна кварца размером 0,05-1,5 мм нередко корродированны; они имеют неравномерное, нередко блочное и волнистое погасание;

- лимонит слагает обломки округлой, овальной, угловато-округлой формы, размером 0,05-4,0 мм, изотропные, чёрного цвета. В сильном проходящем (рис. 4.1.89) и в отражённом свете (рис. 4.1.90, -91) отчётливо видно внутреннее строение зёрен лимонита: они состоят из мелких (0,01-0,02 мм) неоднородностей округлой, реже полигональной формы и из мелкозернистого базального лимонитового матрикса.

Связующей массой служит глинистый материал красно-бурой, участками жёлто-бурой окраски, мелкозернистый (рис. 4.1.92). На некоторых участках в цементе видны контуры мелких обломков глинистого материала того же состава, что и весь цемент.

Встречен единичный обломок окремнённой породы флюидальной структуры (рис. 4.1.93, -94); напоминает изменённое стекло. Для неё характерно наличие округлых глобулей с глинистым материалом в центральных частях.

Шлиф 7074-8 (рис. 4.1.95). Разнообломочная глинистая порода красновато-коричневого цвета; аналогична шлифу 7074-5. Текстура литокластическая. Порода состоит из остроугольных обломков кремнистых пород, аргиллитоподобных глинистых пород, лимонита и мелкозернистого глинистого цемента красно-бурого цвета, базального типа (рис. 4.1.96).

Цемент состоит из зёрен глинистого материала красноватого и зеленовато-жёлтого цвета, зёрен кварца и лимонита.

В отражённом свете заметны мелкие неоднородности, составляющие зёрна лимонита; в отдельных случаях они напоминают реликты микрофауны (рис. 4.1.97).

Образец 7074-9 (рис. 4.1.98). Порода, аналогичная шлифу 7074-5. Брекчия коричневого цвета, состоящая из остроугольных и овальных обломков вторичных пород различного состава и глинистой связующей массы. Текстура литокластическая, туфовая.

Состав обломков: однородная глинистая порода коричневого цвета (1), вторичная кремнистая порода (2), лимонит (3). Зёрна лимонита крупнее 1 мм имеют, как правило, овальные очертания; зёрна меньшего размера большей частью полигональны. Связующая масса (4) – микророзернистый агрегат обломков тех же пород, преимущественно – сложенных глинистым материалом. В отдельных случаях в частицах глинистого материала (1) заметны полигональные тёмные структуры, т.е. глина развита по довольно крупным, до 5 мм, кристаллам.

По своим структурным признакам, исследуемая горная порода (образцы 7074-5 ÷ 7074-9) является, предположительно, кристалло-витро-литокластическим ксенотуфом; порода нацело аргиллизирована.

4.1.2.3. Грот Надежды, точка наблюдения 7114

Точка наблюдения 7114 расположена возле южной стенки грота. Глинистые отложения красновато-коричневого цвета слагают пологий бугор, не подверженный сезонным подтоплениям. С глубины 0,5 м отобрана минералогическая проба и ряд образцов для изготовления шлифов. Отмечено отсутствие слоистости отложений; в глинистом материале повсеместно проявлена брекчиевая текстура: крупные, до и см, остроугольные (!) обломки пластичного глинистого материала сцементированы агрегатом мелких обломков того же состава.

Вещественный состав

Породообразующие минералы определены рентгенофазовым и термическим методами (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). В пробе 7114 установлено наличие монтмориллонита (66 %), кварца (15 %), кальцита (5 %), хлорита (5 %), гётита (8 %), плагиоклаза (следы).

Химический состав глинистого материала определён микрозондовым анализом шлифа 7114-1. Средние (по 6 точкам) значения концентраций породообразующих окислов следующие (мас. %): SiO₂ – 46,05; TiO₂ – 0,78; Al₂O₃ – 27,24; Fe₂O₃ – 11,47; MgO – 2,88; CaO – 3,69; K₂O – 3,12; Сумма – 95,23. Опробованный материал

характеризуется наиболее низкой из всех проб концентрацией SiO₂, более характерной для пород основного состава.

Электронно-микроскопическое исследование глинистого материала показало отсутствие признаков окатанности глинистых частиц; обломки глинистого материала покрыты плёнками окисного ожелезнения, что, по-видимому, обусловило бурый цвет горной породы.

Общий характер строения глинистого материала иллюстрирован снимком (рис. 4.1.99); глинистый материал представляет собой агрегат чешуйчатых индивидов (рис. 4.1.100). Среди него выявлены зёрна монацита (рис. 4.1.101), церианита (рис. 4.1.102) и оксигидроксидов (рис. 4.1.103); для них определён химический состав примесных фаз (табл. 4.1.3; рис. 4.1.104, -105, -106).

Наличие в пробе *церианита* - (Ce, Th)O₂ имеет принципиальное значение, оно проливает свет на происхождение породы. Церианит является одним из самых редких минералов редкоземельных элементов. С.Г. Скублов и др. сообщают, что с момента его открытия в 1950-х годах известно не более 20 достоверных упоминаний о находках этого минерала [67].

Будучи соединением, изоструктурным ураниниту, церианит встречается в пегматитах, карбонатитах, гидротермально изменённых гранитах, изредка – в корах выветривания (и не характерен, в отличие от монацита, для осадочных пород). Нарастания церианита размером в несколько микрон на алмазную фазу обнаружено в карбонадо Бразилии [67].

Церианит является эффективным индикатором параметров минералообразования, поскольку Ce, единственный элемент из когерентных REE, в природных условиях может быть не только трехвалентным, но и четырехвалентным. Образование церианита возможно только в сильно окислительных обстановках, преимущественно в щелочных растворах (флюидах) [67].

Минералогическая проба 7114 взята с глубины 40-50 см. Вес пробы 2,02 кг, вес тяжёлой фракции (≤ 0,1 мм) – 0,85 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7114 следующий:

- немагнитная фракция (0,04 г): рутил, циркон, кварц, слюдистые обломки;
- электромагнитная фракция (0,76 г): преобладающая ассоциация - гидроксиды железа + глинисто-слюдистые обломки с лимонитом (94 %); прочие минералы - марганцевые обломки (5 %), циркон, рутил, турмалин, эпидот, карбонат, ставролит, кианит, амфибол, кварц, хлорит, гематит, хромшпинелид, гранат, ильменит, слюдистые обломки ярко-зелёного цвета;

- магнитная фракция (0,05 г): магнитные гидроксиды железа, магнетит и магнитные сферулы.

Лёгкая фракция представлена слюдисто-глинистыми обломками с гидроксидами железа, карбонатом, кварцем.

Таблица 4.1.3

Химический состав примесных фаз в образце 7114-1, мас.%

Окислы	1	2	3	4
ThO ₂	5,5	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Ce ₂ O ₃	31,01	82,68	«	«
La ₂ O ₃	16,33	Не обн.	«	«
Nd ₂ O ₃	10,8	«	«	«
Sm ₂ O ₃	1,66	«	«	«
Gd ₂ O ₃	1,66	«	«	«
Fe ₂ O ₃	Не обн.	«	1,92	2,67
MnO	«	3,61	72,12	75,5
NiO	«	Не обн.	3,84	3,12
CoO	«	3,24	0,65	Не обн.
ZnO	«	Не обн.	1,41	1,73
CaO	2,52	«	0,78	0,62
K ₂ O	Не обн.	«	0,24	Не обн.
P ₂ O ₅	30,44	3,06	Не обн.	«
Сумма	99,92	92,59	80,96	83,64

Примечания: 1 - монацит, 2 – церианит, 3, 4 – оксигидроксиды. Измерения выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400, аналитик В.Н. Филиппов

Текстурно-структурные признаки

Образец 7114-1 (рис. 4.1.107). Разнообломочная глинистая порода (брекчия) буровато-коричневого цвета. Текстура литокластическая, напоминает текстуру литокластических туфов основного состава. Сортировка материала отсутствует.

Состав породы:

- остроугольные, реже овальные обломки (размером 0,5-4,0 мм) аргиллитоподобного глинистого материала буровато-коричневого цвета, однородного или с тончайшими белёсыми прослоями;

- остроугольные обломки (размером 0,2-2,0 мм) аргиллитоподобного глинистого материала светло-бурого цвета, однородного;

- остроугольные обломки (до 0,15 мм) вторичных кремнистых пород;

- зёрна рудного минерала (гётита) размером до 0,5 мм, имеющие нередко полигональные очертания;

- связующая масса базального типа, состоящая преимущественно из микрозернистого агрегата зёрен глинистого материала.

Шлиф 7114-2 (рис. 4.1.108). Разнообломочная порода (брекчия, туф) глинистого состава, красновато-коричневого цвета. Текстура брекчиевая, литокластическая. В составе породы преобладают крупные (до 4-5 мм) остроугольные обломки глинистых слоистых пород, напоминающих аргиллиты с прослоями алевролитов. Окраска варьирует от красновато-коричневой до зеленовато-бурой.

Не исключено, что аргиллитоподобный материал изначально представлял собой вулканическое стекло с линиями течения, но веских доказательств нет. Присутствуют также обломки вторичных кремнистых образований, остроугольных обломков трещиноватого кварца, халцедона, мелкие зёрна рудного минерала.

Связующая масса мелкозернистая, состоит из микрочастиц глины.

Образец, шлиф 7114-3 (рис. 4.1.109) аналогичны шлифам 7114-1, -2. Разнообломочная брекчия (туф), состоящая из остроугольных обломков глинистых пород, вторичных кремнистых образований, кварца, лимонита и базально-гидрослюдисто-глинистого цемента. Текстура массивная, литокластическая.

Для породы характерно наличие крупных, до 10 мм, остроугольных обломков глинистых пород, как однородных, так и тонкослоистых (на рис. 4.1.109 - обломки 1, 2, 3). Возможно, они сложены изменёнными аргиллитами, но не исключён вариант (и он весьма вероятен, хотя строгих доказательств нет), что они представляют собой аргиллизированное вулканическое стекло с линиями течения. Прослой в ряде случаев имеют зеленоватую окраску. Следует отметить изрезанную форму контакта одного из прослоев обломка № 2.

В шлифе (рис. 4.1.110) крупные обломки однородного аргиллитоподобного глинистого материала красноватого цвета (1), имеющие относительно однородную микроструктуру и волнистое погасание, являются, предположительно, изменённым стеклом; обломки, сложенные агрегатом глинистых микрочастиц (2), являются вторичными образованиями по микрозернистой силикатной породе. Крупные обломки отчётливо выделяются в скрещенных николях на фоне связующей массы (3), состоящей из мелких обломков перечисленных пород.

Обломки красноватого глинистого материала инъецированы связующей массой.

Фрагмент крупного обломка флюидального аргиллитоподобного глинистого материала коричневатого-красного цвета, с прослоями (до 0,1-0,3 мм) микрозернистого кварцевого и гидрослюдистого материала изображён на рис. 4.1.111. Прослой симметричны, не являются ритмами осадконакопления. Предположительно, обломок сложен изменённым стеклом.

Для брекчии характерно наличие зёрен кварца, имеющих округлую и остроугольную форму и волнистое погасание. На рис. 4.1.112 - брекчия, состоящая из обломков гидрослюдистого материала, кремнистых пород, кварца и лимонита. В верхней части снимка два соседних зерна кварца округлой формы рассечены единой системой микротрещин, из чего следует, что порода претерпела динамическое воздействие, находясь

в твёрдом состоянии (до глинизации).

Аналогичная брекчия изображена на рис. 4.1.113. Она состоит из:

- обломков кремнистых пород (5);
- обломков глинистого материала красноватого (1, 2, 3) и красновато-коричневого (4) цвета, различающихся по насыщенности гидроокислами железа; обломок (3) представляет собой однородное аргиллизированное стекло, разбитое трещинами и замещённое по трещинам гидроокислами железа;
- зёрен кварца, имеющих остроугольную (6) и округлую (7) форму, волнистое погасание;
- овальных гнёзд гидроксидов железа (8);
- цементирующей массы, состоящей из мельчайших зёрен вторичного глинистого минерала (согласно рентгенофазовому анализу – монтмориллонита).

Выводы. Глинистые отложения из грота Надежды, охарактеризованные образцами, шлифами 7114-1, -2, -3 имеют литокластическую структуру и в значительной мере состоят из аргиллизированного вулканического стекла. В составе магнитной фракции присутствуют магнитные сферулы, являющиеся индикатором активного газодинамического режима формирования породы.

По своему химическому составу ($\text{SiO}_2 = 46,05\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 11,47\%$, $\text{K}_2\text{O} = 3,12\%$) порода отвечает магматическим породам щёлочно-основного состава. На принадлежность исходной горной породы к магматитам щёлочно-основного состава указывает также наличие микровключения церианита, - достаточно редкого минерала магматических пород.

Флюидальный аргиллитоподобный материал, несмотря на отсутствие формальных доказательств, всё-таки является изменённым вулканическим стеклом. В нём отсутствуют два признака тонкодисперсных осадочных пород: параллельные прослой кластогенного кварца и прослой, обогащённые углистым материалом, столь характерным для тонкодисперсных осадочных пород.

Предположительно, исследуемая горная порода является нацело изменённым витролитокластическим туфом щёлочно-основного состава.

Иллюстрации к главе 4.1

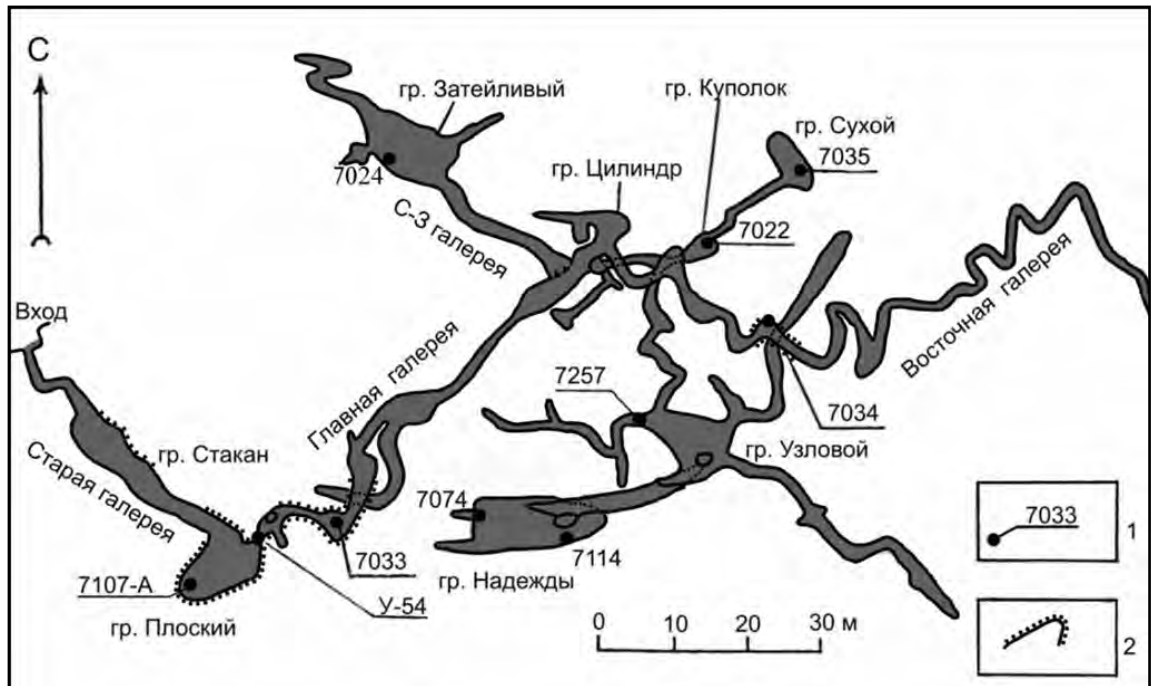


Рис. 4.1.1. Пещера Усьвинская. План и схема опробования
1 – точки наблюдения и их номера, 2 – выходы брекчий

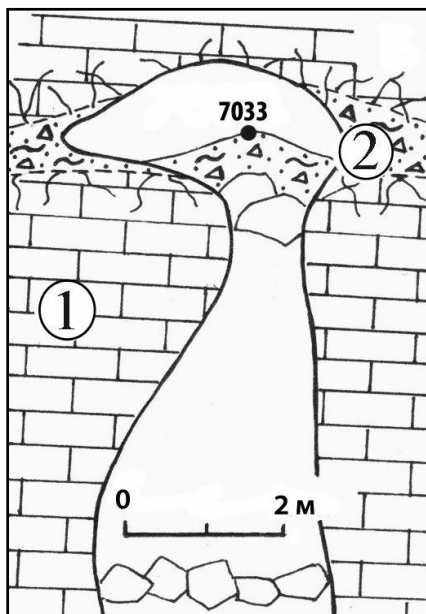


Рис. 4.1.2. Вертикальный разрез через Главную галерею. В верхней части – грот Серпентиновый (т.н. 7033):
1 – известняк, 2 – брекчия



Рис. 4.1.3. Грот Серпентиновый, точка наблюдения (т.н.) 7033. Пласты брекчий (1÷4) среди известняков

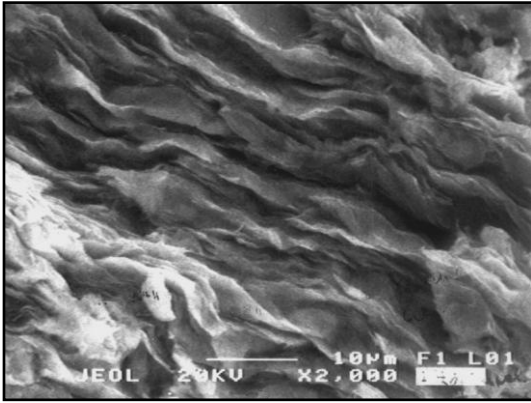


Рис. 4.1.4. Проба 7033-5, ув. $\times 2000$, в обратных электронах. Слюдистый материал в сечении, перпендикулярном слоистости

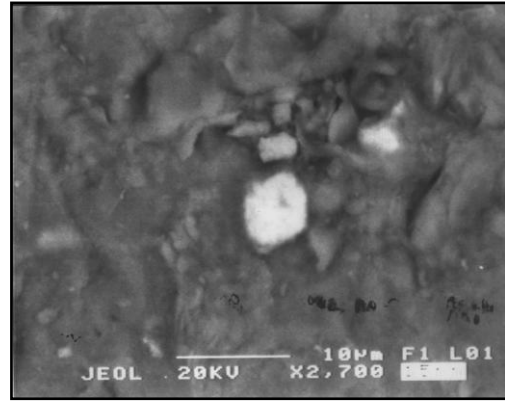


Рис. 4.1.5. Проба 7033-7, ув. $\times 2700$, в упруго-отраженных электронах. Полигональное зерно ильменита среди слюдистого материала

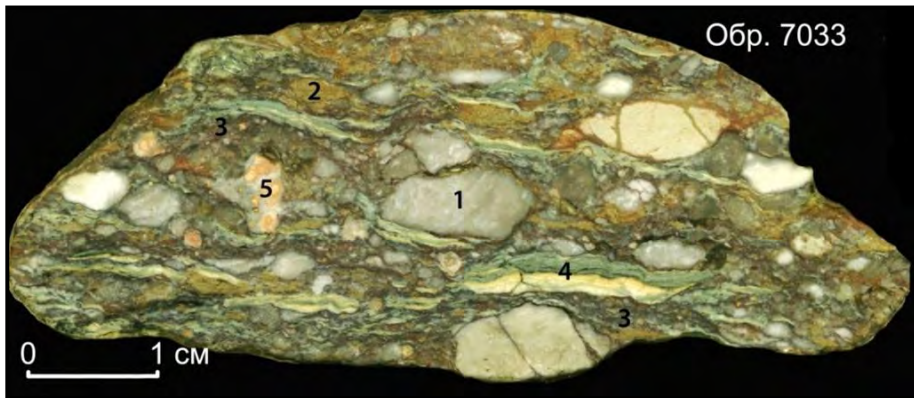


Рис. 4.1.6. Образец 7033. Поточная структура брекчи карбонатно-гидротермического состава: 1 – известняк, 2 – гидротермический материал, 3 – связующая масса, 4 – линзы гидротермической (зелёное) и кальцита (жёлтое), 5 - халцедон

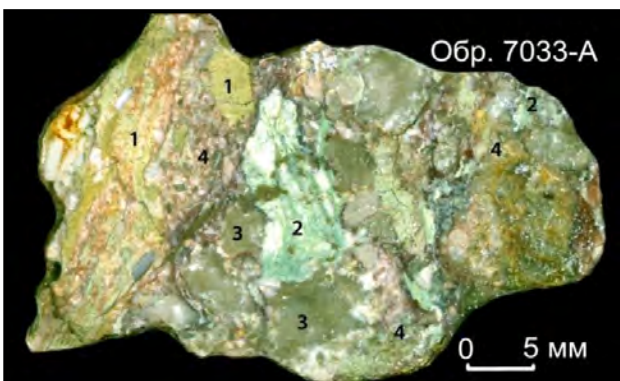


Рис. 4.1.7. Образец 7033-А.
Брекчия карбонатно-гидротермического состава:
1, 2 – гидротермический материал, 3 – известняк,
4 - связующая масса



Рис. 4.1.8. Брекчия карбонатно-гидротермического состава: 1, 2 – известняк, 3 - гидротермический материал, 4 – связующая масса, 5 – железистая конкреция

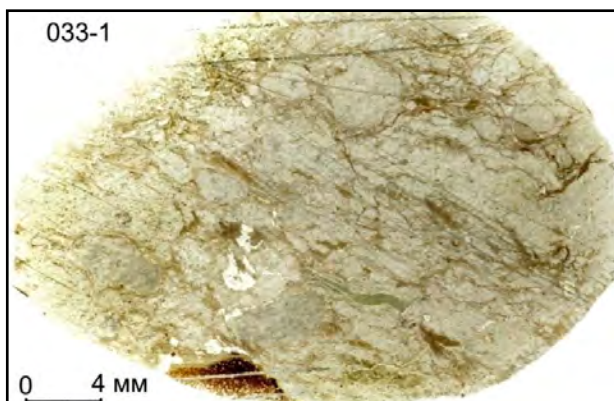


Рис. 4.1.9. Шлиф 033-1. Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава; внизу – фрагмент конкреции

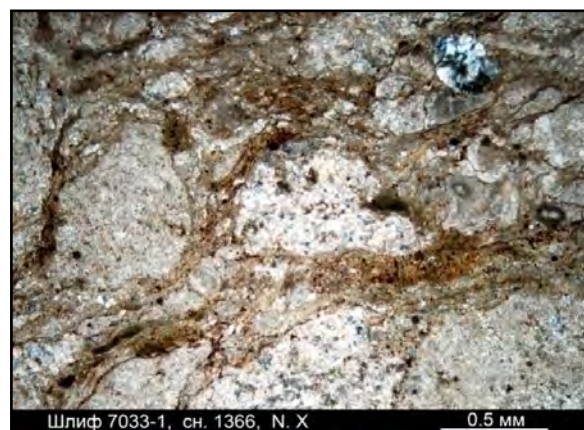


Рис. 4.1.10. Шлиф 7033-1, снимок 1366, ник. X. Микропрожилки гидрослюды, образующие цемент брекчии

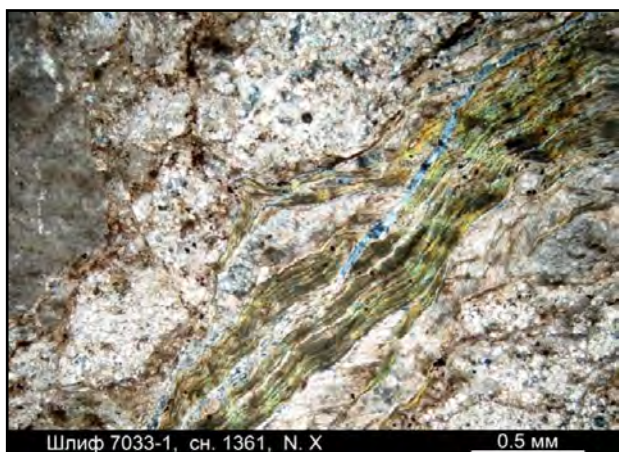


Рис. 4.1.11. Шлиф 7033-1, снимок 1361, ник. X. Флюидальные прожилки гидрослюды в брекчии

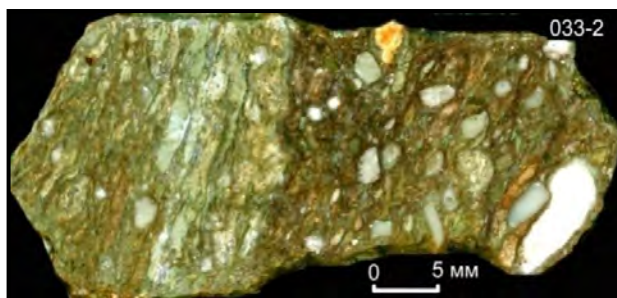


Рис. 4.1.12. Образец 033-2. Динамофлюидальная текстура брекчии карбонатно-гидрослюдистого состава



Рис. 4.1.13. Шлиф 033-2, снимок 389, ник. II. Брекчиевая и ориентированная структура связующей массы брекчии



Рис. 4.1.14. Шлиф 033-2, снимок 396, ник. X. Карбонатно-гидрослюдистая брекчия крупным планом: 1 – микропрожилки гидрослюды ранней генерации, 2 – прожилки гидрослюды поздней генерации, 3 – зональный обломок известняка

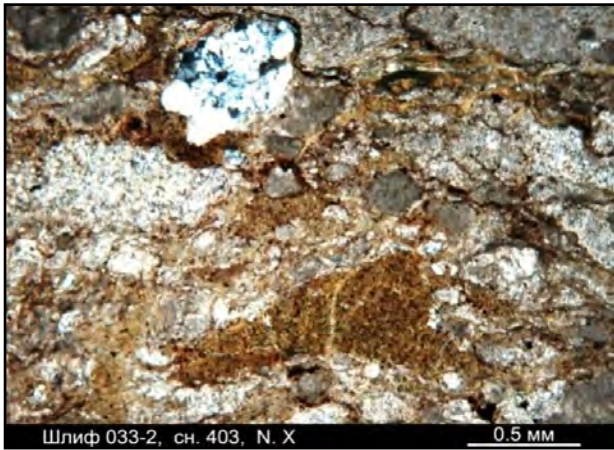


Рис. 4.1.15. Шлиф 033-2, снимок 403, ник. X. В нижней части – переход обломка гидрослюдистого материала в микропрожилки. В верхней – известняк с микропрожилками гётита (серое) и конкреция халцедона (белое)



Рис. 4.1.16. Шлиф 033-2, снимок 410, ник. II. В нижней части – обломок гидрослюдистого материала, осветлённый с поверхности

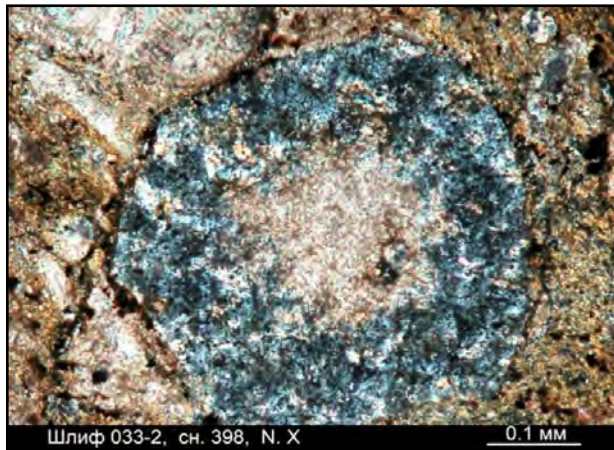


Рис. 4.1.17. Шлиф 033-2, снимок 398, ник. X. Полигональное зерно кальцита с оторочкой гидроокислов железа

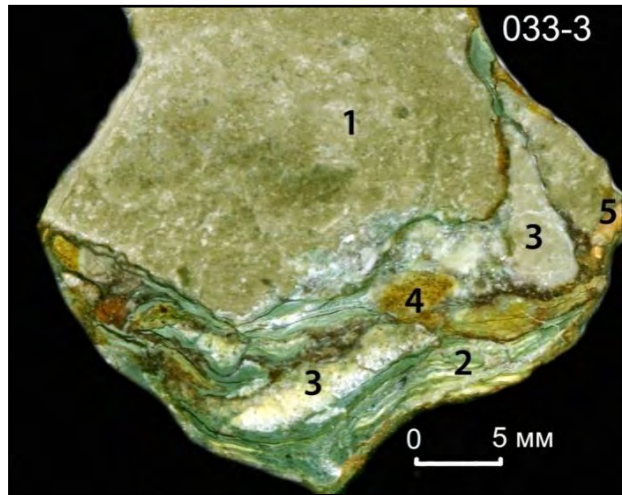


Рис. 4.1.18. Образец 033-3. Известняк (1), рассечённый прожилками гидрослюды (2) и кальцита (3); 4 - обломки гидрослюдистого материала, 5 – халцедон

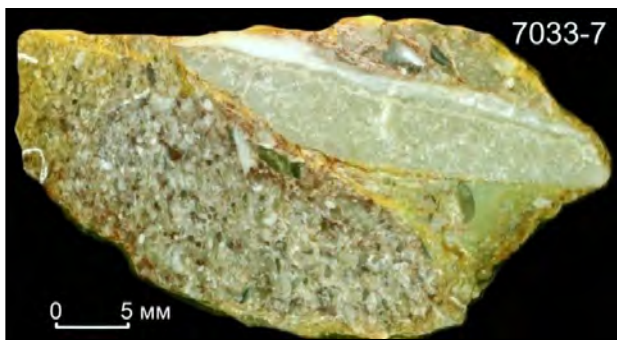


Рис. 4.1.19. Образец 7033-7. Обломок брекчии и известняка, сцементированные гидрослюдистым материалом (зелёное)

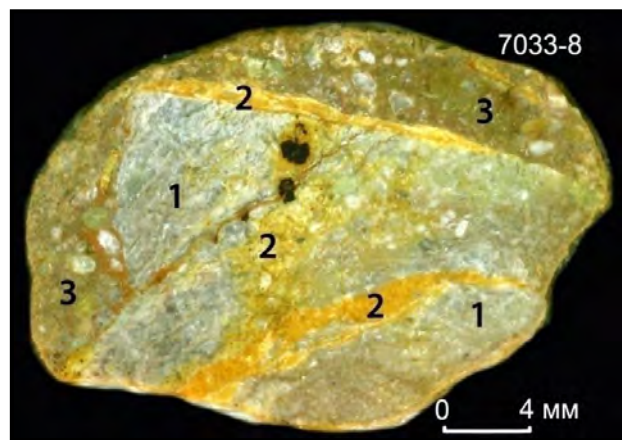


Рис. 4.1.20. Образец 7033-8. Обломок брекчированного известняка (1) с прожилками кальцита (2) в цементе поздней генерации (3)

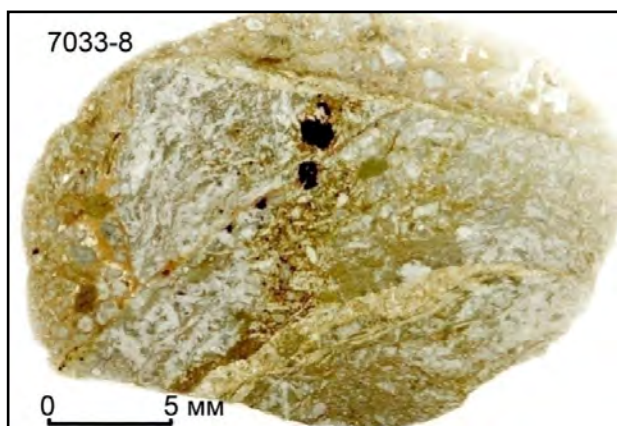


Рис. 4.1.21. Шлиф 7033-8. То же; в обломке брекчированного известняка - обилие включений гидрослюд

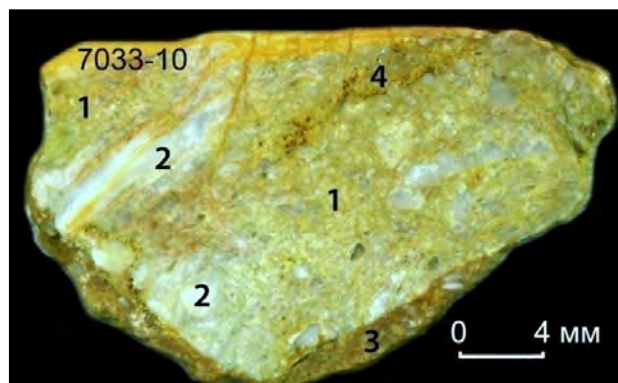


Рис. 4.1.22. Образец 7033-10:
1 – цемент брекчии ранней генерации,
2 – обломки известняка,
3 – брекчия поздней генерации,
4 – вкрапленность лимонита по пириту

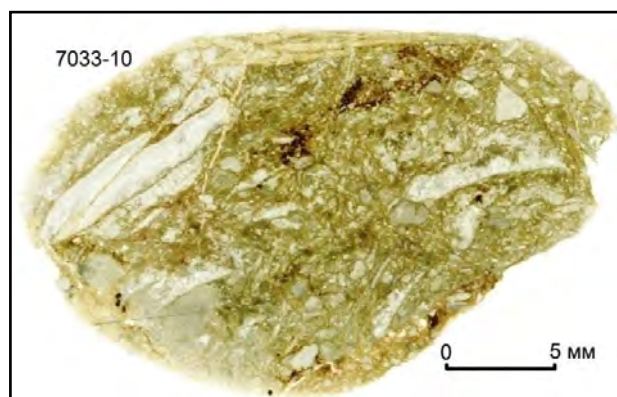


Рис. 4.1.23. Шлиф 7033-10. Ориентированное расположение обломков известняка в брекчии ранней генерации

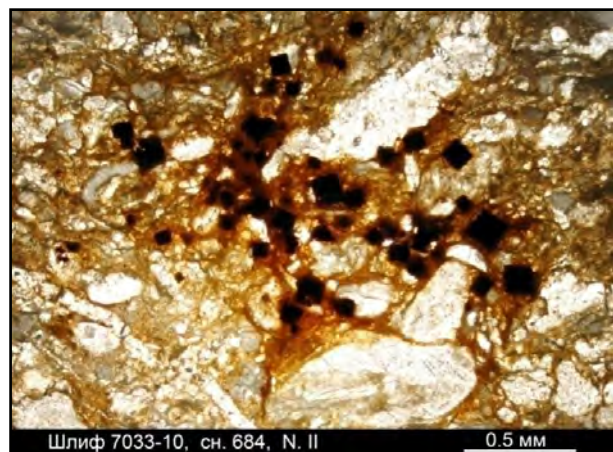


Рис. 4.1.24. Шлиф 7033-10, снимок 684, ник. II. Брекчия ранней генерации крупным планом. Скопление окисленного пирита



Рис. 4.1.25. Шлиф 7033-10, снимок 687, ник. X. Правая часть крупного обломка известняка рассеяна микропрожилками гидрослюд; слева обломок ограничен ортогональной им зоной прожилков

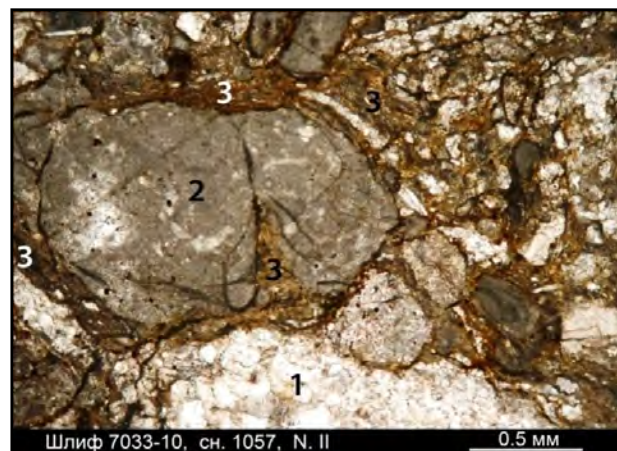


Рис. 4.1.26. Шлиф 7033-10, снимок 1057, ник. II. Обломки крупнокристаллического (1) и пелитоморфного (2) известняка разделены и инъецированы прожилками гидрослюдистого материала бурого цвета (3)



Рис. 4.1.27. Шлиф 7033-10, снимок 688, ник. II.
Контакт: сверху – брекчия ранней генерации, справа
внизу – брекчия поздней генерации

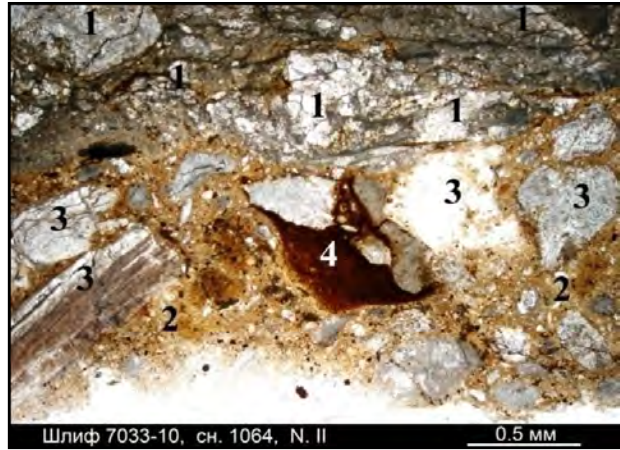


Рис. 4.1.28. Шлиф 7033-10, снимок 1064, ник. II:
1 – карбонатные обломки брекчии ранней
генерации,
2 – цемент брекчии поздней генерации,
3 – карбонатные обломки брекчии
поздней генерации,
4 – гнездо лимонитизации

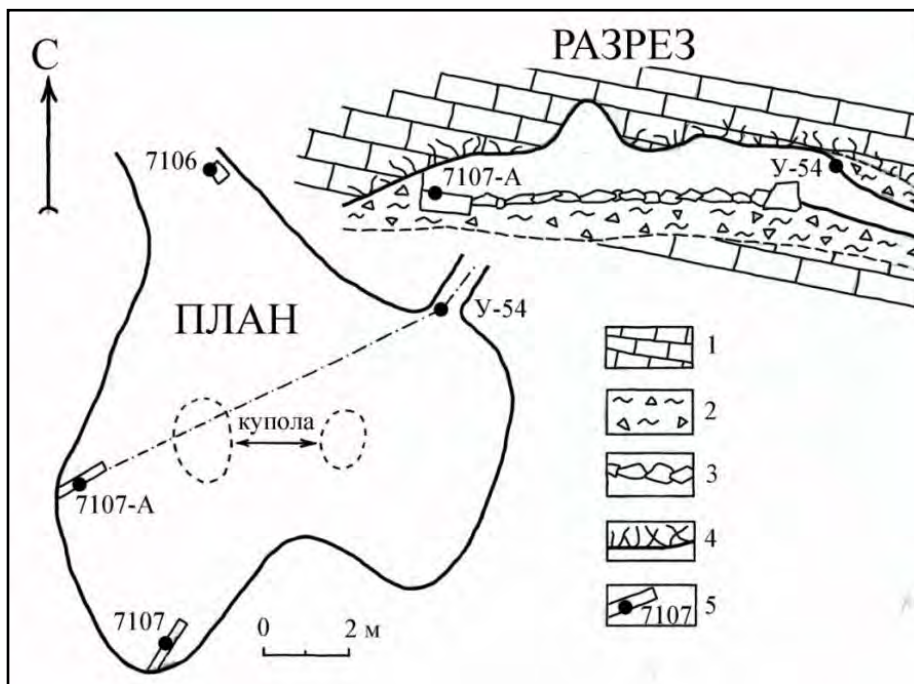


Рис. 4.1.29. Грот Плоский; план и разрез:
1 – известняк, 2 – брекчия, 3 – глыбовые отложения,
4 – трещиноватость известняков, 5 – канавы, точки
наблюдения и их номера



Рис. 4.1.30. Грот Плоский, т.н. 7107. В центре снимка – брекчия с гидрослюдистым цементом, в верхней части – брекчированный известняк



Рис. 4.1.31. Грот Плоский, т.н. 7107. Вариации окраски брекчии: убывание степени окисления с глубиной

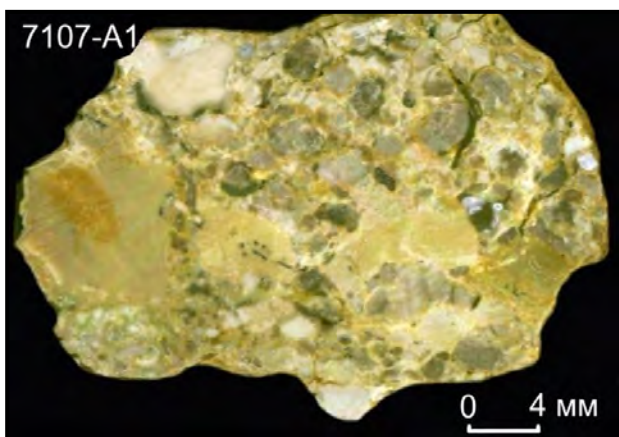


Рис. 4.1.32. Образец 7107-A1. Внешний вид брекчии гидрослюдисто-карбонатного состава

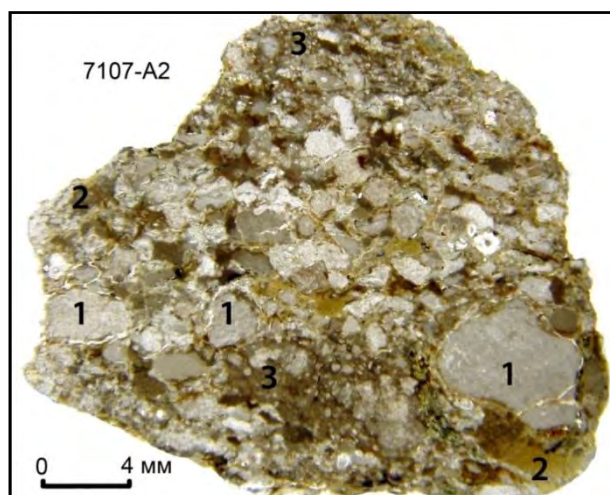


Рис. 4.1.33. Шлиф 7107-A1. Брекчия гидрослюдисто-карбонатного состава:
1 - обломки известняка,
2 - обломки гидрослюдистой породы,
3 - связующая масса гидрослюдистого состава



Рис. 4.1.34. Шлиф 7107-A3. Брекчия гидрослюдисто-карбонатного состава, параллельный срез образца

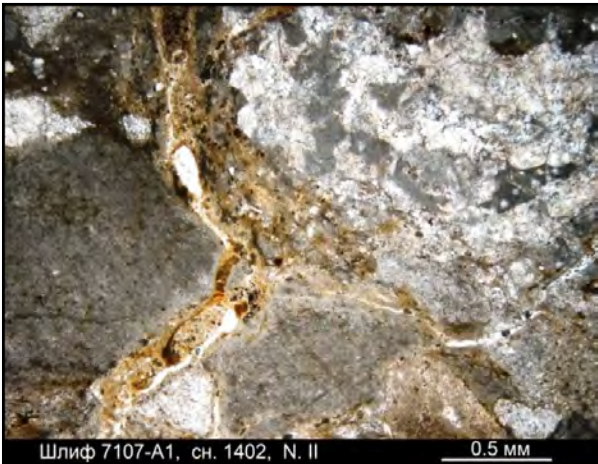


Рис. 4.1.35. Шлиф 7107-A1, снимок 1402, ник. II. Составляющие брекчию обломки пелитоморфного (слева) и перекристаллизованного (справа) известняка

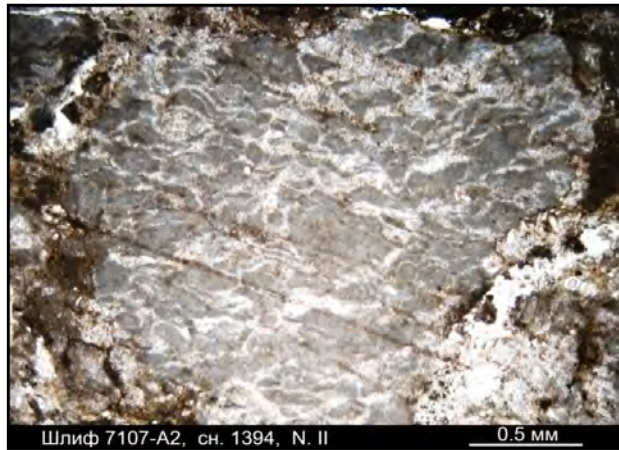


Рис. 4.1.36. Шлиф 7107-A1, снимок 1394, ник. II. Обломок перекристаллизованного известняка, инъецированный гидрослюдой (бурое) и новообразованным кальцитом (белое)

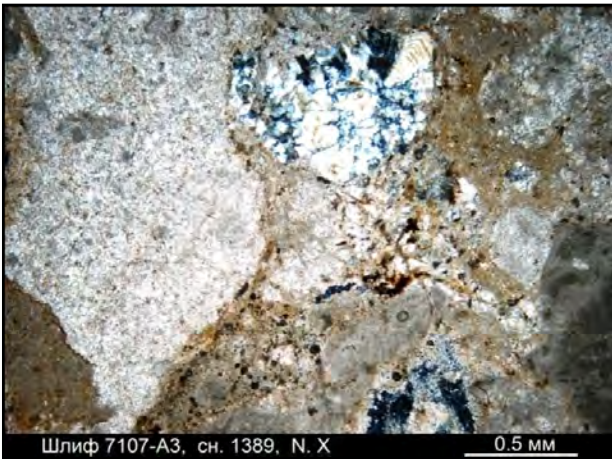


Рис. 4.1.37. Шлиф 7107-A1, снимок 1389, ник. X. Секущая позиция гидрослюдистого цемента (бурое) относительно обломков известняка. В верхней части – гнездо халцедона

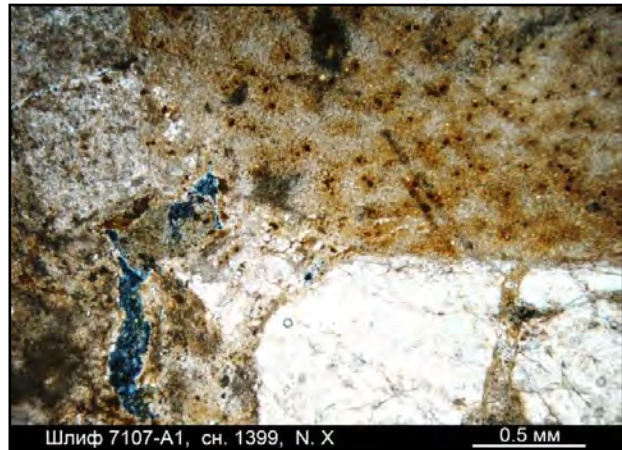


Рис. 4.1.38. Шлиф 7107-A1, снимок 1399, ник. X. Характер контакта крупного гидрослюдистого обломка (верх снимка) и прожилков гидрослюдой в известняке



Рис. 4.1.39. Шлиф 7107-A2, сн. 1396, ник. II. Гнездо гидрослюдистого материала с линейным включением карбоната

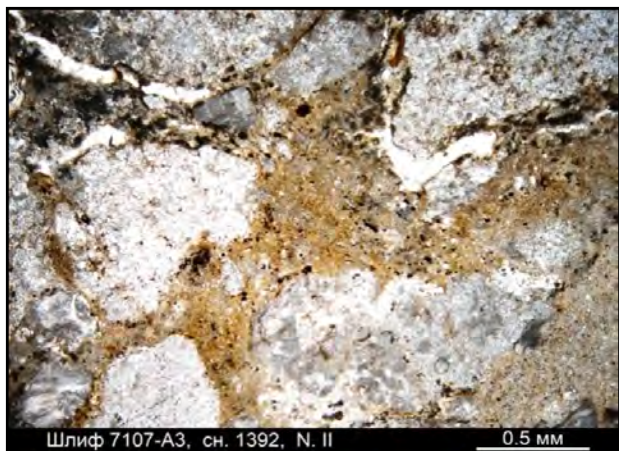


Рис. 4.1.40. Шлиф 7107-A3, сн. 1392, ник. II. Цементация и инъецирование обломков перекристаллизованного известняка неоднородным гидрослюдистым материалом



Рис. 4.1.41. Грот Плоский, т.н. У-54. Фрагмент обнажения брекчий в кровле грота: отсутствие следов размыва гидрослюдистого материала



Рис. 4.1.42. Грот Плоский, т.н. У-54. Брекция крупным планом: обломки известняка, сцементированные гидрослюдистым материалом

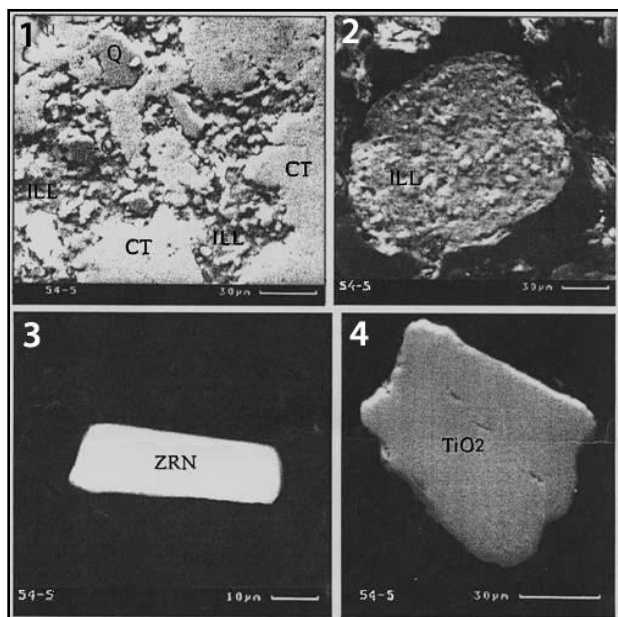


Рис. 4.1.43. Микрофотографии образца 54-5: 1, 2 – полированный шлиф; 3, 4 – «тяжёлый» концентрат. ZRN – циркон, TiO_2 – рутил, CT – кальцит, ILL – иллит, Q – кварц



Рис. 4.1.44. Образец У-54-1. Брежчневая текстура породы. Справа – прожилок гидрослюды, секущий гидрослюдистую связующую массу

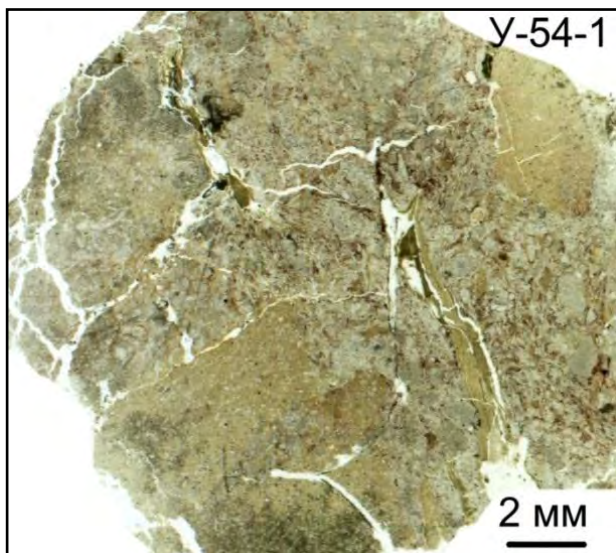


Рис. 4.1.45. Шлиф У-54-1. Инъекционные контакты гидрослюдистого цемента с обломками известняка

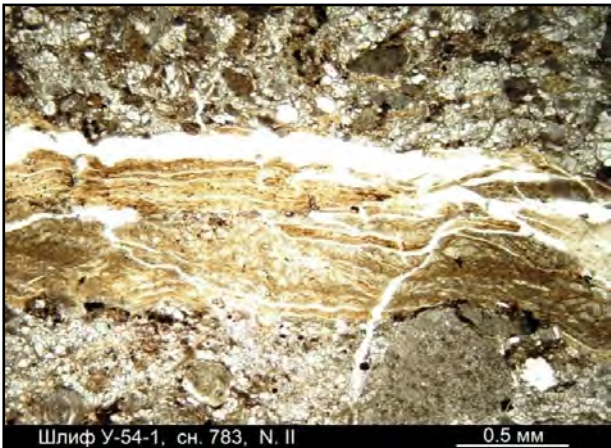


Рис. 4.1.46. Шлиф У-54-1, снимок 783, ник. II. Брекчированный известняк рассечён прожилком гидрослюдистого материала, сопряжённым с серией микропрожилков поперечно-волокнистого кальцита



Рис. 4.1.47. Шлиф У-54-2. Обломки брекчированного разномзернистого известняка в цементе базального, реже плёночного типа



Рис. 4.1.48. Шлиф У-54-2, снимок 866, ник. X. Инъекционный характер карбонатно-гидрослюдистого цемента брекчии



Рис. 4.1.49. Шлиф У-54-2, снимок 870, ник. X. В центре - конкреция халцедона; прожилки гидрослюдистого цемента её огибают



Рис. 4.1.50. Шлиф У-54-2, снимок 873, ник. II. Скруглённые очертания крупных обломков перекристаллизованных известняков. Структура цемента брекчиевая за счёт обилия мелких остроугольных карбонатных обломков

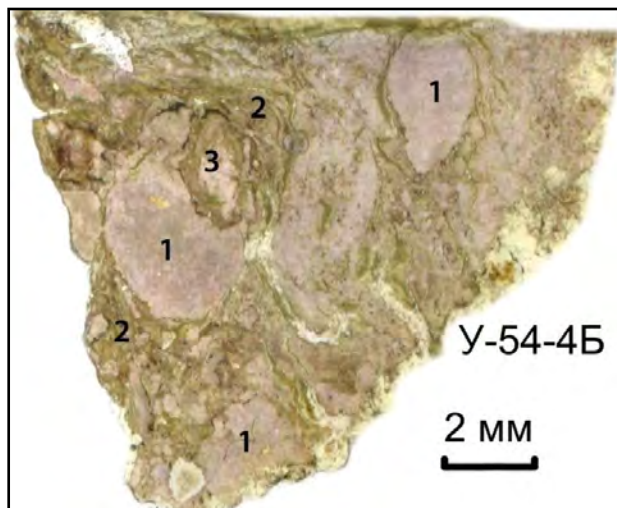


Рис. 4.1.51. Шлиф У-54-4Б. Обломки известняка (1) в гидрослюдистой связующей массе (2) со следами течения; 3 – зерно гидрослюдистого материала в известняке

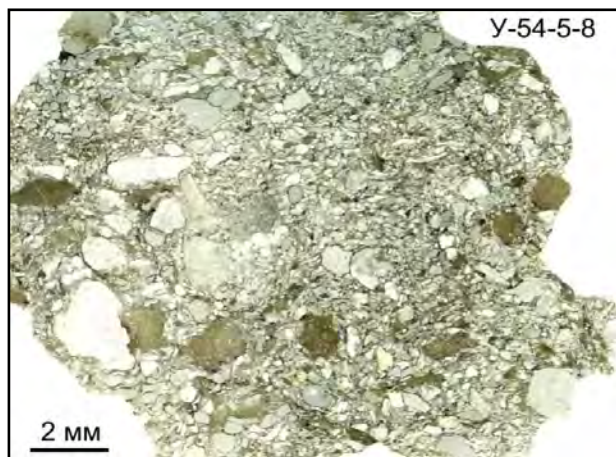


Рис. 4.1.52. Шлиф У-54-5-8. Брекчия: обломки известняка (бледно-зелёное) и гидрослюдистого материала (зеленовато-серое) сцементированы прожилково-плёночным гидрослюдистым цементом

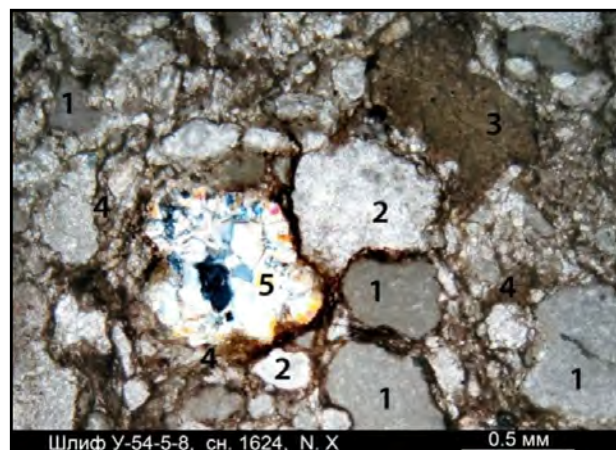


Рис. 4.1.53. Шлиф У-54-5-8, снимок 1624, ник. X. Обломки известняка - пелитоморфного (1) и микрокристаллического (2), и гнёзда гидрослюдистого материала (3) разъединены прожилково-плёночным гидрослюдистым цементом (4). В центре – конкреция халцедона (5)

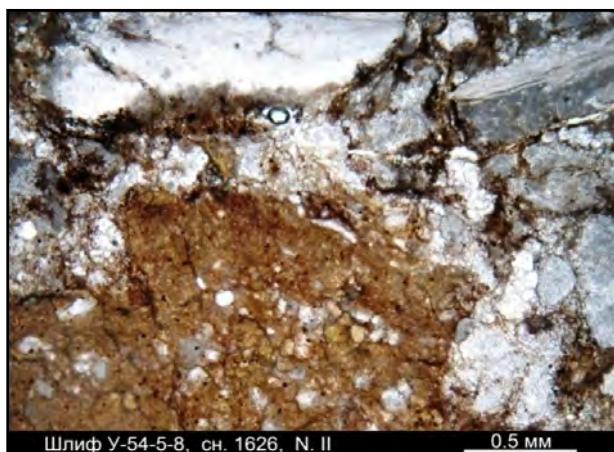


Рис. 4.1.54. Шлиф У-54-5-8, снимок 1626, ник. II. В нижней части снимка – фрагмент крупного обломка гидрослюдистого материала, имеющего брекчиевую структуру и содержащего зёрна карбоната и кварца

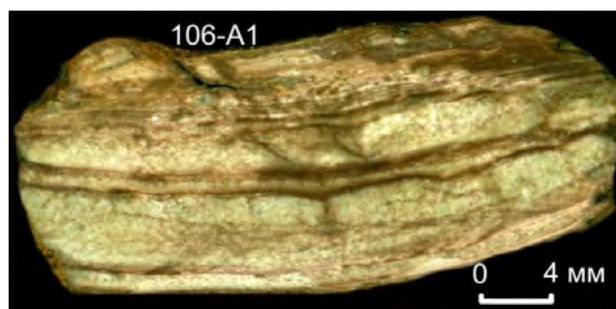


Рис. 4.1.55. Образец 106-A1. Карбонатный песчаник

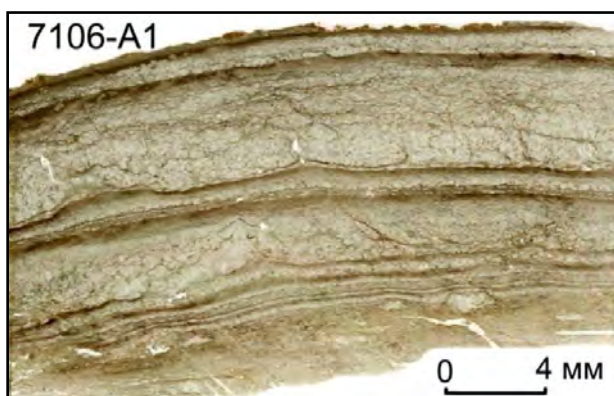


Рис. 4.1.56. Шлиф 7106-A1. Карбонатный песчаник



Рис. 4.1.57. Шлиф 7106-A1, снимок 1088, ник. II. Характер переслаивания карбонатного и глинистого материала в песчанике

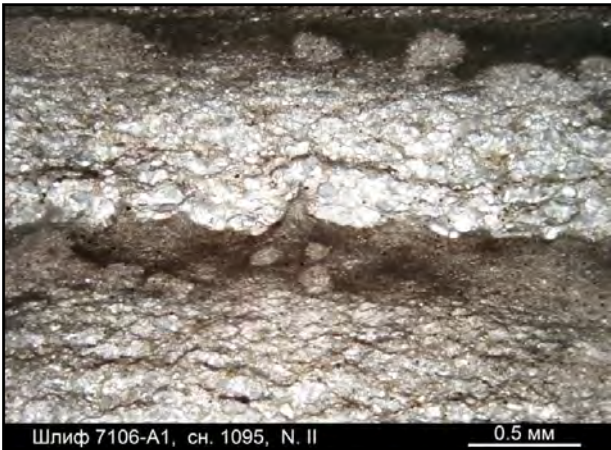


Рис. 4.1.58. Шлиф 7106-A1, снимок 1095, ник. II. Отражение ритмичности осадконакопления в песчанике

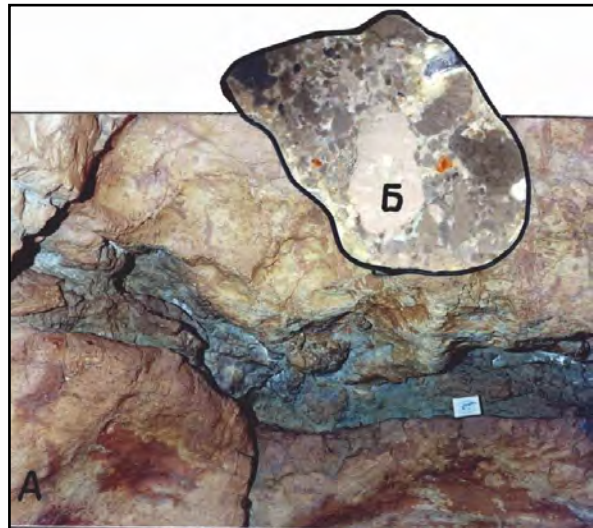


Рис. 4.1.59. Восточная галерея, точка наблюдения 7034: А – общий вид обнажения, Б – фрагмент полированного образца брекчии

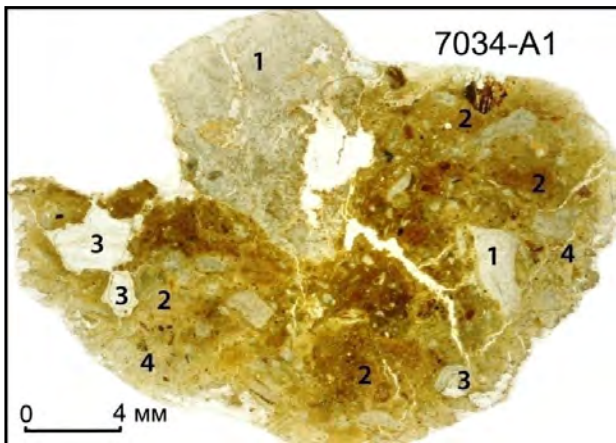


Рис. 4.1.60. Шлиф 7034-A1. Брекчия карбонатно-гидротермического состава: 1 – обломки известняка и карбонатной брекчии, 2 – обломки гидротермического материала, 3 – халцедон, 4 – связующая масса гидротермического состава

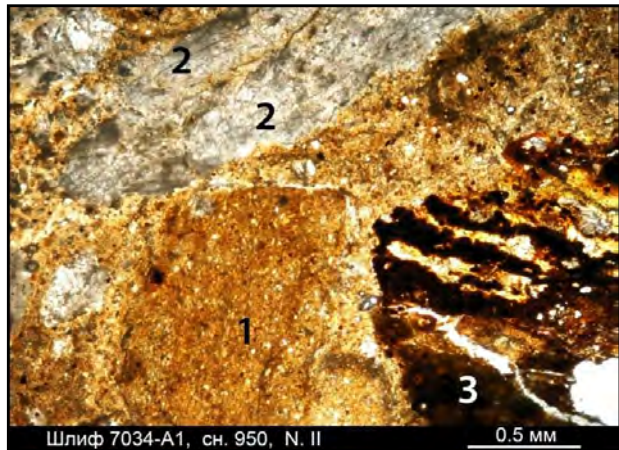


Рис. 4.1.61. Шлиф 7034-A1, снимок 950, ник. II. Крупные обломки гидротермического материала (1) и известняка (2), инъецированного материалом цемента, в мелкозернистом гидротермическом цементе. В правой части снимка – обломок псевдоморфозы гётита по слоистой породе (3)



Рис. 4.1.62. Шлиф 7034-A1, снимок 946, ник. X. Разнозернистая связующая масса брекчии крупным планом; слева – обломок гидротермического материала облекается карбонатным обломком

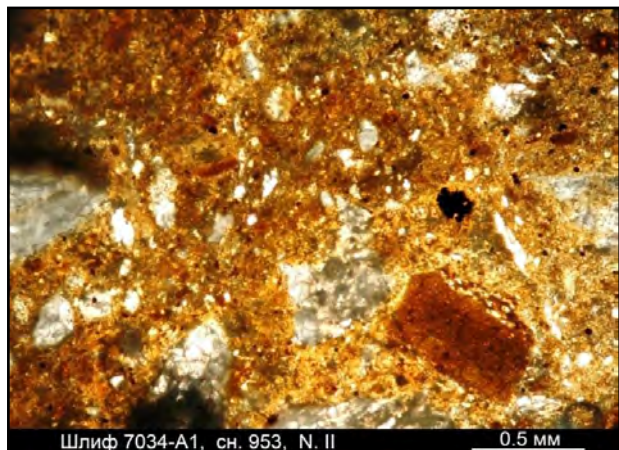


Рис. 4.1.63. Шлиф 7034-A1, снимок 953, ник. II. Обломочная (брекчиевая) структура связующей массы

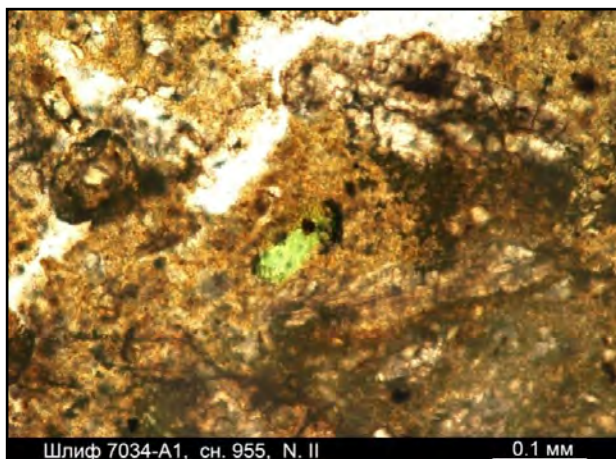


Рис. 4.1.64. Шлиф 7034-A1, снимок 955, ник. II. Основная масса крупным планом. Справа внизу – фрагмент обломка породы, имеющей внешнее сходство с изменённым эффузивом основного состава

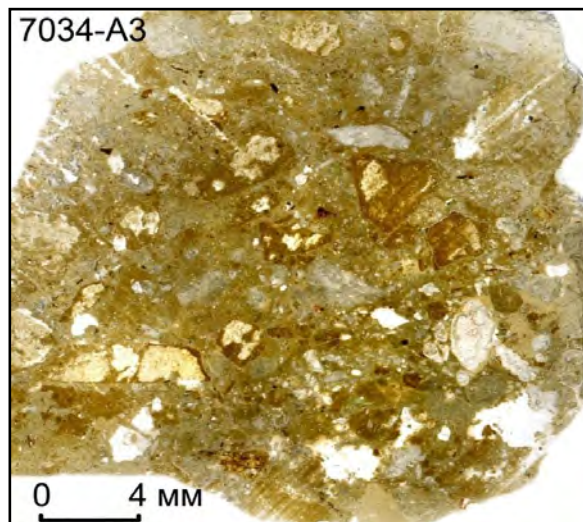


Рис. 4.1.65. Шлиф 7034-A3. Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава. Связующая масса полностью состоит из обломков различного размера

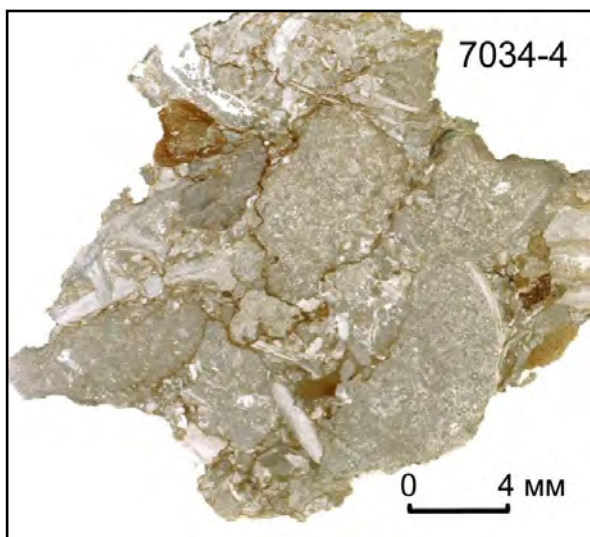


Рис. 4.1.66. Шлиф 7034-4. Брекчия известняков с порово-плёночным гидрослюдистым цементом. Контакты между соседними обломками известняка сопровождаются гидрослудой и имеют характер стилолитовых швов

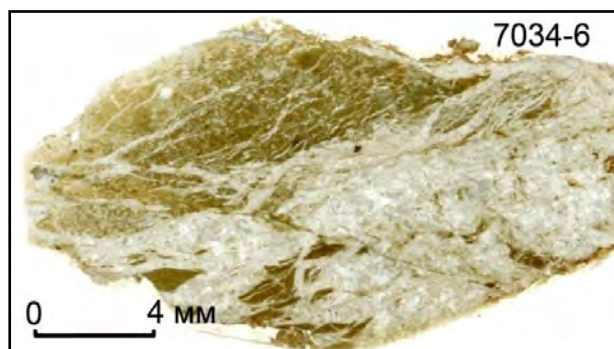


Рис. 4.1.67. Шлиф 7034-6. Прожилки кальцита в микрозернистом гидрослюдистом материале

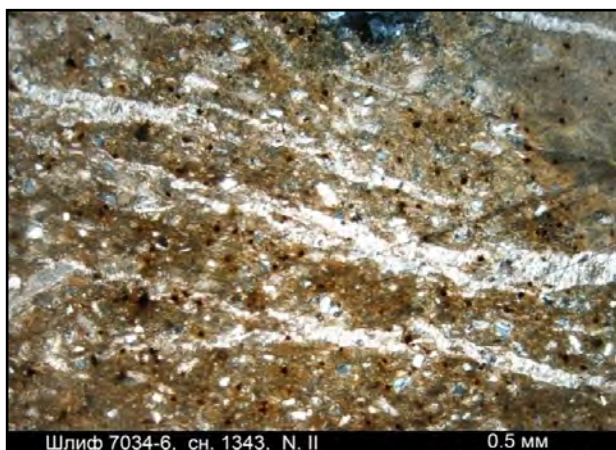


Рис. 4.1.68. Шлиф 7034-6, снимок 1343, ник. II. Прожилки кальцита в гидрослюдистом цементе

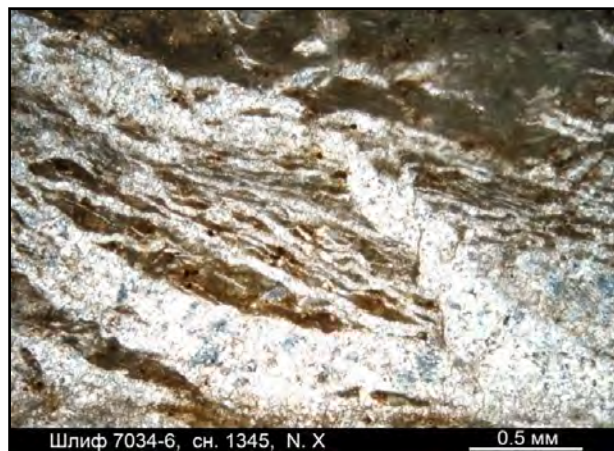


Рис. 4.1.69. Шлиф 7034-6, снимок 1345, ник. X. Две генерации микропрожилков кальцита: прожилки менее 0,1 мм сложены поперечно-волокнистым кальцитом, более 0,3 мм - среднезернистым кальцитом

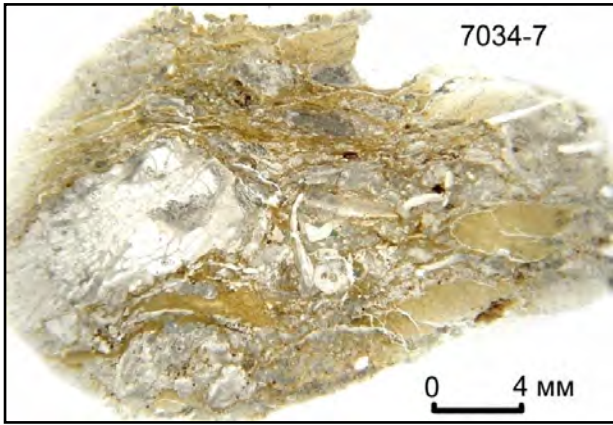


Рис. 4.1.70. Шлиф 7034-7. Карбонатно-гидрослюдистая брекчия с базальным гидрослюдистым цементом. Текстура динамофлюидальная



Рис. 4.1.71. Шлиф 7034-7, снимок 1439, ник. II. Брекчия, состоящая из обломков перекристаллизованного известняка и плёночного гидрослюдистого цемента, рассечена бесструктурным глинистым прожилком



Рис. 4.1.72. Шлиф 7034-7, снимок 1434, ник. II. Фрагмент крупного обломка гидрослюдистого материала, однородного, не содержащего зёрен кварца, с тонкодисперсной вкрапленностью гётита



Рис. 4.1.73. Шлиф 7034-7, снимок 1445, ник. II. Гнездо гидрослюдистого материала. С одной стороны, форма данного выделения более напоминает обломок, с другой – гидрослюда образует инъекции в окружающие обломки известняка



Рис. 4.1.74. Шлиф 7034-7, снимок 1438, ник. X. Гидрослюдистый цемент брекчии погасает участками по 2-3 мм; он рассечён прожилками поперечно-волоконного кальцита



Рис. 4.1.75. Шлиф 7034-7, снимок 1442, ник. II. Зерно зелёного глинистого минерала, окружённое реакционной каймой



Рис. 4.1.76. Грот Куполок. Сфероидальные скульптурные элементы в стене грота; неровная поверхность глинистых отложений

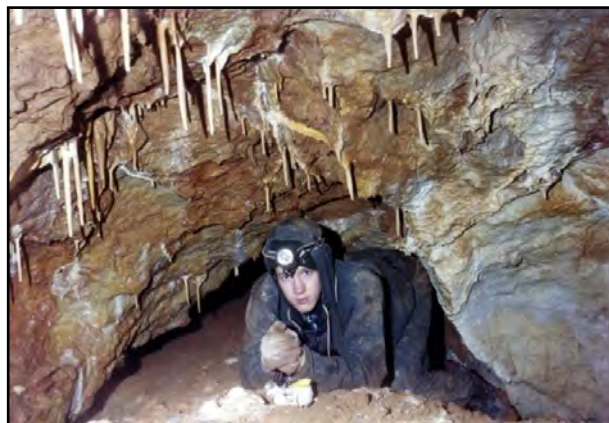


Рис. 4.1.77. Грот Сухой. Куполообразная кровля грота без следов обрушения; на полу – выпуклая залежь глинистого материала

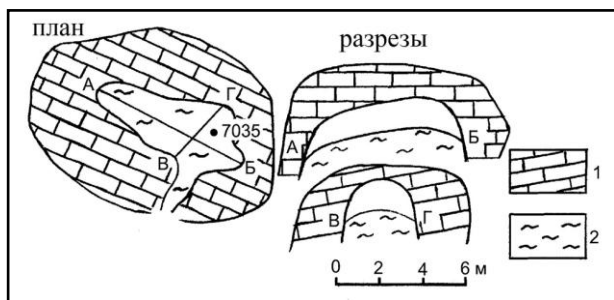


Рис. 4.1.78. Грот Сухой; план и вертикальные разрезы: 1 – известняк, 2 – отложения глинистого материала

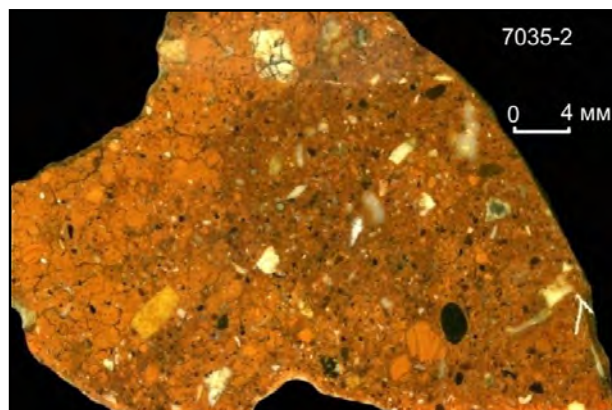


Рис. 4.1.79. Полированный образец глинистого материала № 7035-2. Текстура литокластическая (туфовая)

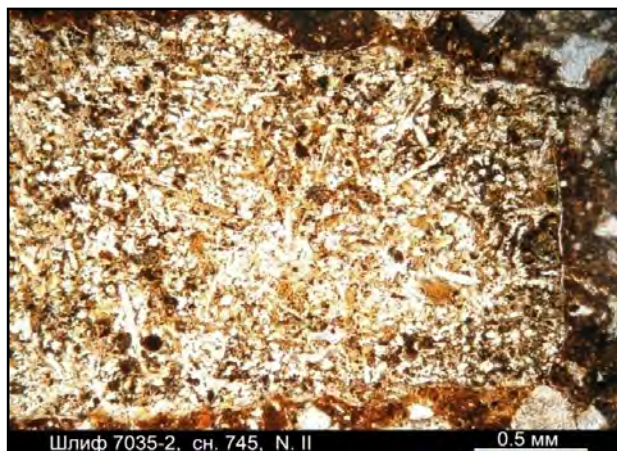


Рис. 4.1.80. Шлиф 7035-2, снимок 745, ник. II. В составе глинистых отложений - обломок изменённой (окремнённой) породы, структура которой напоминает долеритовую

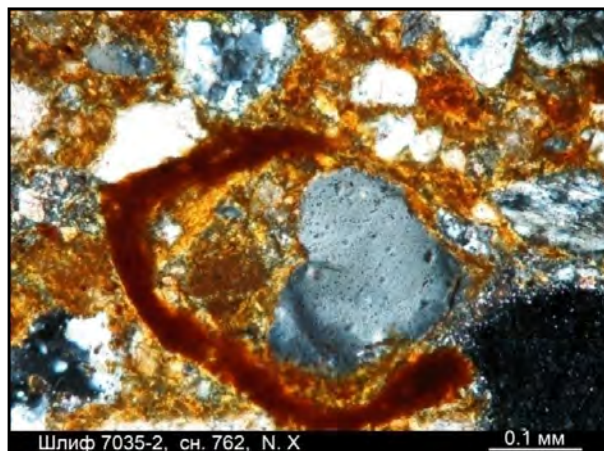


Рис. 4.1.81. Шлиф 7035-2, снимок 762, ник. X. Реликт лимонитовой оболочки, покрывавшей кристалл (или обломок) полигональных очертаний



Рис. 4.1.82. Шлиф 7035-2, снимок 771, в отражённом свете. Округло-полигональное зерно лимонита. Контакты чёткие. Не исключено, что является псевдоморфозой по оливину

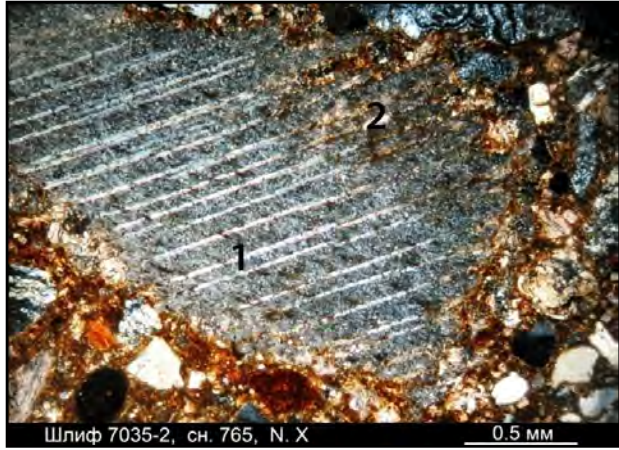


Рис. 4.1.83. Шлиф 7035-2, снимок 765, ник. X. В монокристалл кальцита по полоскам двойникования проникает гидрослюдистый цемент

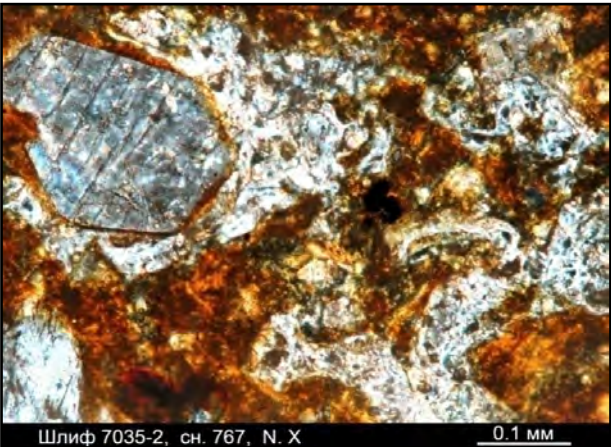


Рис. 4.1.84. Шлиф 7035-2, снимок 767, ник. X. В левой части - монокристалл кальцита правильных гексагональных очертаний, с ровными гранями. Предположительно, является псевдоморфозой

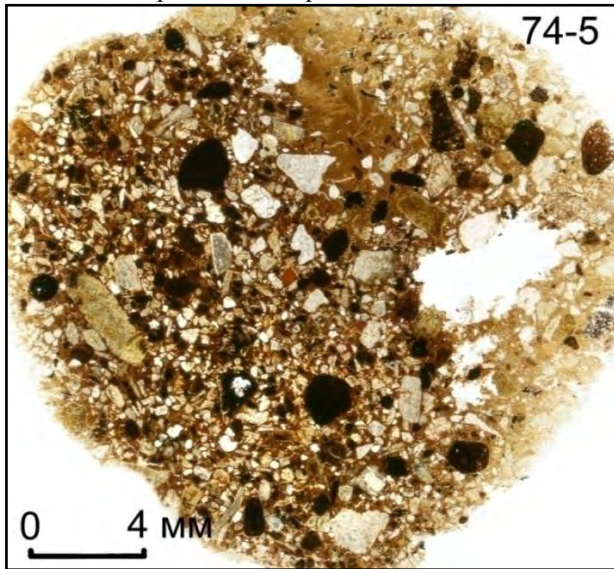


Рис. 4.1.85. Шлиф 7074-5. Общий вид глинистого материала с пола пещеры. Объём обломков существенно превышает объём цемента

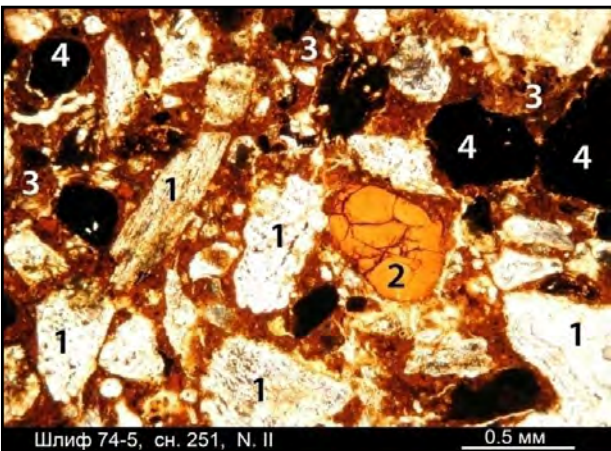


Рис. 4.1.86. Шлиф 7074-5, снимок 251, ник. II. В глинистом материале с пола пещеры: 1 – кремнистая порода, 2 – аргиллитоподобный материал, 3 – цемент, 4 – лимонит

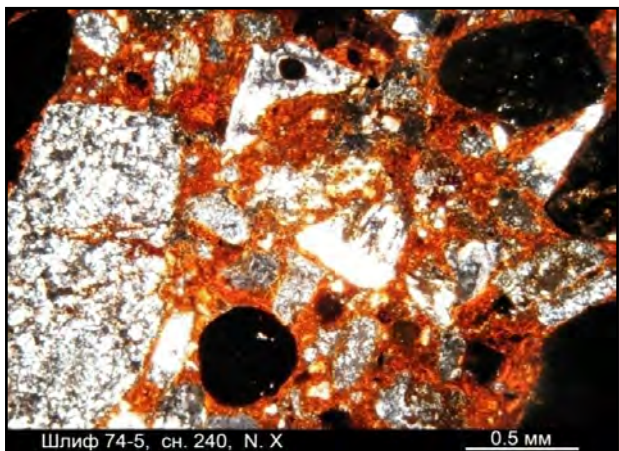


Рис. 4.1.87. Шлиф 7074-5, снимок 240, ник. X. Остроугольные обломки кремнёвых пород и округлые зёрна лимонита в красновато-коричневом мелкозернистом глинистом матриксе базального типа



Рис. 4.1.88. Шлиф 7074-5, снимок 254, ник. X. В центре - обломок окварцованного органического известняка с реликтами микрофауны. Периферия обломка сложена микрзернистым халцедоном



Рис. 4.1.89. Шлиф 7074-5, снимок 234, ник. II. Зерно лимонита в проходящем свете. Отчётливо видна неоднородность его внутреннего строения



Рис. 4.1.90. Шлиф 7074-5, снимок 245. Фрагмент зерна лимонита в отражённом свете. Зерно состоит из мелких (0.01-0.02 мм) частиц округлой, реже полигональной формы и из микрзернистого базального лимонитового матрикса



Рис. 4.1.91. Шлиф 7074-5, снимок 258, ник. II. Аналогичное зерно лимонита в отражённом свете

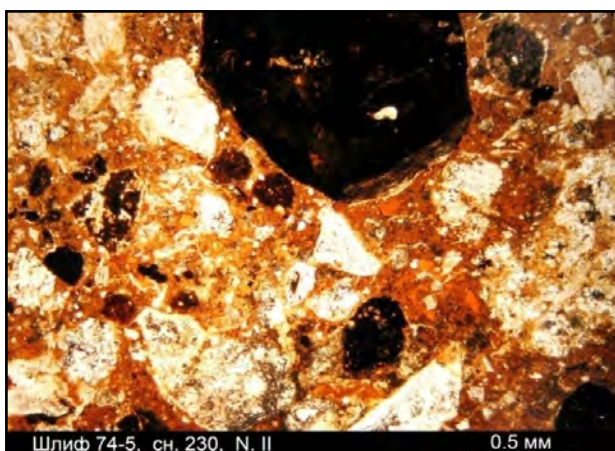


Рис. 4.1.92. Шлиф 7074-5, снимок 230, ник. II. Обломки кремнистого материала, лимонитизированных пород и кварца сцементированы мелкозернистым глинистым материалом

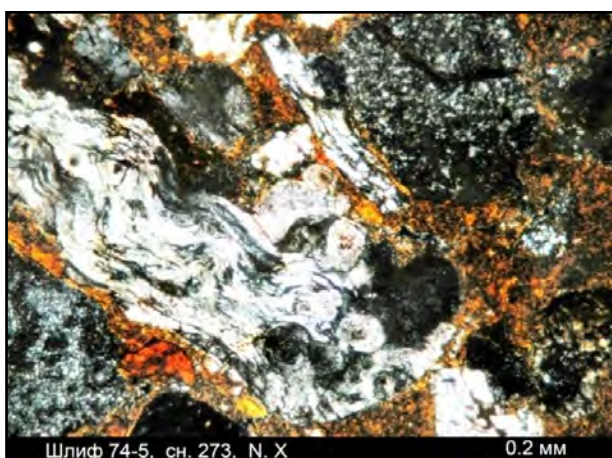


Рис. 4.1.93. Шлиф 7074-5, снимок 273, ник. X. Обломок окремнённой породы флюидалной структуры; напоминает изменённое стекло. Характерно наличие округлых глобулей

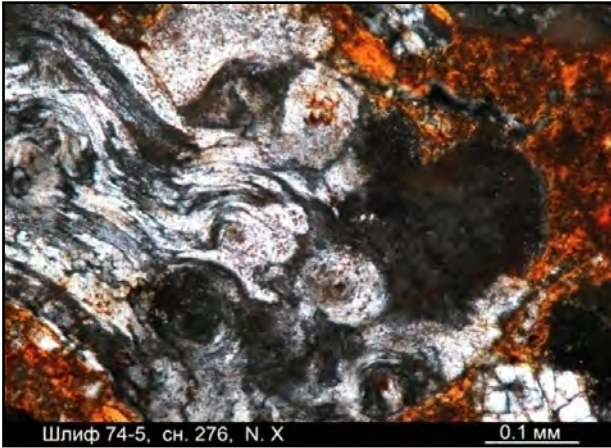


Рис. 4.1.94. Шлиф 7074-5, снимок 276, ник. X. То же, крупным планом. В центральных частях глобулей присутствует глинистый материал

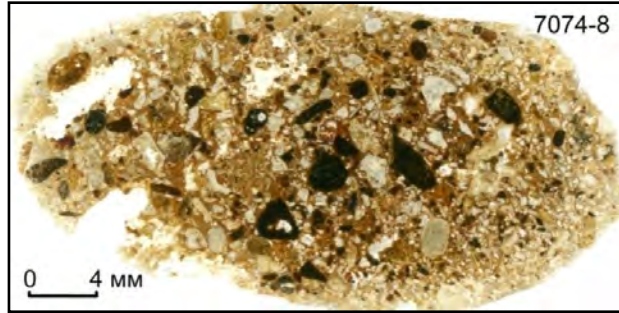


Рис. 4.1.95. Шлиф 7074-8. Разнообломочная, литокластическая текстура отложений

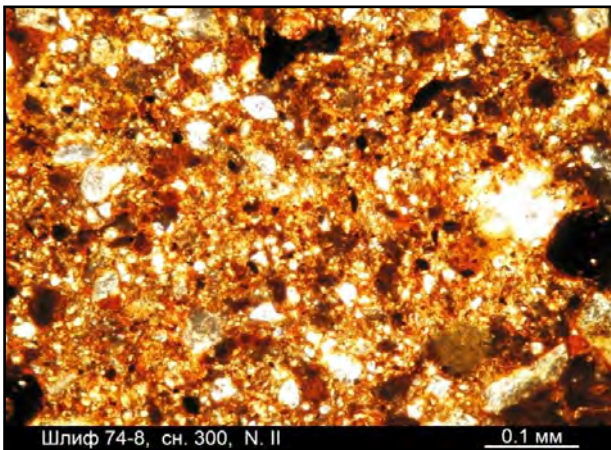


Рис. 4.1.96. Шлиф 7074-8, снимок 300, ник. II. Микрозернистый цемент брекчии, состоящий из зёрен глинистого материала красноватого и зеленовато-жёлтого цвета, зёрен кварца и лимонита

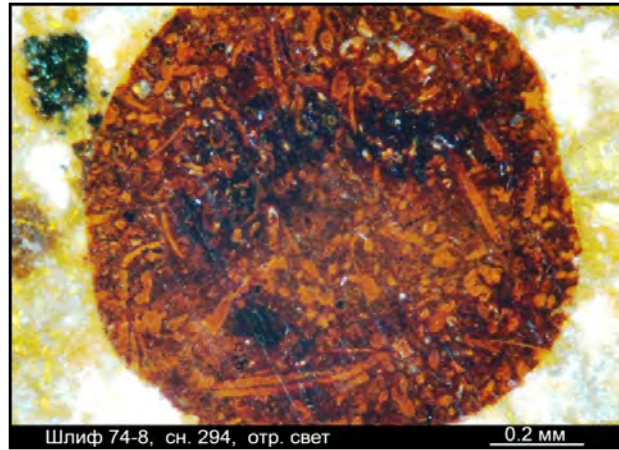


Рис. 4.1.97. Шлиф 7074-8, сн. 294. Зерно лимонита в отражённом свете в отражённом свете

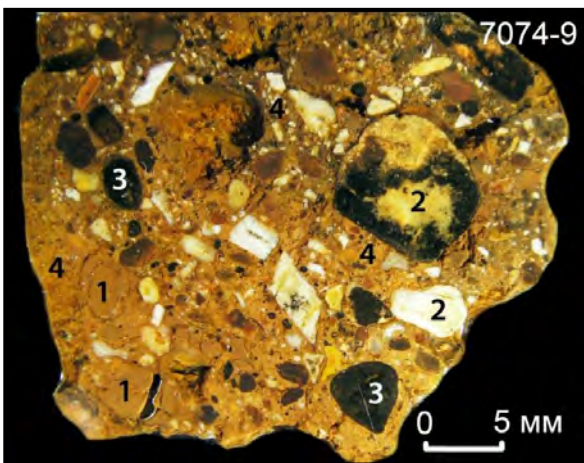


Рис. 4.1.98. Образец 7074-9. Состав брекчии: 1 – глинистый материал, 2 – кремнистая порода, 3 – лимонит, 4 – связующая масса

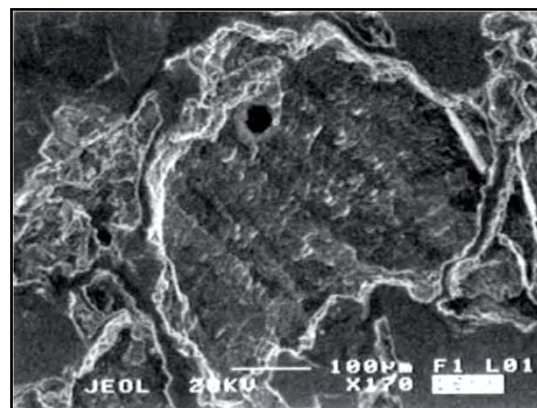


Рис. 4.1.99. Шлиф 7114, ув. $\times 170$. Структура глинистого материала; по краям обломков – прожилки гидроокислов железа

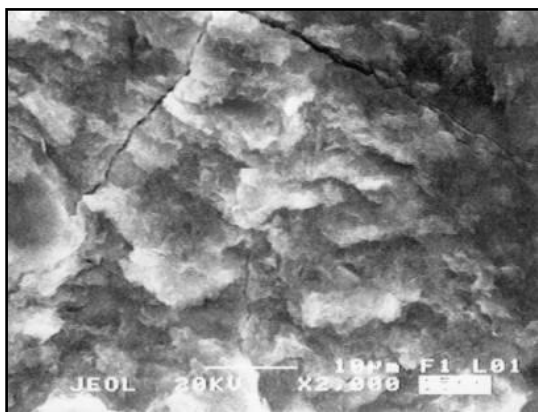


Рис. 4.1.100. Шлиф 7114, ув. ×20000.
Агрегат чешуйчатых индивидов
крупным планом

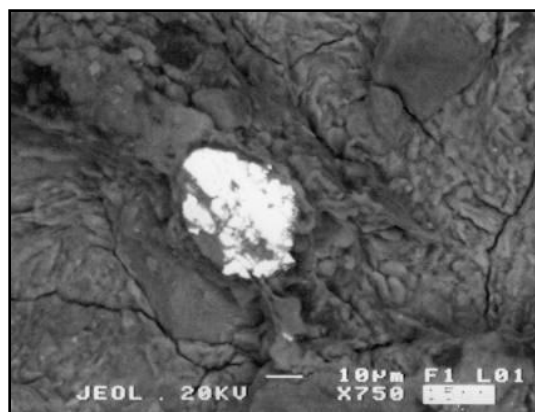


Рис. 4.1.101. Шлиф 7114, ув. ×750.
Зерно монацита (светлое)
в агрегате
чешуйчатых индивидов

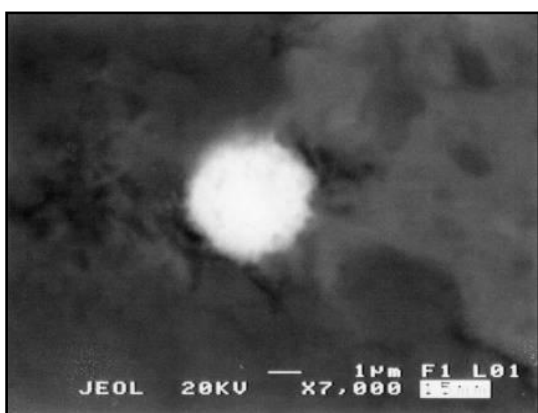


Рис. 4.1.102. Шлиф 7114, ув. ×7000.
Зерно церианита (светлое)
в агрегате
чешуйчатых индивидов

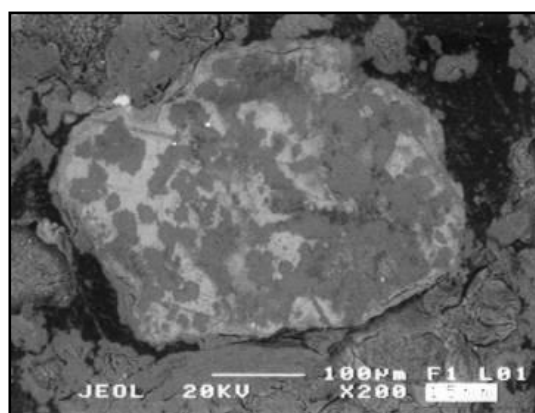


Рис. 4.1.103. Шлиф 7114, ув. ×200.
Обломок глинистого материала,
пропитанный оксигидратами

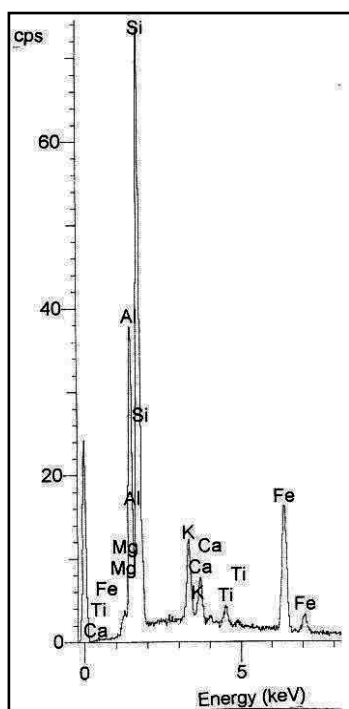


Рис. 4.1.104. Шлиф 7114. Энергодисперсионный спектр глинистого минерала

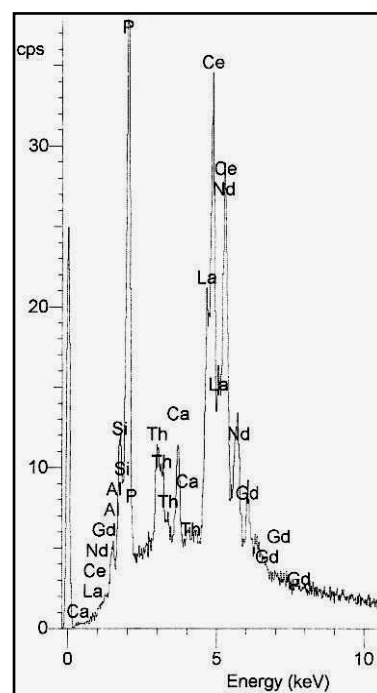


Рис. 4.1.105. Шлиф 7114. Энергодисперсионный спектр монацита

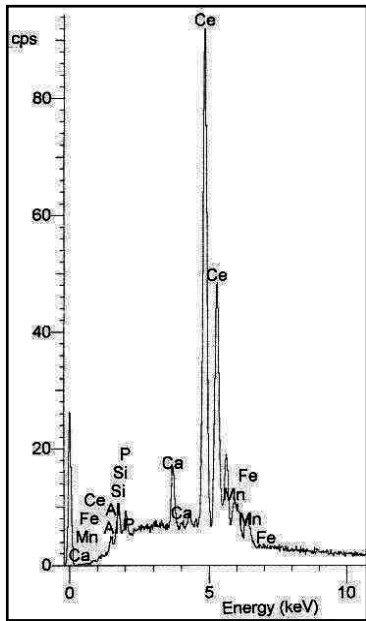


Рис. 4.1.106. Шлиф 7114. Энергодисперсионный спектр церианита

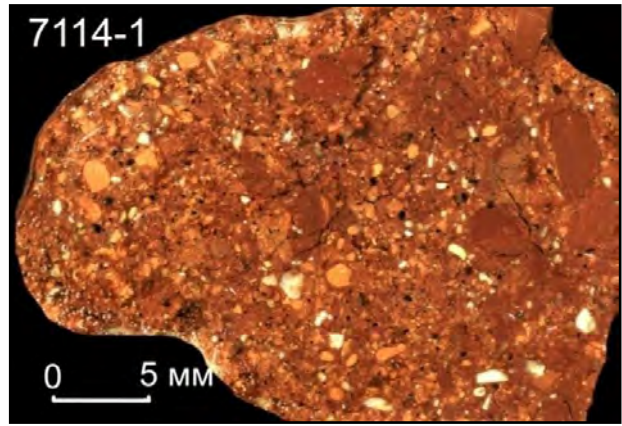


Рис. 4.1.107. Образец 7114-1. Обломочная текстура отложений глинистого материала



Рис. 4.1.108. Шлиф 7114-2. Обломочная текстура отложений глинистого материала

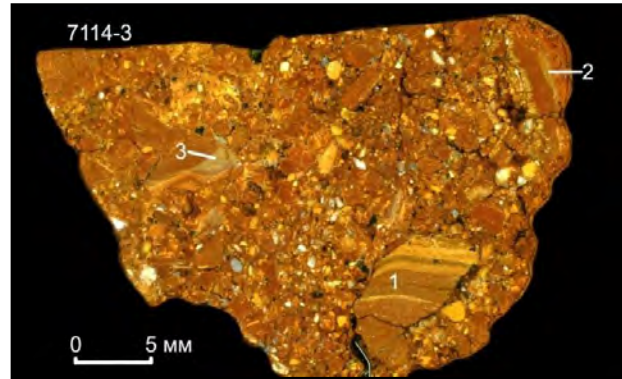


Рис. 4.1.109. Образец 7114-3. Обломки слоистого (полосчатого?) глинистого материала в отложениях из грота Надежды

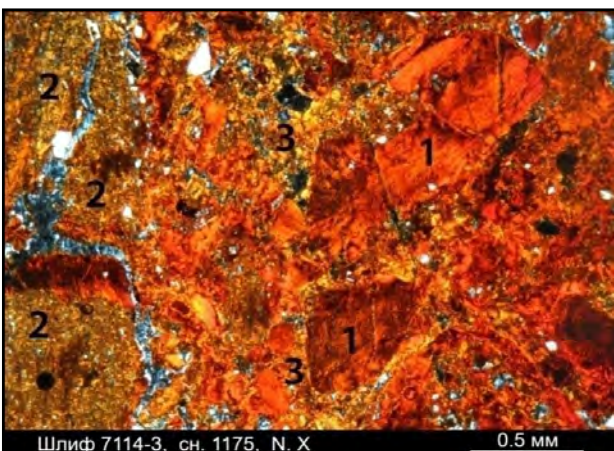


Рис. 4.1.110. Шлиф 7114-3, снимок 1175, ник. X. Состав глинистых отложений: обломки глинистого материала (1 – однородного, 2 – микрозернистого) и связующая масса (3)

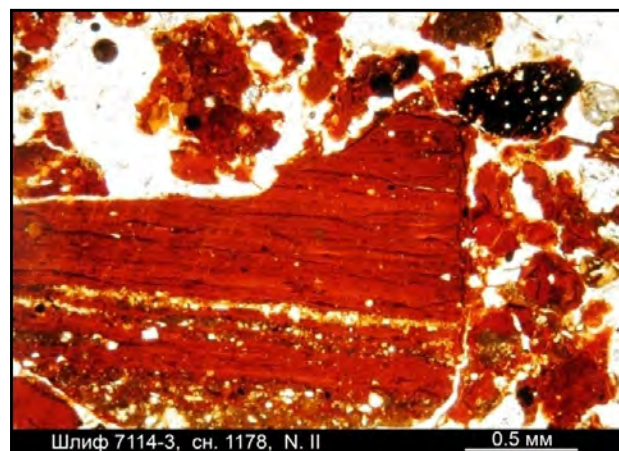


Рис. 4.1.111. Шлиф 7114-3, снимок 1178, ник. II. Крупный обломок флюидального глинистого материала

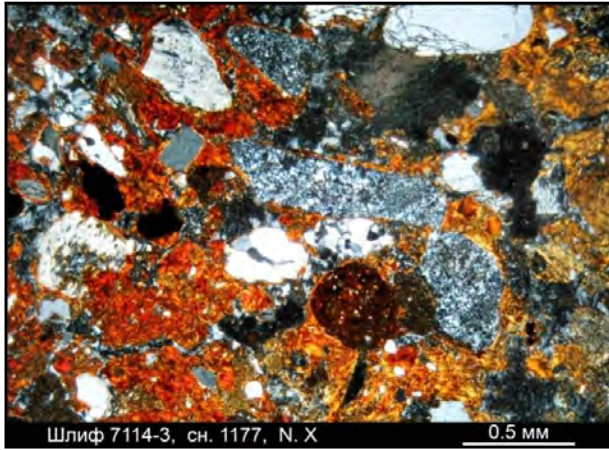


Рис. 4.1.112. Шлиф 7114-3, снимок 1177, ник. X. Обломочная структура глинистых отложений. В шлифе – обломки глинистого материала, кремня, кварца и лимонита

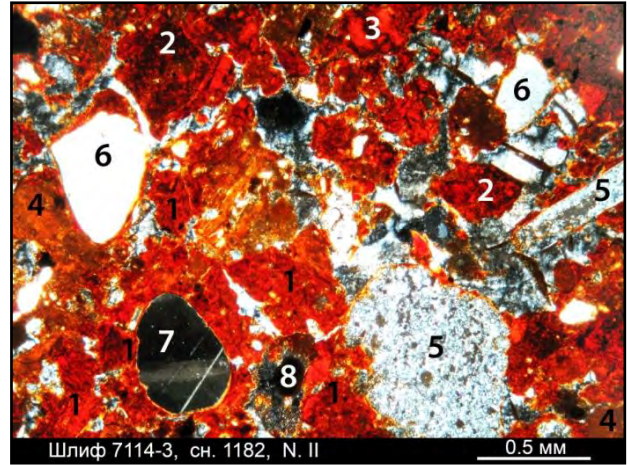


Рис. 4.1.113. Шлиф 7114-3, снимок 1182, ник. II. В составе глинистых отложений - обломки: 1, 2, 3, 4 – глинистого материала, 5 – кремнистых пород, 6, 7 - кварца

4.2. Пещера Два Уступа

Пещера расположена в 28 км южнее г. Кизела, в 3,5 км на С-СЗ от пос. Шумихинский, в верховьях Елового лога. Пещера находится на южном замыкании Косьвинской синклинали. Район пещеры сложен массивными органогенными известняками визейского, намюрского и башкирского ярусов, падающими на запад под углами 20-25°. Протяжённость пещеры (основного хода), по данным съёмки И.А. Лаврова, составляет 210 м.

Пещера образована сочетанием узких щелевидных полостей субвертикального сечения и широких, низких гrotов, выработанных по напластованию пород.

В восточной части пещеры на глубинах до 30 м выявлены несколько участков распространения глинистых пород, имеющих инъекционное залегание. Подобные образования в известняках обычно относятся к разряду палеокарстовых. В точках наблюдения 7093, 7095 обнажаются брекчии с гидрослюдистым цементом зелёного цвета, в точках 7112, 7115 – коричневого (рис. 4.2.1). Залежи глинистого материала слагают пол гrotа Медовый, примыкающих к нему ответвлений и заполняют небольшие камеры в гrotе Южный. Ниже приводятся некоторые данные о залегании и составе выявленных объектов.

4.2.1. Брекчия с гидрослюдистым цементом; гrot Южный

Брекчии с гидрослюдистым цементом характеризуются зеленоватой окраской и низкой механической прочностью. Крупные выходы брекчий выявлены в гrotах Южный и Первый; маломощные трещинные тела брекчий обнажаются в стенах карстовых колодцев, расположенных восточнее гrotа Южный и севернее гrotа Первый.

В северной части гrotа Южный обнажается фрагмент субпластового тела нацело изменённых силикатных пород, большая часть которого представлена агломератовой брекчией с гидрослюдистым цементом. Мощность его 1,0-1,5 м, залегание согласно с залеганием известняков – Аз. 250°, угол 20°. По кровле пласта происходило обрушение брекчий, сформировавшее современный облик гrotа.

Термин «брекчия» применён условно, т.к. обломочный материал породы представлен овальными обломками (псевдогальками). В то же

время неуместен и термин «конгломерат»: очевидно, что порода, по совокупности полученных данных, не имеет отношения к процессу водного отложения. Общей особенностью обломков известняков является их темно-коричневая окраска (тогда как за пределами тела цвет известняков белый, светло-серый).

В вертикальном разрезе тела выделяются три части. Нижняя, охарактеризованная сериями проб и шлифов 095, 7095, и средняя (серия проб и шлифов 7095-Б) части представлены агломератовой брекчией с гидрослюдистым цементом зелёного цвета, обохренной (рис. 4.2.2). Эти части отличаются составом обломков, входящих в брекчию. В нижней части обнажения преобладают обломки известняков, в средней преобладают обломки нацело изменённых силикатных пород преимущественно брекчиевой текстуры. Верхняя часть обнажения почти целиком состоит из вторичной глинистой породы зернистой структуры, визуалью напоминающей крупнозернистый песчаник (рис. 4.2.3), из неё отобраны пробы и шлифы № 7095-В; мощность пласта 0,2 м.

В светло-серых известняках, слагающих кровлю тела, отмечаются тонкие инъекции гидрослюдистого материала зелёного цвета (рис. 4.2.4); по ним происходило обрушение глыб известняка. Известняк на расстоянии до 10-15 мм от прожилков гидрослюды имеет коричневатосерую окраску, что может быть, в принципе, вызвано термическим воздействием внедрившегося и впоследствии гидрослюдизированного силикатного магматического материала магмы.

Особенностью морфологии данного выхода брекчий является наличие в известняках, подстилающих брекчию, крутопадающего цилиндрического канала диаметром около 15 см (рис. 4.2.5), полого, не заполненного обломками вышележащей брекчии, несмотря на то, что брекчия в современном состоянии является рыхлым образованием. Стены канала рассечены тонкими трещинами, не влияющими на его форму; следы водного растворения отсутствуют. Канал был вскрыт при расчистке обнажения брекчий.

4.2.1.1. Точка опробования 095, 7095

Коренной выход и элювиальные развалы агломератовых брекчий с гидрослюдистым цементом занимают площадь порядка 3,5 × 1,5 м.

Нижняя часть обнажения брекчий, мощностью более 50 см, сложена обломками (70-80 %) и гидрослюдистым цементом (20-30 %). Обломки имеют округлые очертания; они представлены преимущественно известняками, в подчинённом количестве присутствуют обломки силикатных пород.

Вещественный состав

Породообразующие минералы, слагающие связующую массу, представлены, по данным рентгенофазового и термического анализа пробы 7095, гидрослюдой (48 %), кальцитом (46 %), кварцем (5 %), органическим веществом (1 %).

Из нижней части обнажения отобрана минералогическая проба 7095-А весом 3,5 кг; вес тяжёлой фракции 0,625 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7095-А следующий:

- немагнитная фракция – редкие зёрна карбоната, циркона, рутила, лейкоксена, эпидота, корунда, муассанита;

- электромагнитная фракция (0,615 г): преобладают гидроксиды железа + псевдоморфозы гидроксидов железа по пириту (97 %); прочие минералы - селадонит (3 %) и редкие зёрна эпидота, альмандина, ильменита, хромшпинелида, 1 зерно малахита;

- магнитная фракция (0,01 г): магнитные гидроксиды железа (99 %), редкие зёрна магнетита.

Химический состав определён по данным микронзондового анализа пробы 7095-6 (9 точек); средние значения составляют (мас. %): SiO_2 – 54,13; TiO_2 – 0,57; Al_2O_3 – 25,25; Fe_2O_3 – 4,13; MnO – н/опр., MgO – 5,18; CaO – 0,76; Na_2O – н/опр., K_2O – 4,99.

По данным электронной микроскопии (шлиф 7095-6), связующая масса брекчий сложена слюдистым материалом; она характеризуется неоднородностью внутреннего строения (рис. 4.2.6, -7, -8).

Текстурно-структурные признаки

Образцы 095-2, -3, -5 (рис. 4.2.9, -10, -11) наиболее типичны для обломочного материала нижней части обнажения брекчий. Они представляют собой овальные, реже угловато-овальные обломки органогенного известняка с микрофауной плохой сохранности, закатанные в гидрослюдистый цемент зелёного, местами голубовато-зелёного цвета. В известняке отмечены

мелкие гексагональные зёрна чёрного рудного минерала.

Образец 095-4 (рис. 4.2.12) аналогичен вышеописанным. В правой и в нижней частях снимка отмечены реликты глинистых псевдоморфоз светло-коричневого цвета по минералу полигональных очертаний, *внедрённому* в известняк; псевдоморфозы окружены материалом цемента брекчий. В одном случае псевдоморфоза окаймлена мелкими полигональными выделениями синевато-зелёной гидрослюды (нижняя часть снимка), в другом – сопровождается осветлением вмещающего известняка.

Образец 095-7 (рис. 4.2.13) аналогичен образцам 095 (2÷5). В нижней части образца известняк инъецирован по трещинам материалом цемента брекчий, в верхней части - корродирован им.

Шлиф 095-10 (рис. 4.2.14). Брекчия гидрослюдисто-карбонатного состава. Текстура брекчиевая, структура основной массы порфирировая. Обломки составляют около 70 % площади шлифа. Их состав:

- известняк органогенный, буровато-серого цвета, состоящий из раковин фораминифер хорошей сохранности (1). Промежутки между раковинами выполнены карбонатом с примесью глинистого и рудного минерала;

- известняк перекристаллизованный, крупнокристаллический (2);

- массивная порода гибридного гидрослюдисто-карбонатного состава, коричневого цвета (3), содержащая редкие зёрна гидрослюды.

Связующая масса фисташково-зелёного цвета (4) состоит из оолитоподобных обособлений гидрослюды и из матрикса - микрочешуйчатого агрегата того же состава. Она в различной степени замещена карбонатом и хлоритом; по периферии зон изменения обычны чёрные каймы. В нижней части шлифа овальный обломок (11,5×5,5 мм) перекристаллизованного известняка (2) «вмят» в более крупное обособление гидрослюдисто-карбонатного материала зеленовато-бурого цвета.

На рис. 4.2.15 - фрагмент обломка гибридной гидрослюдисто-карбонатной породы серовато-коричневого цвета, трещиноватой, с обилием мелких (0,02-0,08 мм) гидрослюдистых включений, имеющих полигональные и округлые очертания. Левее - бесформенный прожилок гидрослюдистого материала светло-бурого цвета, мелкозернистой структуры, с зёрнами гидрослюды, идентичными включениям в гидрослюдисто-карбонатной породе.

В приконтактных частях обломков гидрослюдисто-карбонатной породы количество включений гидрослюды резко возрастает. На рис. 4.2.16: 1 – гидрослюдисто-карбонатная порода, 2 – кальцит, 3 – гидрослюда (линза, вытянутая вдоль гнезда кальцита).

Гидрослюдисто-карбонатный материал образует инъекции в известняке, причём вдоль них отмечаются обособления гидрослюдистого материала, состоящего из порфировидных выделений и карбонатизированной основной массы (рис. 4.2.17).

Карбонатная порода с включениями гидрослюдистого минерала, входящая в состав шлифа 095-10, не имеет аналогов среди осадочных, магматических или метаморфических пород. Предположительно, порода представляет собой результат плавления известняка при внедрении силикатного расплава (впоследствии агиллизированного). Гидрослюдистые включения могут являться реликтами порфировых выделений, принадлежащих магматической породе.

Шлиф 095-11 (рис. 4.2.18). В шлифе наглядно отображена последовательность формирования агломератовой брекчии. В центре шлифа - обломок известняка (1), сложенного округлыми раковинами фузулинид хорошей сохранности (70 %) и микрозернистым карбонатным цементом базального типа (30 %). Известняк покрыт оболочкой гидрослюдисто-карбонатного материала серо-коричневого цвета (2), не содержащего реликтов микрофауны, характерных для известняка.

Обломок известняка и облекающей его гидрослюдисто-карбонатной породы закатан в гидрослюдистую связующую массу зеленоватого цвета (3), сложенную микрочешуйчатой гидрослюдой с оолитоподобными обособлениями, частично замещёнными гидрослюдой, карбонатом и рудным минералом. Известняк и цемент рассечены серией микропрожилков кальцита.

Гидрослюдисто-карбонатный материал показан крупным планом на рис. 4.2.19, -20, -21. Для него характерно наличие мелких, 0,04-0,08 мм, включений гидрослюдистого материала полигональной формы. В оболочке, сложенной гидрослюдисто-карбонатным материалом, наблюдаются слабо выраженные линии течения, повторяющие контур обломка известняка. Линия контакта оболочки с известняком извилистая, нечёткая, отмечается инъектирование известняка материалом оболочки. Аналогичная порода описана в шлифе 095-10.

Связующая масса агломератовой брекчии содержит также «расташенные» обломки нацело изменённого известняка.

Характер взаимоотношения связующей массы брекчии с известняком проиллюстрирован двумя снимками – рис. 4.2.22, -23; известняк инъектирован цементом.

В левой части шлифа (рис. 4.2.18) гидрослюдистый цемент брекчии содержит изолированный обломок гибридной гидрослюдисто-карбонатной породы с мелкими полигональными включениями гидрослюдистого материала светло-бурого цвета; крупным планом он показан на рис. 4.2.24. Вдоль нижнего контакта обломка – система сближенных микротрещин.

Известняк претерпел как минимум две фазы наложенных изменений: вначале из обычного органогенного известняка был трансформирован в пелитоморфный, затем связующая масса породы, цементирующая раковины фузулинид, заместила мелко-среднекристаллическим кальцитом.

Предположительно, исследуемая горная порода (шлиф 095-11) является нацело изменённой ксенолавобрекчией.

Шлиф 095-14 (рис. 4.2.25). Обломок органогенного известняка в цементирующей массе гидрослюдистого состава, разнообломочной (туфовой) структуры. Известняк сложен раковинами фузулинид плохой сохранности, сцементированными мелкозернистым кальцитом; инъектирован гидрослюдистым материалом. Цемент брекчии, окружающий обломок известняка, аналогичен цементу вышеописанных образцов. Он состоит из оолитовидных (в отдельных случаях – полигональных) зёрен гидрослюды (псевдоморфозы по оливину?), погружённых в матрикс несколько более светлой окраски.

На периферии обломка известняка встречаются участки, представляющие собой карбонатную брекчию с плёночным железисто-гидрослюдистым цементом (рис. 4.2.26), напоминающим стилолитовые швы: наблюдается «внедрение» одних карбонатных обломков в другие.

В цементе отмечен обломок железисто-гидрослюдистой породы (рис. 4.2.27), состоящей из оолитовидных и полигональных зёрен гидрослюдистого материала красновато-коричневого цвета и из матрикса того же состава. Часть зёрен замещена гидроксидами железа.

Предположительно, исследуемая горная порода (шлифы 095-11, -14) является нацело изменённой лавобрекчией.

Образец 7095-1, -1А (рис. 4.2.28, -29). В овальном обломке известняка размером 3×4×5 см, закатанном в зеленоватую цементирующую массу гидрослюдистого состава, выявлены два

инъекционных канала: а) в правой части образца (рис. 4.2.29) находится червеобразный канал сечением 3-4 мм, выполненный материалом цемента; б) левой части образца 7095-1 (рис. 4.2.28) короткий канал с нечёткими ограничениями соединяет поверхность обломка известняка с гнездом гидрослюдистого материала, занимающего центральную часть теневой структуры гексагональных очертаний, более отчётливо проявленной на рис. 4.2.29.

На рис. 4.2.30: в известняке (1) левее «червоточины», заполненной мелкими (0,2-0,6 мм), частично полигональными зёрнами новообразованного гидрослюдистого минерала голубовато-зелёного цвета, предположительно – алюмоселадонита (2), находится линза карбонатного материала чёрного цвета (3), примыкающая к инъекции гидрослюдистого цемента. Если придерживаться вулканогенной гипотезы формирования брекчии, линза может быть сложена стекловатым карбонатом кальция (продуктом плавления и моментального застывания известняка).

Цвет известняка, слагающего обломок, коричневатого-серый, - значительно темнее, чем цвет вмещающих брекчии известняков.

Цементирующая масса агломератовой брекчии, облекающая обломок известняка и инъецирующая его, состоит из мелких, 0,1-0,6 мм, изометричных зёрен гидрослюдистого минерала голубовато-зелёного цвета, имеющих нередко полигональные очертания. Происхождение их однозначно не установлено; предположительно, зёрна могут быть псевдоморфозами гидрослюды по порфиристым выделениям флогопита или оливина.

Образец 7095-2 (рис. 4.2.31, -32). Известняк инъецирован порфиристым вторичным гидрослюдистым материалом зелёного цвета, представляющим собой цемент агломератовой брекчии. Для цемента характерно наличие овальных, иногда гексагональных зёрен гидрослюды зелёного, синевато-зелёного цвета размерами 0,1-0,5 мм. Инъекции окружены каёмками минерала чёрного цвета, представляющего собой, предположительно, стекловидный карбонат кальция (аналог 4.2.30), местами (в левой части снимка) – каёмками гидрослюды со следами течения.

Образец 7195-5 (рис. 4.2.33). Гидрослюдистый цемент агломератовой брекчии. Порода травянисто-зелёного, голубовато-зелёного цвета, порфиристой структуры. Более 60 % её объёма представлено мелкими (0,1-0,5 мм) полигональными зёрнами гидрослюдистого минерала

зелёного, светло-зелёного цвета, однородного внутреннего строения.

Матрикс, вмещающий эти зёрна, представляет собой однородную гидрослюдистую массу темно-зелёного цвета; он слагает также извилистые нитевидные прожилки.

Шлиф 7095-6 (рис. 4.2.34). Мелкообломочная брекчия ранней генерации, карбонатно-гидрослюдистого состава, слагающая обломок, входящий в состав агломератовой брекчии поздней генерации. Порода сложена:

- обломками аргиллитоподобного гидрослюдистого материала светло-бурого (1) и зеленоватого (2) цвета, однородными, без признаков слоистости;

- редкими обломками известняков (3);
- связующей массой гидрослюдистого состава, буроватого цвета, микрозернистой, карбонатизированной, сходной с обломками светло-бурого гидрослюдистого материала.

Аргиллитоподобный материал состоит из мелких (размером 0,05-0,6 мм) оолитовидных гидрослюдистых образований коричневого цвета и матрикса того же состава (рис. 4.2.34). Наиболее мелкие зёрна имеют нередко полигональные очертания. Межзерновые промежутки связующей массы выполнены вторичным карбонатом. В центральной части снимка (рис. 4.2.35) - вытянутый обломок светло-бурого карбонатного материала, рассечённый трещинами, выполненными рудным минералом, и окружённый оболочкой новообразованного кальцита.

Отмечен обломок пелитоморфного известняка, передробленного, залеченного карбонатными прожилками и инъецированного глинистым материалом бурого цвета (рис. 4.2.36).

Образец 7095-7 (рис. 4.2.37). Гидрослюдистый цемент агломератовой брекчии.

Более 50 % площади шлифа занимает гидрослюдистый материал травянисто-зелёного цвета, состоящий из мелких гексагональных выделений и матрикса того же состава. До 30 % занято аналогичным материалом, имеющим бледно-голубую окраску. Около 10 % представлено микрозернистым агрегатом зёрен травянисто-зелёного цвета, более тёмным, имеющим чёткие контакты с первыми двумя разновидностями. В нижней части снимка – овальный обломок пелитоморфного известняка.

Образец 7095-9 (рис. 4.2.38). Обломок темно-коричневого известняка, закатанный в гидрослюдистый цемент травянисто-зелёного цвета и инъецированный этим цементом.

Связующая масса своей структурой наминает порфиновую (рис. 4.2.39). Она образована мелкими (0,1-0,6 мм) оолитовидными зёрнами гидрослюдистого минерала зелёного цвета, однородного, и микрозернистым матриксом буровато-зелёного цвета, имеющим аналогичный состав.

Зёрна гидрослюдистого минерала зелёного цвета нередко имеют полигональные очертания. Часть зёрен имеет зональное строение: внутренняя часть зерна имеет коричневую окраску, внешняя - зелёную.

Предположительно, данные образования являются псевдоморфозами селадонита (или близкого по составу минерала) по оливину или флогопиту.

Образец 7095-10 (рис. 4.2.40). Обломок, состоящий из органогенного известняка и мелкообломочной карбонатной брекчии, закатан в гидрослюдистый цемент поздней генерации, зеленоватого цвета, состоящий из зёрен гидрослюдистого минерала размером 0,1-0,6 мм и матрикса того же состава. Брекчия ранней генерации, входящая в состав обломка, также сцементирована гидрослюдой; в ней вдоль контакта с известняком прослеживается полоска зеленовато-чёрного цвета (изменённое стекло?)

Образец 7095-11 (рис. 4.2.41). Обломок темно-жёлтой глинистой породы (аналогичной породе, описанной ниже в серии шлифов 7095-В) заключён в гидрослюдистый цемент зелёного цвета. Её отличительной особенностью является обилие мельчайших выделений рудного минерала. Вдоль правого края обломка в глине жёлтого цвета прослеживается полоска, обогащённая рудным минералом. Вдоль верхнего контакта заметно подобие линий течения, подчёркнутых тонкими зеленовато-чёрными прожилками. В центральной части обломка – гнездо гидрослюдистого материала зелёного цвета размером 2 мм, треугольной формы, также содержащего тонкую рудную вкрапленность.

Шлиф 7095-12 (рис. 4.2.42). Брекчия, состоящая из редких, крупных (до 4 мм) обломков перекристаллизованного органогенного известняка, сцементированных вторичным глинисто-гидрослюдистым материалом зеленовато-бурого цвета.

Связующая масса породы состоит из гидрослюдистого матрикса, частично замещённого кальцитом, и погружённых в него оолитовидных зёрен (0,1-0,5 мм) гидрослюдистого материала, отчётливо выделяющихся в скрещенных николях на фоне менее упорядоченного матрикса. Ооли-

товидные зёрна менее подвержены карбонатизации, чем матрикс (рис. 4.2.43, -44); они рассеяны выполненными лимонитом извилистыми трещинами, характерными для оливина.

В связующей массе присутствуют мелкие (доли мм) растащенные обломки известняка. Наблюдается инъецирование обломков органогенного известняка связующей массой; в известняке содержатся мелкие локальные зёрна гидрослюды (рис. 4.2.45). Среди гидрослюдистого цемента встречено гнездо мелкокристаллического карбонатного материала, окружённое разрушенной оболочкой пелитоморфного карбоната (рис. 4.2.46).

Рудная минерализация проявлена в виде тонкодисперсной вкрапленности и крупных дендритовидных скоплений лимонита (гётита), секущих зёрна новообразованного кальцита и обломки аргиллитоподобного гидрослюдистого материала зелёного цвета.

Образец, шлиф 7095-13 (рис. 4.2.47, -48). Обломок глинисто-гидрослюдистой породы жёлтого цвета, состоящий из глинистых оолитовидных образований и матрикса того же состава; порода интенсивно карбонатизирована, содержит тонкодисперсную вкрапленность окисленного пирита. «Оолиты» хорошо заметны в скрещенных николях, по их периферии обычна чёрная кайма лимонита.

В верхней части полированного образца сохранилась мелкообломочная связующая масса поздней генерации (рис. 4.2.49), гидрослюдистого состава, в которой находился весь исследуемый обломок. Она более чем на 80 % состоит из уплощённых оолитовидных зёрен глинистого минерала. Следы течения подчёркнуты вытянутыми включениями пелитоморфного карбоната кальция. Глинисто-гидрослюдистый материал зеленоватого и бурого цвета, порфировой структуры вмещает и инъецирует обломки сильно перекристаллизованного органогенного известняка (рис. 4.2.50).

В правой части рис. 4.2.50 – обломок (рассечённый карбонатной жилкой) гидрослюдисто-карбонатной породы буровато-серого цвета, содержащей оолитовидные включения гидрослюдистого материала светло-бурого цвета.

На контакте с обломком перекристаллизованного органогенного известняка выявлен овальный обломок вторичной гидрослюдистой породы порфирового облика (рис. 4.2.51, -52), состоящей из тонкозернистой (почти пелитовой) основной массы зеленовато-светло-бурого цвета и оолитовидных зёрен более тёмной окраски (обусловленной повышенным ожелезнением), со слабо выраженным волнистым погасанием. По-

рода карбонатизирована по микротрещинам, причём она не затрагивает оолитовидные зёрна. Возможно, обломок сложен изменённым пикритовым порфиритом.

Образец 7095-17 (рис. 4.2.53). Овальный обломок глинистой породы жёлтого цвета, содержащий скруглённый обломок органогенного известняка размером 4×8 мм, закатан в зеленоватый гидрослюдистый цемент, состоящий из овальных зёрен зелёной гидрослюды, угловатых обломков глинистых минералов зеленоватого-жёлтого цвета и из зеленоватого матрикса. Своей структурой глинистая порода напоминает вторичную оолитовидную породу, описанную в верхней части обнажения (шлифы серии 7095-В).

Предположительно, исследуемая горная порода (образец, шлиф 7095-13) является нацело изменённой лавобрекчией.

4.2.1.2. Точка опробования 7095-Б

В средней части коренного выхода агломератовых брекчий, имеющей мощность около 0,5 м, до половины объёма породы представлено обломками мелкообломочной брекчии силикатного состава, реже массивной глинистой породы жёлтого цвета. Вторую половину объёма составляет гидрослюдистый цемент зелёного цвета, аналогичный цементу нижней части обнажения. Обломки известняка практически отсутствуют. Из связующей массы отобрана проба 7095-Б.

Вещественный состав

Породообразующие минералы, слагающие связующую массу брекчии, представлены, по аналогии с пробой 7095-6, отобранной в 0,5 м ниже, преимущественно гидрослюдой.

Химический состав пробы 7095-Б, по данным рентгеноспектрального флуоресцентного метода, следующий (мас. %): SiO₂ – 37,72; TiO₂ – 0,549; Al₂O₃ – 13,81; Fe общ. – 3,57; MnO – 0,018; MgO – 2,67; CaO – 16,17; Na₂O – <1; K₂O – 3,92; P₂O₅ – 0,033; V – 0,015; Cr – 0,004; потери при прокаливании – 21,30.

Текстурно-структурные признаки

Обломочный материал в средней части обнажения агломератовых брекчий представлен преимущественно овальными обломками (до 5 см) мелкообломочной брекчии светло-бурого цвета. Мелкообломочная брекчия состоит из остроугольных обломков гидрослюдистого материала, реже карбоната и незначительного коли-

чества связующей массы гидрослюдистого состава. Помимо неё, в составе агломератовой брекчии отмечены единичные обломки гидрослюдисто-карбонатной породы неясного происхождения (шлиф 7095-Б2).

Образец, шлиф 7095-Б2 (рис. 4.2.54, 55). Исследуемый образец состоит из трёх частей: существенно карбонатной (1) и гидрослюдисто-карбонатной (2), слагающих обломок в составе агломератовой брекчии, и из существенно гидрослюдистого цемента брекчии (3). Они характеризуются следующими особенностями:

1. Центральная часть сложена округло-полигональным обломком брекчированной, сильно перекристаллизованной карбонатной породы, пелитоморфной, с гнездами мелкокристаллического кальцита. В перекристаллизованном известняке отмечено округло-полигональное зерно гидрослюдистого материала зеленоватого-жёлтого цвета, зонального строения, анизотропного (рис. 4.2.56, центр). Вокруг – около 20 мелких (0,02-0,05 мм) зёрен аналогичного материала.

2. Карбонатный обломок окружён гибридной породой гидрослюдисто-карбонатного состава (рис. 4.2.57, -58, -59), состоящей из матрикса бурого цвета, существенно карбонатного состава, тонкозернистой структуры (напоминающего пелитоморфный известняк, но отличающийся от него цветом), и из обилия мелких разрозненных зёрен гидрослюды размерами 0,05-0,1 мм. Некоторые из зёрен имеют овальную, оолитовидную форму, но очертания большинства из них полигональны. Предположительно, гидрослюда слагает псевдоморфозы по порфиоровым выделениям силикатного минерала гексагонального габитуса.

Гидрослюдисто-карбонатная порода расчленена радиальными прожилками среднекристаллического кальцита. Прожилки упираются в обломок карбонатной породы, занимающий центральную часть шлифа, т.е. обломок попал в породу после формирования прожилков.

3. На периферии обломка встречаются реликты цемента агломератовой брекчии (поздней генерации), порфиоровидного облика, состоящего из зёрен (0,05- 0,5 мм) гидрослюды жёлтого цвета, с волнистым погасанием, расщеплённые извилистыми трещинами, свойственными кристаллам оливина (рис. 4.2.60, -61), и из обломков гибридной гидрослюдисто-карбонатной породы (рис. 4.2.62). Некоторые из зёрен полигональны.

На рис. 4.2.63 изображена непростая для понимания ситуация, когда зональный кальцитовый прожилок (1), секущий гидрослюдисто-

карбонатную породу (2), срезается крупным гнездом карбонатной породы (3), занимающим центральную часть шлифа. Возможно, перечисленные компоненты в момент формирования породы были пластичны.

Между двух прожилков кальцита выявлен ксенолит (гибридного?) гидрослюдисто-карбонатного материала, содержащего бурые зёрна гидрослюды. В центре снимка (рис. 4.2.64) - крупное зерно (гнездо?) бурого гидрослюдистого материала, разбитое трещинами и сцементированное железисто-глинистым цементом; указывает на многофазовость формирования породы.

Предположительно, исследуемая горная порода представляет собой нацело изменённую контаминированную силикатно-карбонатную породу. Она могла сформироваться в результате частичного плавления органогенного известняка при внедрении маломощного тела пикритового порфирита и последующего смешения возникшего карбонатного расплава с магматическим. Гидрослюдистый материал, слагающий обломки, является, предположительно, нацело изменённым пикритовым порфиритом.

Шлиф 7095-Б3 (рис. 4.2.65). Мелкообломочная брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, грязно-зелёного, зеленовато-бурого цвета. В шлифах окраска их меняется на светло-бурую. Текстура массивная, брекчиевая. Структура основной массы разнообломочная, местами динамофлюидальная.

Обломки (размером до 4 мм) преимущественно представлены однородным аргиллитоподобным материалом зеленоватого и желто-коричневого цвета, состоящим из оолитовидных порфирированных выделений гидрослюды и матрикса того же состава. «Оолиты» отличаются от матрикса лишь в скрещенных николях по упорядоченному расположению микрочешуек гидрослюды. Окраска зависит от густоты вкрапленности окисленного пирита. Внутри отдельных оолитовидных зёрен отмечаются скопления новообразованного мелкозернистого кварца.

Отмечены участки основной массы темно-коричневого цвета, природа которой не установлена (рис. 4.2.66). Возможно, она имеет глинисто-карбонатный состав или сложена хлоритизированным, аргиллизированным стеклом. Наблюдается инъектирование вышеописанной цементирующей массой крупного обломка глинисто-гидрослюдистого материала светло-бурого цвета, сильно трещиноватого (рис. 4.2.67). Переход от обломка к цементу нечёткий. Микротре-

щины в обломке выполнены гидрослюдисто-карбонатным материалом.

В крупном обломке глинисто-гидрослюдистого материала, однородном в проходящем свете, при скрещенных николях различимы локальные участки, идентичные оолитовидным образованиям (рис. 4.2.68, слева внизу).

Связующая масса представлена мелкими обломками аналогичного гидрослюдистого материала. В ней отмечены скопления гидрослюдисто-карбонатного материала коричневого цвета (рис. 4.2.69, -70), напоминающего гибридную породу шлифа 7095-Б2.

Шлиф 7095-Б5 (рис. 4.3.71). Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава. Состав породы достаточно пёстрый:

- обломки однородного, трещиноватого аргиллитоподобного материала (75 %) зеленовато-бурого, красновато-бурого, болотного цвета, гидрослюдистого состава, анизотропного (погасающего крупными участками), содержащего тончайшую вкрапленность рудного минерала (рис. 4.2.72, -73, -74);

- обломки карбонатного материала (5 %) серого цвета, мелкозернистого, сильно изменённого (рис. 4.2.75, -76). Они имеют зональное строение: внешняя часть сложена карбонатом тёмно-серого цвета, пелитоморфным, с единичными включениями зёрен гидрослюдистого материала желтовато-зелёного цвета; внутренняя – мелкозернистым агрегатом кальцита белого цвета. Нижняя часть одного из карбонатных обломков (рис. 4.2.75) разбита на части и инъектирована гидрослюдистым материалом цемента; мелкие зёрна карбоната образуют шпильки в близлежащей цементирующей массе;

- обломок (до 6 мм) гидрослюдисто-карбонатной породы (7 %), состоящий из вытянутых обособлений бурого карбонатно-гидрослюдистого материала, округлых и угловатых обломков известняка и цементирующей массы, сложенной новообразованным мелкозернистым кальцитом (рис. 4.2.77);

- обломки однородной, без признаков зернистости, гидрослюдистой породы светло-бурого, оранжево-коричневого цвета, с волнистым погасанием, нередко обладающей флюидальной структурой (3 %), являющейся, возможно, аргиллизированным стеклом (рис. 4.2.78, -79);

- цементирующая масса буровато-зелёного цвета (10 %) состоит из мелкозернистого (мельче 0,02 мм) агрегата гидрослюды и оскольчатых зёрен кварца, составляющих до 20 % объёма цемента (рис. 4.2.72, -73, -78);

- бесформенные выделения гидроокислов железа (2 %).

Типичным примером структуры исследуемой породы является фрагмент шлифа 7095-Б5, изображённый на рис. 4.2.78. На снимке: 1 – гидрослюдистый материал с участками погасания > 1 мм, 2 – изменённое вулканическое стекло (?), 3 – оолитовидные образования, 4 – микрозернистая связующая масса, 5 – гётит.

На рис. 4.2.80 – обломки гидрослюдистого материала коричневатого-серого цвета сцементированы и инъецированы агрегатом обломков гидрослюдистого материала красновато-жёлтого цвета (предположительно, являющегося аргиллизированным стеклом). В центре рис. 4.2.77 – карбонатная псевдоморфоза серого цвета, гексагональных очертаний по неустановленному минералу.

Образец, шлиф 7095-Б8 (рис. 4.2.81, -82). Мелкообломочная брекчия, состоящая преимущественно из обломков однородного (аргиллитоподобного) гидрослюдистого материала голубовато-зелёного и желто-коричневого цвета, с единичными обломками известняка.

Аргиллитоподобный материал неоднороден, состоит из оолитовидных порфирированных выделений (60-75 % его объёма), различимых среди матрикса (25-40 %) лишь в скрещенных николях по зональному погасанию агрегатов гидрослюды. Окраска его обусловлена тонкодисперсной вкрапленностью окисленного пирита. Внутри отдельных оолитовидных зёрен отмечаются скопления новообразованного мелкозернистого кварца.

Отмечены редкие обломки ярко-бурого гидрослюдистого материала (предположительно, аргиллизированного стекла) с признаками флюидальности, с пятнистым погасанием. Для них не характерна рудная минерализация. Один из обломков имеет концентрически-зональное строение.

Присутствуют обломки микрозернистого, пелитоморфного карбоната кальция серой, буровато-чёрной окраски.

Цемент (до 10 % площади шлифа) представлен хлоритом и мелкочешуйчатым агрегатом гидрослюды. Окраска цемента преимущественно зеленоватая, реже коричневая.

Шлиф 7095-Б11 (рис. 4.2.83). Брекчия гидрослюдистого состава, зеленовато-жёлтого цвета, разнообломочная. Текстура брекчиевая.

Обломки представлены преимущественно аргиллитоподобной породой зеленовато-бурого, бледно-зелёного цвета (в зависимости от содержания окисленного пирита). Характерной

её особенностью является наличие порфирированных обособлений («оолитов») размером 0,1-0,6 мм, различимых лишь в скрещенных николях по своеобразным фигурам погасания (рис. 4.2.84, -85, -86, -87). Концентрация «оолитов» варьирует от 30-40 % до 80 %.

Отмечаются обломки (3 %) нацело изменённого стекла темно-бурого цвета, с признаками флюидальности, имеющие волнистое погасание.

Обломки пелитоморфного карбоната кальция серого цвета, пятнистого, микрозернистого, содержат мелкие включения гидрослюдистого материала.

Цементирующая масса (3-5 %) представлена волокнистым агрегатом гидрослюды, гидроокислов железа, частиц пелитоморфного карбоната. Крупные участки цемента, нередко – целые крупные обломки, погасают одновременно.

Примечательно, что наиболее отчётливо анизотропные порфирированные выделения гидрослюдистого материала выделяются на фоне более светлого матрикса в краевых, аномально тонких (< 0,01 мм) частях шлифа (рис. 4.2.87).

В центральной части шлифа находится обломок (2×3 мм) карбонатно-гидрослюдистой породы брекчиевой структуры (рис. 4.2.88, -89). Мелкие остроугольные обломки перекристаллизованного известняка буровато-серого цвета сцементированы буровато-жёлтым гидрослюдистым материалом. Вокруг карбонатных обломков – оболочки, состоящие из укрупнённых пластинок гидрослюды (заметны в скрещенных николях).

Шлиф 7095-Б14 (рис. 4.2.90) – брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, буровато-зелёного цвета. Текстура массивная, брекчиевая.

Обломки представлены аргиллитоподобным гидрослюдистым материалом зеленоватого и бурого цвета (70 % площади шлифа) и карбонатной породой (20 %); цементирующая масса (9 %) – мелкозернистый гидрослюдистый материал красновато-бурого цвета. Лимонит (1%) локализуется и в обломках, и в цементе.

Отмечен обломок порфирированной породы бурого цвета (рис. 4.2.91), состоящей преимущественно из полигональных зёрен (0,15-0,30 мм) гидрослюдистого минерала, являющихся, по-видимому, псевдоморфозами. В верхней части снимка – фрагмент обломка карбонатной породы, состоящей из сцементированных мелкокристаллическим кальцитом обломков пелитоморфного известняка с единичными полигональными зёрнами гидрослюдистого материала.

На том же снимке (рис. 4.2.91, внизу) карбонатный обломок обволакивается гидро-

слюдистым материалом, причём карбонат при контакте пелитоморфен. Имеет место либо химическое взаимодействие, либо закалка известняка.

В тонких срезах аргиллитоподобного гидрослюдистого материала (на краю шлифа) в скрещенных николях обнаруживаются признаки порфировой структуры.

В левой части снимка шлифа (рис. 4.2.90) - обломок (2,5×4,0 мм) пелитоморфного известняка, содержащего зёрна гидрослюдистого минерала.

Часть обломков в составе брекчии имеют сложное строение: центральные части их сложены пелитоморфным карбонатом, периферия – гидрослюдистым материалом, причём контакты – как чёткие, так и постепенные (рис. 4.2.93).

Цементом брекчии служит гидрослюдистый материал красно-бурой, зеленовато-жёлтой окраски, присутствующий в порах, а также в виде плёнок вокруг обломков (рис. 4.2.91, -93). В тонких срезах наблюдается погасание отдельных фрагментов цемента.

Рудный минерал (гётит) слагает округлые, угловатые, иногда почти прямоугольные зёрна размером 0,05-0,25 мм и прожилки в цементе брекчии (рис. 4.2.93). Изотропен, в отражённом свете имеет чёрную окраску без металлического блеска. Присутствуют единичные угловатые зёрна кварца с волнистым погасанием.

Предположительно, исследуемая горная порода (образцы, шлифы 7095-Б3 ÷ 7095-Б14) представляет собой сильно изменённый ксенотуф, но сходство лишь структурное.

4.2.1.3. Точка опробования 7095-В

Верхняя часть обнажения 7095 (рис. 4.2.3) сложена глинистой горной породой светло-бурого цвета, зернистой структуры, внешне напоминающей слабосцементированный крупнозернистый песчаник.

Вещественный состав

По данным рентгенофазового и термического анализа, в пробе 7095-В определён монтмориллонит (46 %), кальцит (26 %), каолинит-хлоритовый агрегат (21 %), кварц (5 %), плагиоклаз (1 %), органическое вещество (0,5 %).

Химический состав горной породы, слагающей верхнюю часть обнажения, определён микронзондовым анализом шлифа 7095-В. Получены следующие средние значения по 5 точкам

(мас. %): SiO₂ – 54,47; TiO₂ – 0,98; Al₂O₃ – 25,34; Fe₂O₃ – 4,12; MnO – н/опр., MgO – 4,65; CaO – 0,32; Na₂O – н/опр., K₂O – 5,05.

Из верхней части обнажения отобрана минералогическая проба 7095-В весом 1,34 г. Полный выход тяжёлой фракции (< 1,0 мм) составляет 6,88 г (что соответствует 5,13 кг/т).

Минеральный состав тяжёлой фракции (размерностью 0,1-0,25 мм) следующий:

- немагнитная фракция: редкие зёрна циркона, корунда, карбоната, пирита, хлорита, кварца, лейкоксена, анатаза, кианита;

- электромагнитная фракция (1,12 г): преобладают гидроксиды железа + гидрослюдистоглинистые агрегаты; в подчинённом количестве - корунд, хлорит, карбонат, лейкоксен, ильменит, гранат, рутил, пирит, моноклинный пироксен, селадонит, хлоритоид, эпидот;

- магнитная фракция (0,01 г): магнитные псевдоморфозы лимонита по пириту (50 %), магнитные гидроксиды железа (45 %), магнетит (5 %); редкие магнитные сферулы и редкие зёрна железистого ильменита.

Отмечены особенности: а) ильменит и магнетит представлены неокатанными кристаллами с резкими рёбрами и блестящими гранями; б) псевдоморфозы по пириту представлены гематитом (преобладает) и лимонитом, они образуют сростания.

Текстурно-структурные признаки

Образцы вторичной карбонатно-глинистой породы имеют буровато-зелёную окраску, шлифы - светло-коричневую. Текстура массивная, структура порфиroidная. Порода состоит из оолитовидных глинистых образований желтовато-бурого цвета и идентичной им по составу связующей массы, в различной степени замещённой кальцитом. Карбонатизированные участки полированных шлифов имеют голубовато-зелёную окраску.

Образец, шлиф 7095-В (рис. 4.2.94, -95). Глинистая порода буровато-зелёного цвета, состоящая из оолитовидных образований и матрикса, частично замещённого кальцитом. «Оолиты» в большинстве случаев, особенно наиболее мелкие, имеют полигональные очертания; в их внутреннем строении также заметны полигональные теньевые структуры (рис. 4.2.96).

Не следует забывать, что, по данным рентгенофазового анализа, состав вторичных минералов, слагающих «оолиты» и матрикс, весьма ограничен. Следовательно, и исходный минеральный состав породы также, по видимому, не отличался разнообразием.

Исследуемый материал более всего напоминает изменённую мелкопорфировую горную породу, в которой порфиновые выделения идентичны по составу вмещающему их матриксу. Глубокая степень вторичных изменений не позволяет однозначно её диагностировать, но наиболее вероятным вариантом представляется пикритовый порфирит – порода, состоящая из порфировых вкрапленников оливина в стекловатом базисе того же состава.

В скрещенных николях аргиллизированные порфиновые выделения выделяются на фоне также аргиллизированного матрикса своеобразными фигурами погасания типа «песочных часов» (рис. 4.2.97, -98, -99).

Образец, шлиф 7095-B2 (рис. 4.2.100, -101). Аналогичная порода, сложенная оолитовидными гидрослюдистыми образованиями и карбонатизированным гидрослюдистым матриксом (рис. 4.2.102, -103). До 30 % площади шлифа представлено гнёздами и прожилками среднекристаллического кальцита (рис. 4.2.103, -104, -105); центральные части гнёзд кальцита содержат хлорит зеленовато-жёлтого цвета, составляющий до 7 % площади шлифа (рис. 4.2.106). Рудная минерализация (3 %) представлена окисленным пиритом и нитевидными прожилками лимонита.

Отмечаются редкие обломки аргиллитоподобного глинистого материала красновато-коричневого цвета (предположительно, изменённого стекла), имеющие оторочки гидроокислов железа (рис. 4.2.103, -104), и обломки инъецированного глинистым материалом известняка.

На рис. 4.2.105: 1 – известняк, 2 – оолитовидные псевдоморфозы глинистого материала по зёрнам неуставленного минерала, 3 – зерно глинистого материала с оболочкой окисленного пирита. В правой части рисунка – крупное оолитовидное зерно минерала глинистого состава, имеющее полигональные очертания. Внутри зерна заметна зональность.

Образец, шлиф 7095-B3 (рис. 4.2.107, -108). На большей части шлифа – порода, аналогичная вышеописанной; она интенсивно карбонатизирована и хлоритизирована; входящие в её состав оолитовидные зёрна менее чем матрикс подвержены изменениям.

В правой части шлифа эта порода контактирует с обломком породы, состоящей из остроугольных обломков глинистого материала флюидальной структуры (изменённое стекло?) и из мелкозернистой связующей массой того же состава. Последняя содержит мелкие оскольча-

тые зёрна кварца в количестве 5-10 %, не встречающиеся на остальной площади шлифа (рис. 4.2.109, -110, -111, 112). Предположительно, данный фрагмент шлифа сложен витрокластическим туфом, имеющим, судя по данным микронзондового анализа, щёлочно-основной состав.

На левой половине рис. 4.2.111, -112 – крупный обломок аргиллизированного флюидального стекла с вкрапленностью неуставленного прозрачного минерала, имеющего высокий показатель преломления (чёрные точки). В правой нижней части снимка – перекристаллизованный кальцит с обилием разнородных включений, сложенных вторичным глинистым материалом.

Образец, шлиф 7095-B4 (рис. 4.2.113, -114) – аналогичная порфировая порода, сложенная оолитовидными зёрнами (0,1-0,6 мм) вторичного гидрослюдистого минерала буровато-зелёного цвета, имеющими нередко полигональные очертания и зональное внутреннее строение (рис. 4.2.115, -116, -117), и связующей массой аналогичного состава, частично (местами – полностью) замещённой кальцитом.

Карбонатизация проявлена в виде гнёзд и прожилков причудливой формы. В центральной части шлифа на неё наложено ожелезнение (рис. 4.2.116, -117). Примечательно, что карбонатизация и ожелезнение не затрагивают оолитовидных образований.

Связующая масса в отдельных случаях представляет собой брекчию, состоящую из мелких обломков пелитоморфного известняка, округлых выделений глинисто-гидрослюдистого материала желтовато-коричневого цвета и из новообразованного крупнозернистого карбонатного цемента (рис. 4.2.118). Отчётливо проявлена текстура течения, подчеркнутая плоччатыми обособлениями глинистого материала.

Отмечен крупный овальный обломок (рис. 4.2.119, правая часть снимка), состоящий из полигональных зёрен глинистого материала, частично замещённых кальцитом, и новообразованного кальцитового цемента. На контакте обломка находятся прожилки кальцита и глинистого материала.

Образец, шлиф 7095-B5 (рис. 4.2.120, -121, -122). Порода, аналогичная вышеописанной. Характерно обилие «оолитов», устойчивых к наложенной карбонатизации, анизотропных (рис. 4.2.123, -124, -125).

Во внутренних частях оолитовидных образований в скрещенных николях наблюдаются полигональные структуры и крестообразные фигуры, сохраняющие своё положение при поворо-

тах столика (рис. 4.2.125, -126, -127). Цемент почти полностью замещён карбонатным материалом. Отмечены «оолиты», рассечённые со смещением карбонатным прожилком (рис. 4.2.127), из чего следует, что на момент формирования прожилков они представляли собой хрупкие минеральные индивиды.

Шлиф 7095-В6 (рис. 4.2.128). Порода, аналогичная вышеописанной. Оолитовидные зёрна глинисто-гидрослюдистого материала отчётливо выделяются среди новообразованной карбонатной основной массы.

В скрещенных николях видны тонкие гидрослюдистые волокна, расположение которых отражает внутреннее строение «оолитов» (рис. 4.2.129, -130). Наиболее мелкие оолитовидные зёрна имеют полигональные очертания (рис. 4.2.131).

Отмечен обломок перекристаллизованного известняка размером 0,5×1,0 мм (рис. 4.2.132, центр снимка). На его поверхности сохранились реликты цементирующей массы, содержащей мелкие полигональные зёрна глинисто-гидрослюдистого материала; они не затронуты карбонатизацией.

Исследуемая горная порода (образцы, шлифы 7095-В ÷ 7095-В6) по своим структурным признакам не имеет аналогов среди известных геологам осадочных, магматических или метаморфических горных пород [52]. Исходя из структурных особенностей и состава вторичных глинистых минералов, она первоначально представляла собой пикритовый порфирит, подвергнутый гипергенным изменениям.

4.2.1.4. Точка опробования 7095-Г

Органогенные известняки светло-серого цвета, слагающие потолок грота выше обнажения агломератовых брекчий, рассечены тонкими ветвящимися прожилками гидрослюдистого материала голубовато-зелёного цвета. По этим прожилкам от потолка отслаиваются плитчатые обломки известняка. Известняк на расстоянии до 1,5 см от прожилков имеет коричневатую окраску, существенно более тёмную, чем на удалении от контакта (рис. 4.2.4). Из известняка и содержащегося в нём прожилка изготовлены полированный образец и прозрачный шлиф.

Вещественный состав

Визуально материал, слагающий прожилки, идентичен материалу связующей массы в

точке опробования 7095, состоящему из гидрослюды, кальцита и кварца.

В гидрослюдистом материале присутствуют сростки бипирамидальных кристаллов кварца длиной до 2 мм; сростки непрочные, выпадают при извлечении из субстрата. Наличие подобных кристаллов Ф.А. Курбацкая [35] считает характерным признаком для изменённых туффизитов Северного Урала.

Химический состав определён по данным микронзондового анализа пробы 7095-Г1. Средние значения по двум замерам следующие (мас. %): SiO₂ – 62,77; TiO₂ – 1,06; Al₂O₃ – 19,46; Fe общ. – 3,16; MnO – 0,00; MgO – 3,37; CaO – 2,11; Na₂O – н/опр.; K₂O – 7,20; P₂O₅ – н/опр.; Cr₂O₃ – 0,09; V₂O₅ – 0,10; NiO – 0,02; CoO – 0,02; Y₂O₃ – 0,00. Анализ выполнен в Пермском госуниверситете на сканирующем электронном микроскопе JSM 6390LV, аналитик К.П. Казымов.

Текстурно-структурные признаки

Образец, шлиф 7095-Г1 (рис. 4.2.133, -134). Органогенный известняк, рассечённый микропрожилком (0,5-1,5 мм) гидрослюдистого материала зеленоватого цвета.

Прожилок имеет флюидальную структуру; в скрещенных николях (в тонких срезах) одновременно погасают крупные фрагменты прожилка. Отмечено единичное зерно ярко-зелёного глинистого минерала размером 0,25 мм. В верхней и нижней части образца в известняке находятся инъекции гидрослюды неправильной формы (в полированном образце они имеют светло-зелёную окраску).

4.2.2. Брекчии с гидрослюдистым цементом; грот Первый

Южная стена грота Первый сложена светло-серыми органогенными известняками, прорванными брекчией голубовато-зелёного цвета. В юго-западной части грота брекчии слагают субвертикальную зону шириной более 3 м, с нечёткими, через зону трещиноватости, контактами: по трещинам, отходящим от основного тела, зеленоватая глина образует инъекции в известняках. Брекчии избирательно - более интенсивно, чем массивные известняки - покрыты натёчной корой. Возможно, вследствие повышенной водонасыщенности брекчий. Залегание тела брекчий в целом субвертикальное, секущее слоистость. Прорисовка брекчий, сделанная по фотографии, приведена на рис. 4.2.135. На рис. 4.2.136 показана крупным планом одна из зачис-

ток, сделанных по брекчиям. Связующая масса брекчии имеет яркую голубовато-серую окраску и содержит мелкие обломки известняка и гидрослюдистого материала.

Восточнее, в стене карстового колодца, наблюдаются и пологие субпластовые инъекции бурого глинистого материала. Брекции изменены до коричневой глины и частично вынесены водой. Вмещающие известняки рассечены тонким (1-2 см) прожилком зеленоватого глинистого материала, сопряжённым с этой зоной, и содержащими зеленоватую глину сутуростилолитовыми швами (рис. 4.2.137). Просечки глинистого материала, сходного с цементом брекчий, отмечены в известняках и в других частях грота Первый.

Описанные в данной т.н. брекчии не могут быть чисто тектоническим образованием, т.к. они сцементированы глиной, а в разрезе визейских, намюрских и башкирских известняков прослойки силикатных пород отсутствуют.

Примечательно отсутствие избирательно-го размыва брекчий, - очевидно, формирование большей части грота происходило без участия водных потоков.

4.2.3. Глинистый материал в интрузивном залегании

В различных частях пещеры в известняках отмечены мелкие проявления глинистого материала бурого цвета, находящиеся в интрузивном залегании. Как правило, в них отсутствуют признаки водного отложения. По своим текстурным особенностям слагающая их порода аналогична глинистому материалу наиболее крупной залежи, слагающей пол грота Медовый; форма залежи асимметричная, повторяет в общих чертах форму потолка. Глинистые отложения имеют коричневую окраску и брекчиевую текстуру, обычную для исследуемых пещер.

4.2.3.1. Точка наблюдения 7112

В 6-10 м юго-восточнее т.н. 7095, в узком, до 1,5 м, проходе расположены два сближенных вертикальных карстовых колодца высотой более 15 м. Пол обоих колодцев горизонтален. Южной и северной стенами западного колодца на высоте 1,5 м от пола вскрыта линзообразная полость до 0,5 м в поперечнике, частично заполненная глинистым материалом коричневого цвета, брекчиевой текстуры, без признаков слоистости (рис. 4.2.138). Глинистый материал срезан капелью заподлицо с известняками, отсутствует

избирательный размыв. Верхняя часть залежи на глубину до 5 см представлена пластичной однородной водонасыщенной глиной, глубже находится плотная глинистая порода брекчиевой текстуры (рис. 4.2.139).

Форма залежи и её залегание в общих чертах схожи с залежью глинистого материала в гроте Медовый.

Инъекционная природа данного образования заметна в нижней части рис. 4.2.138. Кроме того, к востоку от вышеописанного гнезда глины прослеживается тонкий прожилок зеленоватой глины, на нём – гнездо глины до 8 см в поперечнике, также с признаками инъектирования (рис. 4.2.140). Это гнездо (как, впрочем, и остальные), будучи крайне непрочным образованием, не было размывто при формировании карстового колодца и даже несколько выступает из стены – видимо, имело место разбухание глинистого материала.

В северной стене данного колодца – полость до 40 см высотой, частично заполненная глиной (продолжение полости, изображённой на рис. 4.2.138). С поверхности глинистый материал покрыт корочкой лимонита, зафиксировавшей очень интересный момент: поверхность глинистых отложений изначально была неровная, комковатая (рис. 4.2.141).

С востока к вышеописанному колодцу примыкает другой колодец аналогичных размеров. Пол его на 1,7 м выше пола западного колодца. В восточной стене обнажаются просечки и гнезда глинистого материала мощностью до 5-10 см, также демонстрирующие признаки инъекционного залегания, с ксенолитами известняка (рис. 4.2.142).

В других пещерах гнезда глинистого материала в известняках, подобные описанным в т.н. 7112, не встречались. Возможно, это связано с тем, что в пещере Два Уступа они вскрыты эрозией относительно недавно и благодаря этому сохранились.

Вещественный состав

Из коренного выхода глинистого материала, изображённого на рис. 4.2.57, отобрана минералогическая проба 7112 весом 1,60 кг; вес тяжёлой фракции – 0,055 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции следующий:

- немагнитная фракция: редкие зёрна циркона, рутила, лейкоксена, апатита, корунда, муассанита, кианита, анатаза, карбоната, кварца;
- электромагнитная фракция (0,045 г): преобладают гидроксиды железа (65 %) и марганцевые обломки (34 %); прочие минералы -

корунд, кианит, амфибол, турмалин, карбонат, эпидот, гранат, ставролит, бесцветная слюда, селадонит, гидрослюдистый материал с рудной вкрапленностью;

- магнитная фракция (0,01 г): преобладают магнитные гидроокислы железа (99 %); прочие минералы – магнетит, магнитные сферулы.

Текстурно-структурные признаки

Более 70 % объёма породы представлено обломками глинистого материала флюидалной структуры, светло-бурого, бурого цвета, лишённого какой-либо зернистости, напоминающего флюидалное стекло. В некоторых обломках в нём наблюдаются пересекающиеся структурные элементы, напоминающие флюидалность.

Образец, шлиф 7112-2 (рис. 4.2.139, -143). Разнообломочная порода (брекчия) буровато-коричневого цвета, глинистого состава. Текстура литокластическая.

Состав породы:

- остроугольные обломки глинистого материала коричневого, темно-коричневого, светло-бурого цвета, размерами от долей миллиметра до 4 мм;

- редкие обломки известняка, перекристаллизованного в различной степени; отмечаются гнёзда хлорит-карбонатного состава;

- связующая масса базального типа.

Более 70 % объёма породы представлено обломками однородного и полосчатого глинистого материала светло-бурого и коричневого цвета (рис. 4.2.144, -145, -146), реже – жёлтого цвета (рис. 4.2.147), анизотропного, большей частью лишённого какой-либо зернистости (аргиллитоподобного); предположительно, он является продуктом аргиллизации фельзита или флюидалного стекла. В нижней части обломка, изображённого на рис. 4.2.147 наблюдается смешивание содержащей кварц цементирующей массы с глинистым материалом обломка; это возможно лишь в случае из совместного плавления.

Характерной особенностью этих обломков являются их чёткие контакты, типичные для вулканических стёкол. Некоторые обломки содержат гнёзда кристаллов окисленного пирита.

Отмечены зоны осветления, расположенные преимущественно по периферии обломков вторичного глинистого материала (рис. 4.2.145, -149), однако не исключено, что имеет место обволакивание обломков стекловатой массой, в последствии аргиллизированной, как и сами обломки.

Связующая масса породы состоит из обломков аналогичного глинистого материала раз-

мерами < 0,1 мм и оскольчатых зёрен кварца, составляющих 1-10 % объёма цемента. В единичном случае (рис. 4.2.148) в ней отмечено скопление мелких обломков глинистого материала жёлтого цвета, являющегося, предположительно, изменённым стеклом; предполагается дробление обломка стекла *in situ*. Местами до 15 % объёма породы представлено вторичным кальцитом, vyplняющим межзерновые промежутки.

В центре рис. 4.2.149 – овальный обломок, центральная часть которого сложена зернистой глинистой массой, аналогичной по структуре цементу брекчии. Обломок облекается тонкофлюидалным, без признаков зернистости, глинистым материалом жёлтого цвета, являющимся, по-видимому, изменённым стеклом (при значительном увеличении полностью отсутствует зернистость). Слева в данный обломок вдавлен обломок глинистого материала разнозернистой структуры, содержащий зёрна кварца, т.е. порода в момент формирования была пластичной.

Образец, шлиф 7112-2А (рис. 4.2.150, -151). Брекчия, состоящая из обломков глинистого материала жёлтого цвета размером от сотых долей миллиметра до 0,8 мм, характеризующихся волнистым погасанием (изменённое стекло?), редких обломков перекристаллизованного известняка и связующей массы, состоящей из наиболее мелких обломков глинистого материала. В шлифе (рис. 4.2.152) обломки, предположительно являющиеся изменённым стеклом, преобладают; в центре данного снимка – зональная конкреция железисто-глинистого материала красного цвета, секущая контакт крупного обломка жёлтого аргиллитоподобного глинистого материала (изменённого стекла).

В центре рис. 4.2.153 – крупный остроугольный, с раковистым изломом, обломок глинистого материала желтовато-красного цвета, являющийся, предположительно, псевдоморфозой по обломку стекла.

Отмечен обломок перекристаллизованного органогенного известняка (рис. 4.2.154); фрагменты его вдаются в обломки глинистого материала, не нарушая их флюидалность.

Среди связующей массы, сложенной обломками глинистого материала красновато-коричневого цвета – линзовидное обособление плейчатого глинистого материала красновато-жёлтого цвета (рис. 4.2.155), являющееся, предположительно, линзой изменённого стекла – фьямме.

Образец, шлиф 7112-4 (рис. 4.2.156, -157). Разнообломочная брекчия, состоящая из

остроугольных обломков глинистого материала (аргиллизированных силикатных пород), крупных новообразований вторичного кальцита (возможно, перекристаллизованного известняка) и связующей массы, состоящей из зёрен глинистых пород меньшего размера и мелких зёрен кварца.

Помимо обломков однородных аргиллитоподобных пород, отмечены обломки слоистой (тонкофлюидальной) глинистой породы, более всего напоминающей изменённое стекло. В правой и нижней части обломка (рис. 4.2.158) – зоны наложенного изменения буровато-жёлтого цвета, секущие слоистость и обладающие волнистым погасанием. Нижняя часть обломка сложена пятнистой глинистой породой коричневого цвета.

Выводы о природе глинистого материала в т.н. 7112

В настоящее время исследуемая горная порода в наиболее общем плане представляет собой брекчию, состоящую из разнородных остроугольных обломков вторичного глинистого материала.

Реконструируя условия формирования породы, следует отметить, что брекчия изначально сформировалась как твёрдая силикатная порода. Впоследствии она подверглась аргиллизации и экзогенным преобразованиям, в результате чего большая часть породы трансформировалась в монтмориллонит. Наиболее веским доказательством этого процесса служит остроугольная форма обломков глинистых пород, которая в принципе не могла сохраниться при водном механизме формирования породы.

В качестве примера многофазовости процесса формирования породы можно привести следующие примеры:

- на рис. 4.2.145, -149, -158 обломки аргиллизированного стекла, входящие в состав породы, с поверхности покрыты флюидальным ярко-жёлтым глинистым материалом, идентифицируемым как изменённое вулканическое стекло поздней генерации;

- остроугольный обломок (размером 3×4 мм), расположенный в правой части образца 7112-2 (рис. 4.2.139); половина его однородна и имеет коричневую окраску, половина – тонкослоистая и окрашена в светло-бурый цвет, причём граница между этими разновидностями сечёт слоистость.

Предположительно, исследуемая горная порода является нацело изменённым (глинизированным) кристалло-витро-литокластическим туфом. Состав туфа, судя по отсутствию зё-

рен кварца и по обилию гидроокислов железа, ближе к основному.

4.2.3.2. Точка наблюдения 7115

В 15 м южнее входа, в 8 м южнее грота Первый щелевидная галерея обрывается шестиметровым колодцем, в формировании которого принимает участие современная капель. Известняки, падающие к западу под углом 20°, рассечены серией маломощных (первые см) разноориентированных, с раздувами, просечек глинистого материала, секущих под крутыми углами слоистость (рис. 4.2.159) и связанных с гнёздами глины сложной конфигурации.

В западной стене колодца просечки соединяются с более мощным (до 0,3 м) телом, сложенным коричневой глиной брекчиевой текстуры. Просечки имеют локальные гнездообразные раздувы, менее всего напоминающие полости водного растворения.

В трёх метрах выше, на поверхности небольшого уступа залегают слоистые глинистые отложения, имеющие водное происхождение (рис. 4.2.160). Примечательно, что они представлены не тонкодисперсным глинистым материалом, а состоят из обломков глинистого материала размерами 1-10 мм (рис. 4.2.161).

4.2.3.3. Точка наблюдения 7113

В 25 м юго-западнее входа, на изгибе галереи, в её стене находится небольшая ниша (рис. 4.2.162). Она аналогична заполненным глиной нишам, вскрытым в этой же пещере карстовыми колодцами (рис. 4.2.138, -142). Отличие состоит лишь в том, что данная полость была вскрыта значительно более древней, чем колодцы, пещерной галереей, не имеющей на стенах признаков водного растворения. Глинистый материал здесь частично вынесен, мы наблюдаем типичный для карбонатных пещер «карман» с остатками высокожелезистой глины без признаков слоистости. Края ниши резкие, радиус закругления порядка 1 см.

Создаётся впечатление, что процесс, сформировавший стену галереи, срезал линзу силикатных горных пород в известняках, не затрагивая её содержимого. Признаков водного растворения известняка на стене галереи нет; отсутствуют также следы размыва гнезда брекчии, расположенного в верхней части рис. 4.2.162.

Подобные образования - гнёзда глины и брекчий в известняке - не связаны ни с тектони-

ческими нарушениями, ни с гидродинамикой. Они столь обычны для пещер, что исследователи на них не обращают внимания. А напрасно: брекчии в данной пещере, как и в других обследованных пещерах (Геологов-2, Усьвинской, Мариинской, Виашерской и др.), будучи породами существенно менее прочными, чем известняки, не подвергаются избирательному размыву, что было бы естественно с позиций классической гидродинамики, а срезаются - и обломки, и цемент - заподлицо с остальной пещерной стеной

(ситуация схематически показана на рис. 5.2). Очевидно, что происхождение данных полостей не связано с водными потоками.

Есть все основания предполагать, что первоначально мелкие полости в известняках были образованы процессом, описанным в главе 5, при этом плотно заполнены пирокластическим материалом и впоследствии отпрепарированы процессом, который привёл к образованию более крупных полостей.

Иллюстрации к главе 4.2

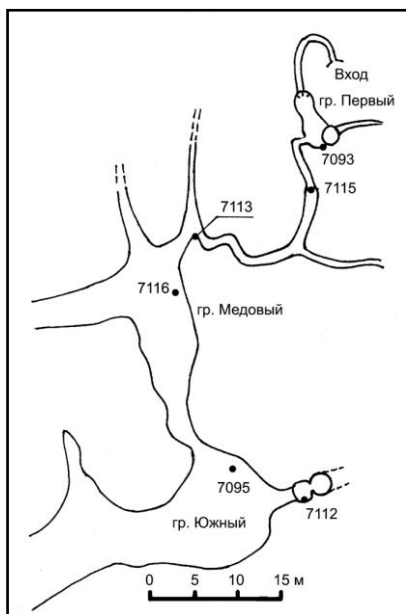


Рис. 4.2.1. Пещера Два Уступа (восточная часть). План и схема опробования



Рис. 4.2.2. Грот Южный, т.н. 7095. Нижняя часть обнажения агломератовых брекчий



Рис. 4.2.3. Грот Южный, т.н. 7095-В. Верхняя часть обнажения агломератовых брекчий



Рис. 4.2.4. Образец 7095-Г1 из кровли грота Южный. Просечки гидрослюдистого материала в известняке



Рис. 4.2.5. Грот Южный, т.н. 7095. Канал в известняке под пластом брекчий

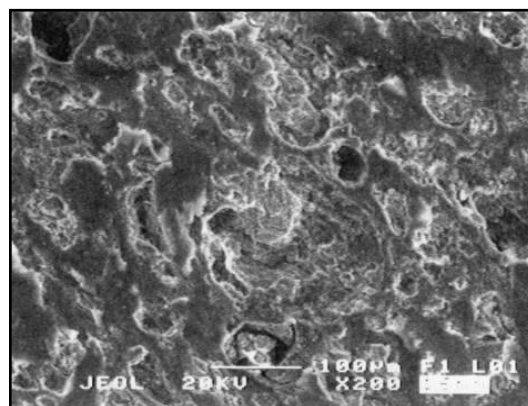


Рис. 4.2.6. Шлиф 7095-6, ув. $\times 200$, в режиме вторичных электронов. Структура слюдяного материала

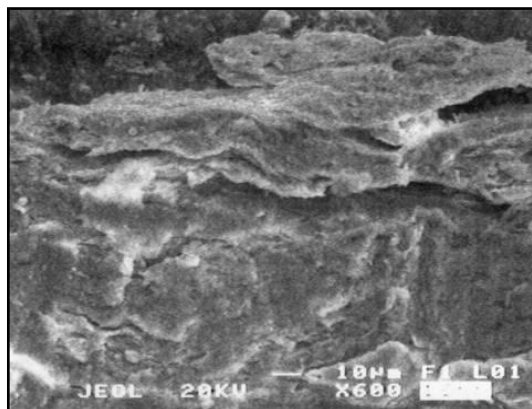


Рис. 4.2.7. Шлиф 7095-6, ув. $\times 600$, в режиме вторичных электронов. Структура слюдяного материала

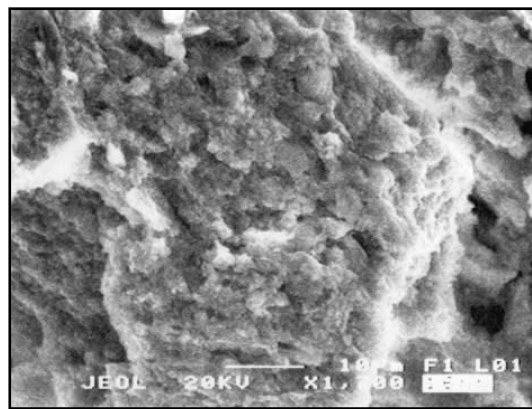


Рис. 4.2.8. Шлиф 7095-6, ув. $\times 1700$, в режиме вторичных электронов. Слюдяный материал крупным планом

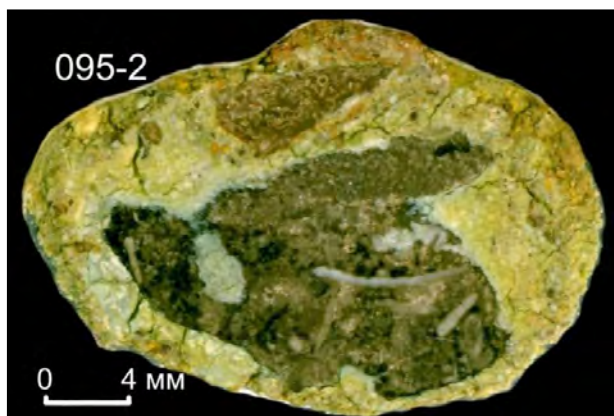


Рис. 4.2.9. Образец 095-2. Обломок изменённого известняка (тёмное), закатанный в гидрослюдистый цемент брекчиевой текстуры

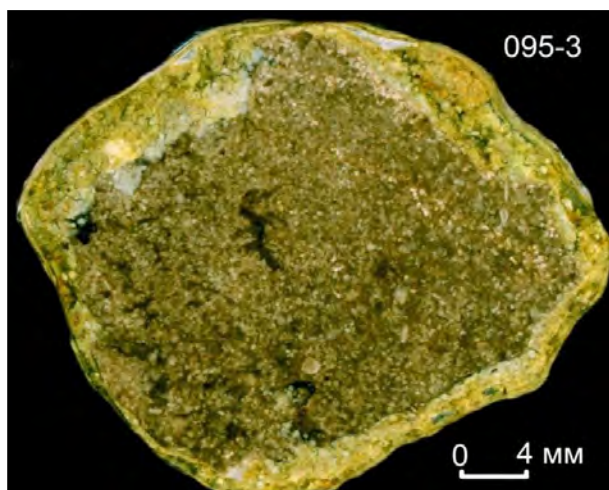


Рис. 4.2.10. Образец 095-3. Обломок изменённого известняка закатан в гидрослюдистый цемент

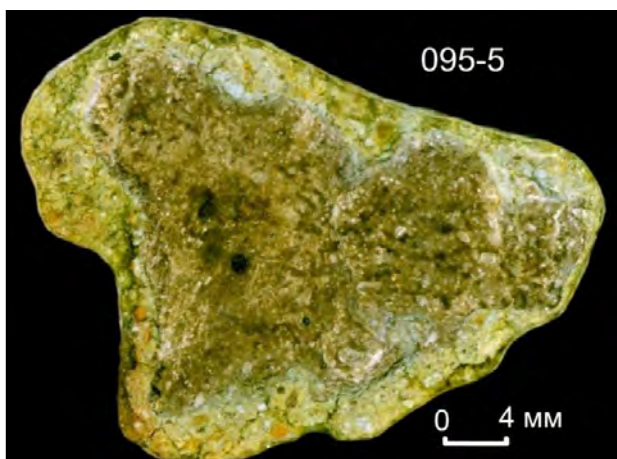


Рис. 4.2.11. Образец 095-5. Обломок изменённого известняка, закатанный в гидрослюдистый цемент брекчиевой текстуры, порфировой структуры

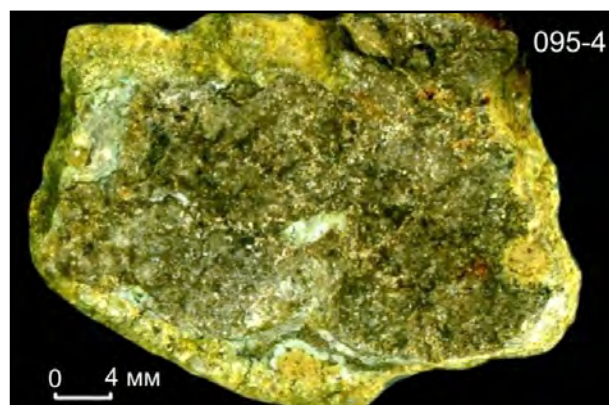


Рис. 4.2.12. Образец 095-4. Обломок известняка, закатанный в гидрослюдистый цемент. Справа и внизу – псевдоморфозы по кристаллам (жёлтое), внедрённым в известняк

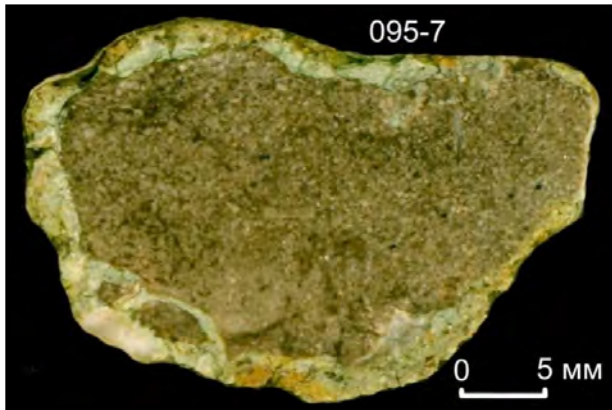


Рис. 4.2.13. Образец 095-7. Инъекция (низ снимка) и корродирование (верх) обломка известняка гидрослюдистым цементом

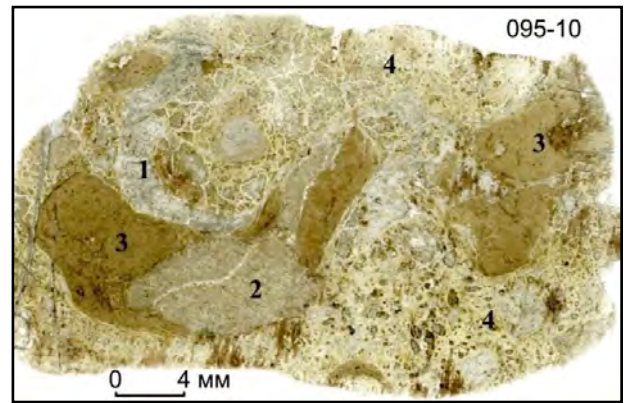


Рис. 4.2.14. Шлиф 095-10. Брекчия, состоящая из органогенного (1) и перекристаллизованного (2) известняка, гибридной гидрослюдисто-карбонатной породы (3) и гидрослюдистого цемента (4)

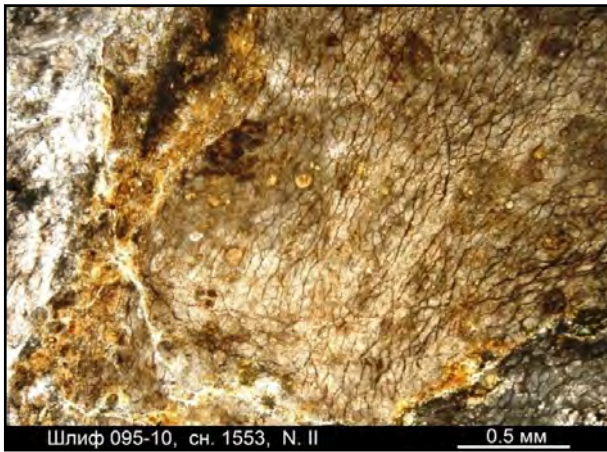


Рис. 4.2.15. Шлиф 095-10, снимок 1553, ник. II. Контакт гидрослюдисто-карбонатной породы (центр снимка) с прожилком вторичного гидрослюдистого материала

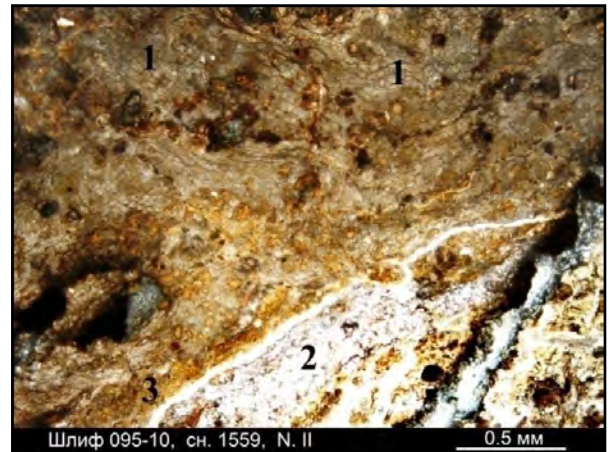


Рис. 4.2.16. Шлиф 095-10, снимок 1559, ник. II. Гидрослюдисто-карбонатная порода (1) с линзами кальцита (2) и гидрослюды (3)



Рис. 4.2.17. Шлиф 095-10, снимок 1557, ник. II. Взаимоотношение известняка (1), гидрослюдисто-карбонатного материала (2) и гидрослюды (3)

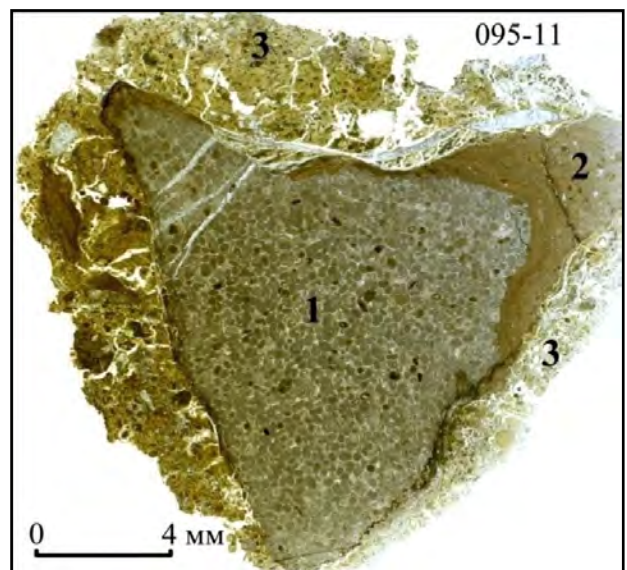


Рис. 4.2.18. Шлиф 095-11. Обломок известняка (1) облакается гидрослюдисто-карбонатным материалом (2) и гидрослюдистым цементом брекчии (3)

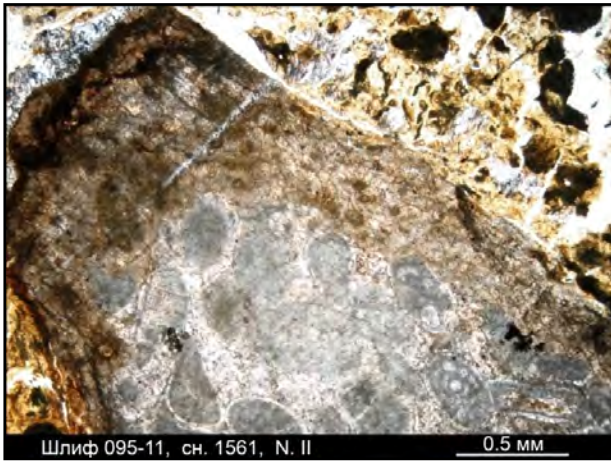


Рис. 4.2.19. Шлиф 095-11, снимок 1561, ник. II. Характер обложения известняка (серое) гидрослюдисто-карбонатным (коричневое) и гидрослюдистым (жёлтое) материалом



Рис. 4.2.20. Шлиф 095-11, снимок 1566, ник. X. Характер обложения и инъецирования известняка гидрослюдисто-карбонатным материалом

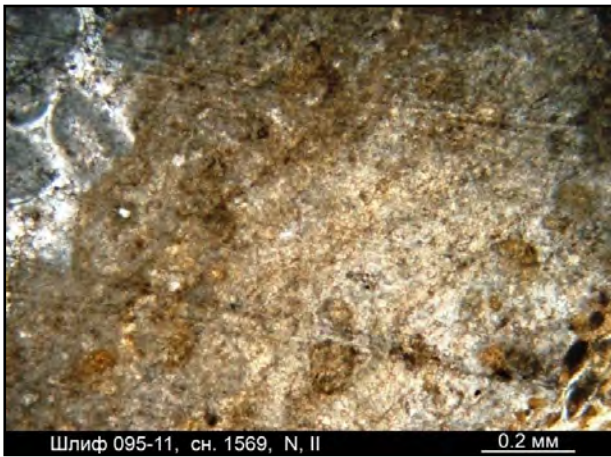


Рис. 4.2.21. Шлиф 095-11, снимок 1569, ник. II. Структура гидрослюдисто-карбонатного (гибридного) материала

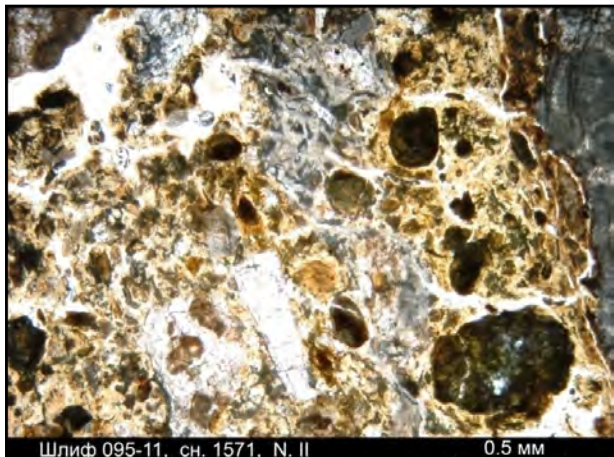


Рис. 4.2.22. Шлиф 095-11, снимок 1571, ник. II. Структура гидрослюдистого материала цемента брекчии

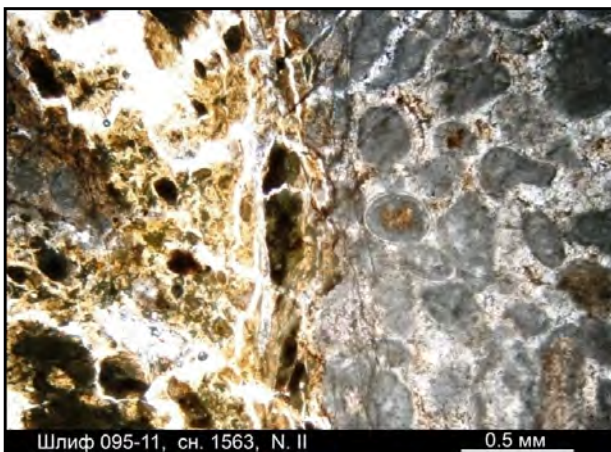


Рис. 4.2.23. Шлиф 095-11, снимок 1563, ник. II. Контакт известняка (правая часть снимка) и гидрослюдистого материала

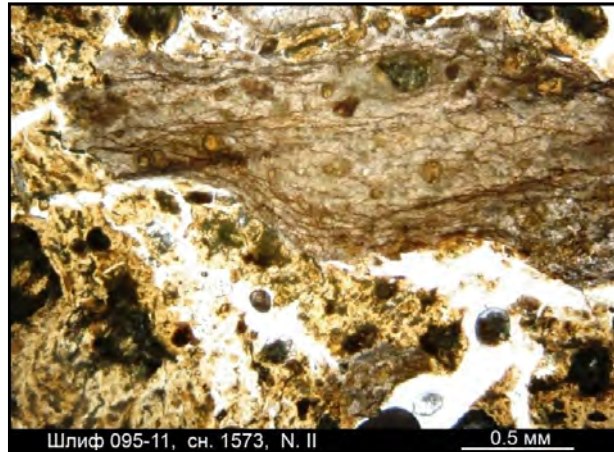


Рис. 4.2.24. Шлиф 095-11, снимок 1573, ник. II. В верхней части – гидрослюдисто-карбонатная порода с включениями гидрослюды

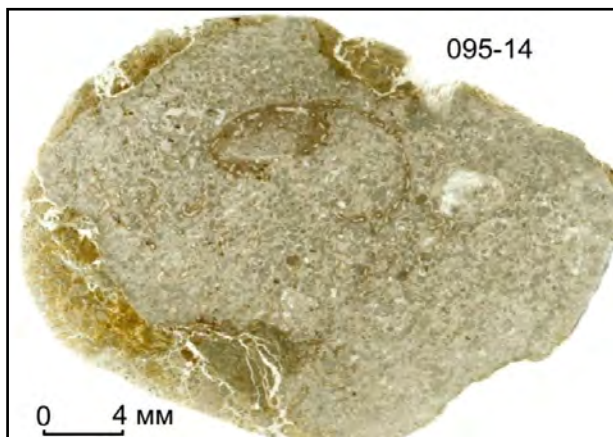


Рис. 4.2.25. Шлиф 095-14. Облекание и инъецирование известняка гидрослюдистым материалом

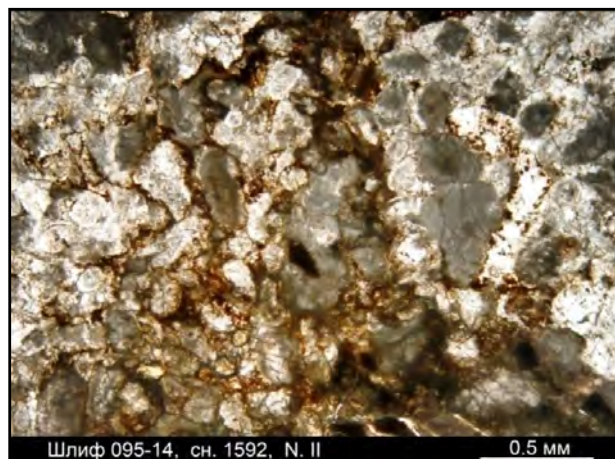


Рис. 4.2.26. Шлиф 095-14, снимок 1592, ник. II. Карбонатная брекчия с плёночным железисто-гидрослюдистым цементом

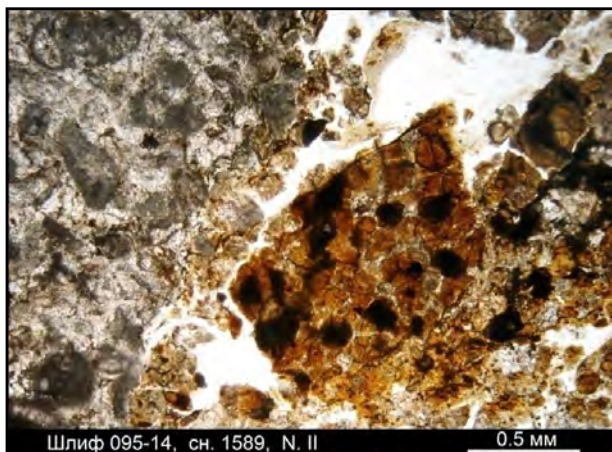


Рис. 4.2.27. Шлиф 095-14, снимок 1589, ник. II. В зоне контакта известняка (слева) и цемента брекчии – обломок железисто-гидрослюдистой породы

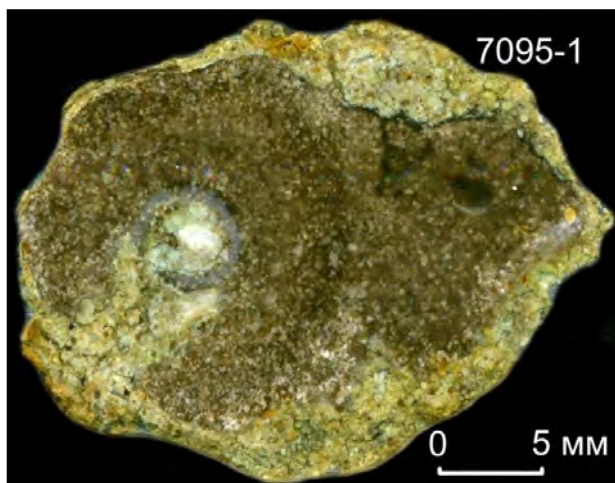


Рис. 4.2.28. Образец 7095-1. Инъецирование обломка известняка материалом цемента брекчии (левая часть снимка)



Рис. 4.2.29. Образец 7095-А. Инъецирование обломка известняка материалом цемента брекчии (правая часть снимка)

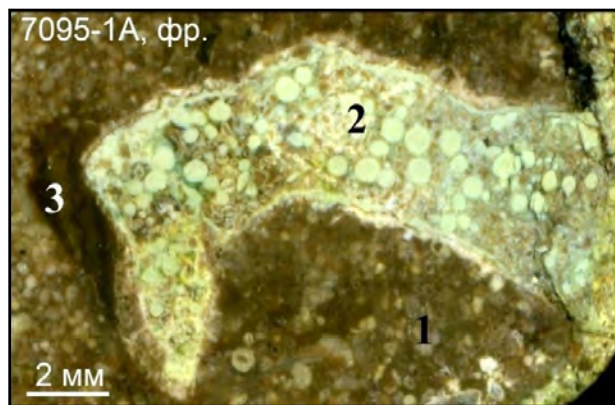


Рис. 4.2.30. Образец 7095-1А, фрагмент: 1 – известняк, 2 – порфировидный гидрослюдистый материал, 3 – предположительно, карбонатное стекло

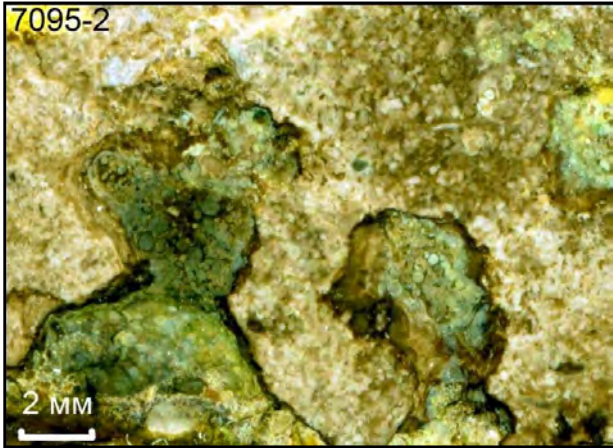


Рис. 4.2.31. Образец 7095-2. Инъекция известняка гидрослюдистым цементом брекчии

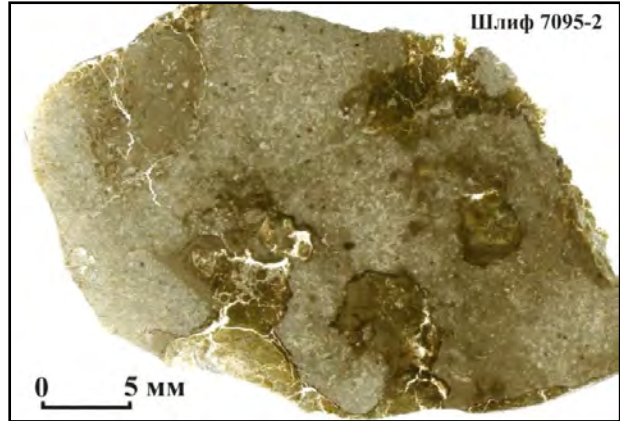


Рис. 4.2.32. Шлиф 7095-2. То же

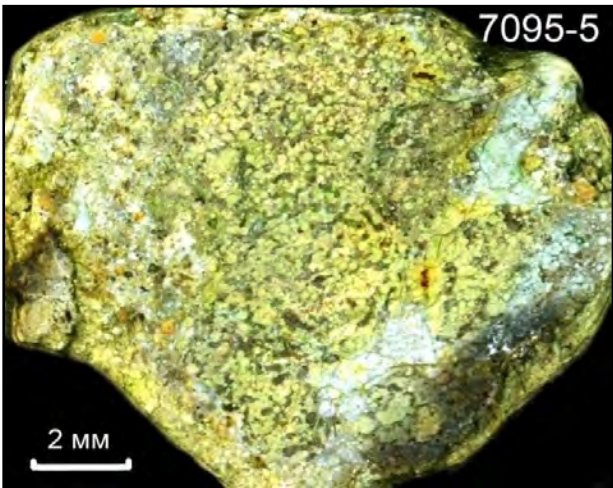


Рис. 4.2.33. Образец 7095-5. Гидрослюдистый цемент агломератовой брекчии

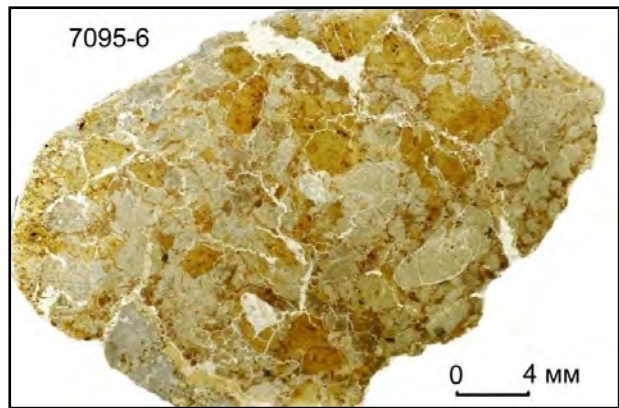


Рис. 4.2.34. Шлиф 7095-6. Связующая масса агломератовой брекчии: обломки гидрослюдистого материала и известняков в микрозернистом матриксе того же состава

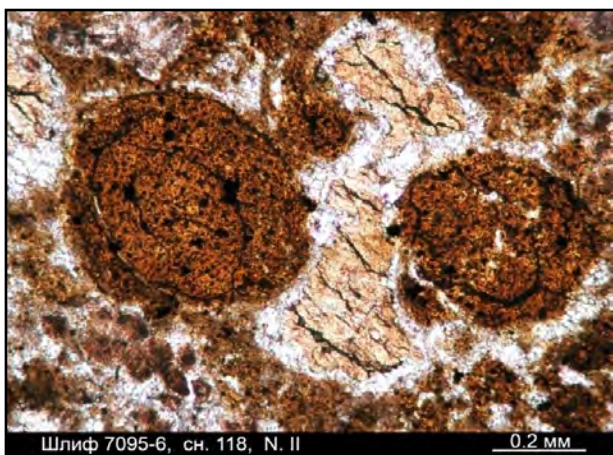


Рис. 4.2.35. Шлиф 7095-6, снимок 118, ник. II. Оолитовидные зёрна гидрослюдистого материала в карбонатно-гидрослюдистом матриксе

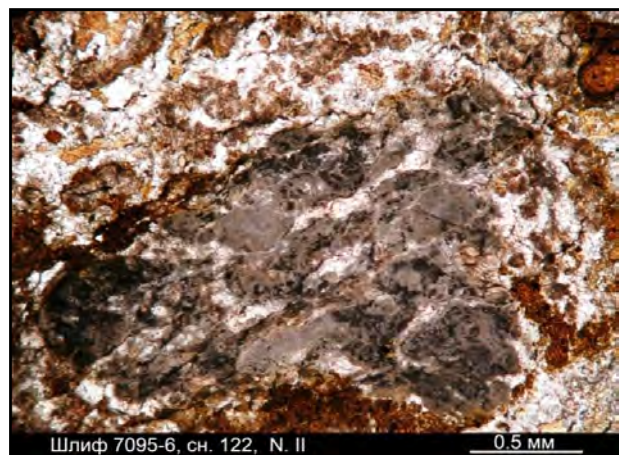


Рис. 4.2.36. Шлиф 7095-6, снимок 122, ник. II. Обломок пелитоморфного известняка с карбонатными прожилками, инъекцированный глинистым материалом

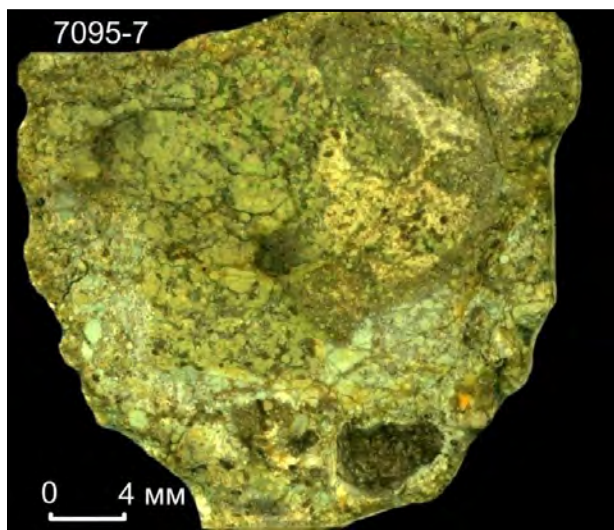


Рис. 4.2.37. Образец 7095-7. Гидрослюдистый цемент агломератовой брекчии

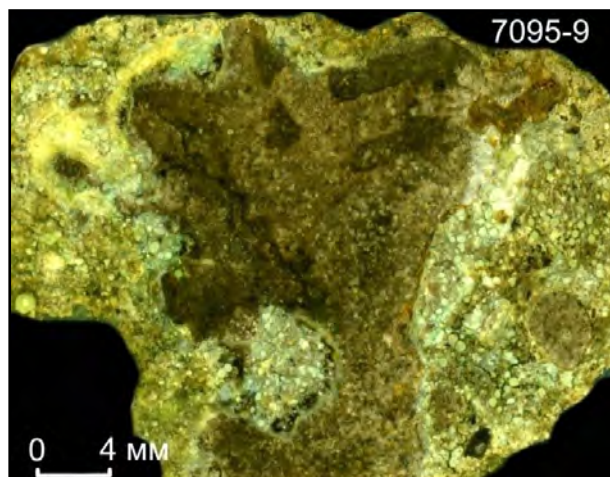


Рис. 4.2.38. Образец 7095-9. Обломок известняка в гидрослюдистом цементе

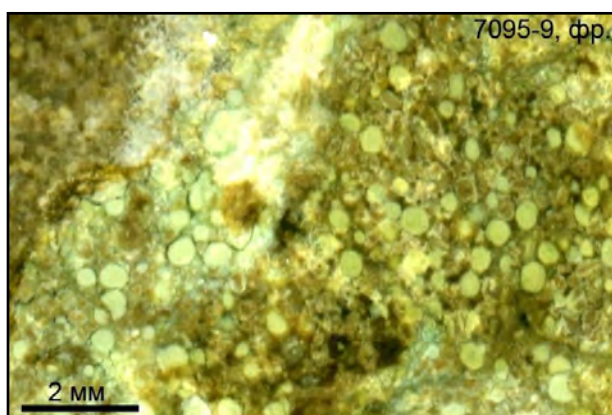


Рис. 4.2.39. Образец 7095-9, фрагмент. Порфировидная структура цемента брекчии



Рис. 4.2.40. Образец 7095-10. Обломок брекчии ранней генерации в цементе брекчии поздней генерации

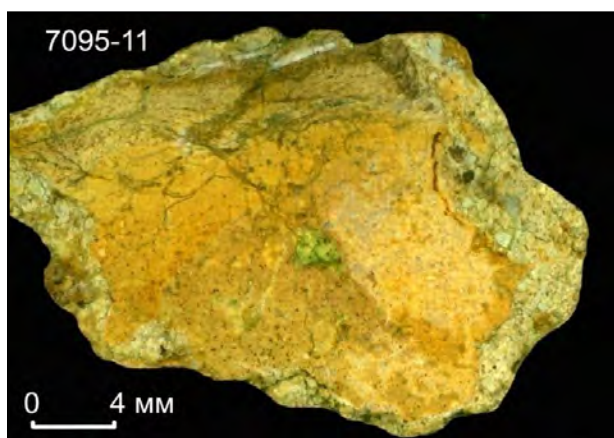


Рис. 4.2.41. Образец 7095-11. Обломок вторичной глинисто-гидрослюдистой породы, закатанный в гидрослюдистый цемент брекчии



Рис. 4.2.42. Шлиф 7095-12. Брекчия: обломки известняка и гидрослюдистый цемент, частично замещённый кальцитом

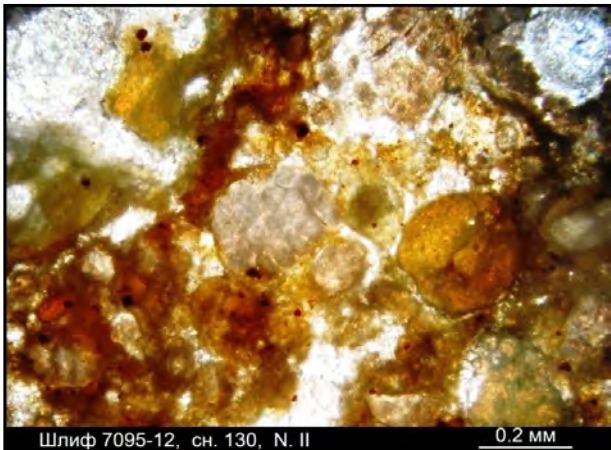


Рис. 4.2.43. Шлиф 7095-12, снимок 130, ник. II. Карбонатизированный цемент брекчии крупным планом; справа – оолитовидное зерно, не затронутое карбонатацией

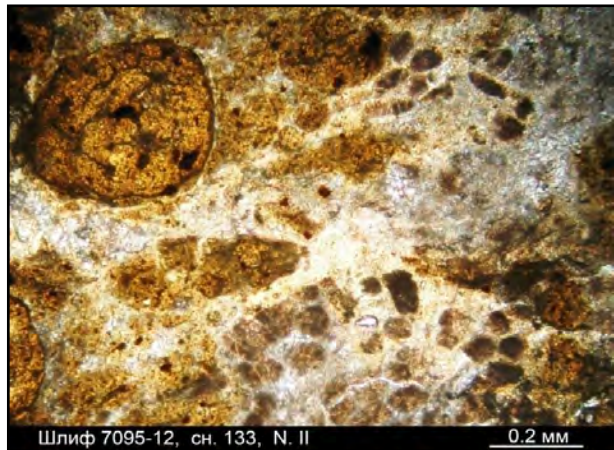


Рис. 4.2.44. Шлиф 7095-12, снимок 133, ник. II. Связующая масса избирательно подвержена карбонатации; оолитовидное образование ею не затронуто



Рис. 4.2.45. Шлиф 7095-12, снимок 125, ник. II. Инъектирование обломка известняка гидрослюдистым материалом

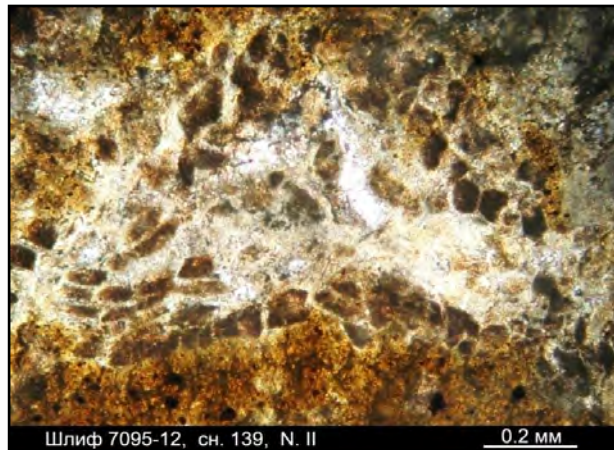


Рис. 4.2.46. Шлиф 7095-12, снимок 139, ник. II. Гнездо новообразованного карбоната в цементе брекчии



Рис. 4.2.47. Образец 7095-13. Обломок глинисто-гидрослюдистой породы, состоящей из глинистых оолитовидных образований, закатан в цемент брекчии (см. верх снимка)

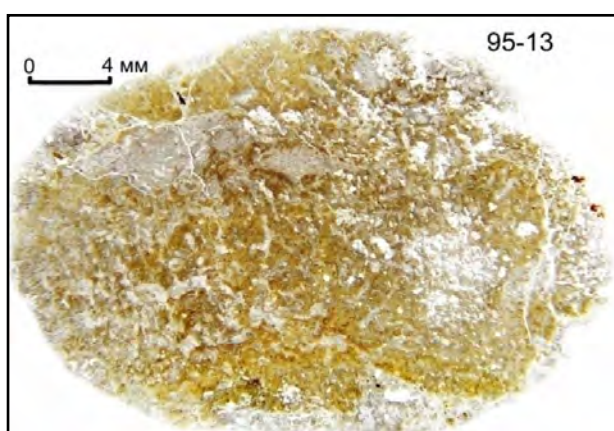


Рис. 4.2.48. Шлиф 7095-13. То же; карбонатация (белое) глинисто-гидрослюдистой породы. Вверху – вытянутые обломки известняка

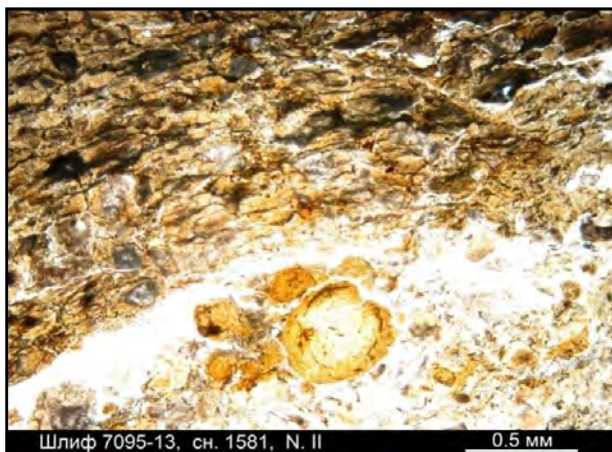


Рис. 4.2.49. Шлиф 7095-13, снимок 1581, ник. II.
В верхней части снимка – брекчия ранней генерации, в нижней – поздней

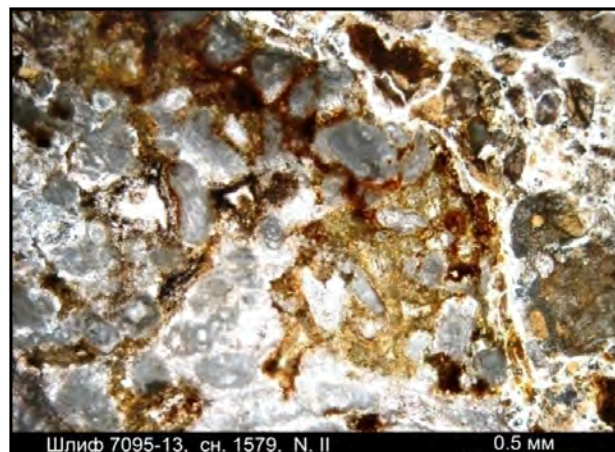


Рис. 4.2.50. Шлиф 7095-13, снимок 1579, ник. II.
Известняк, инъецированный гидрослюдистым материалом. В правой части снимка (тёмное) – обломок гидрослюдисто-карбонатного (гибридного) материала

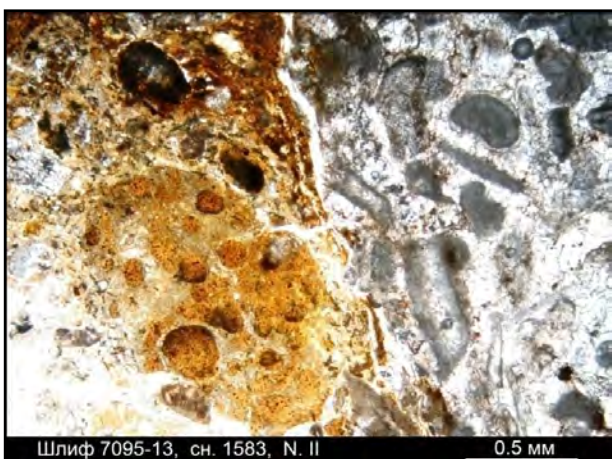


Рис. 4.2.51. Шлиф 7095-13, снимок 1583, ник. II.
В левой части снимка – цемент брекчии, содержащий обломок порфировидного гидрослюдистого материала



Рис. 4.2.52. Шлиф 7095-13, снимок 1584, ник. X.
То же; возможно, порфировидный материал является изменённым пикритовым порфиритом



Рис. 4.2.53. Образец 7095-17. Обломок гидрослюдистого материала (жёлтое), содержащий включение известняка, закатан в гидрослюдистый цемент брекчии поздней генерации

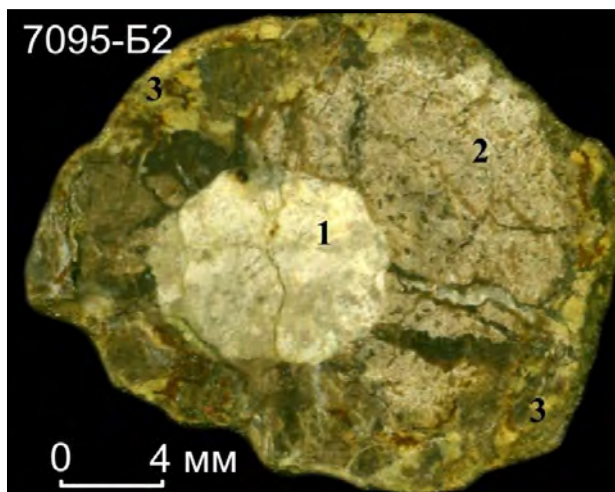


Рис. 4.2.54. Образец 7095-Б2, состоящий из кальцита (1), гидрослюдисто-карбонатного материала (2) и гидрослюдистой связующей массы брекчии (3)

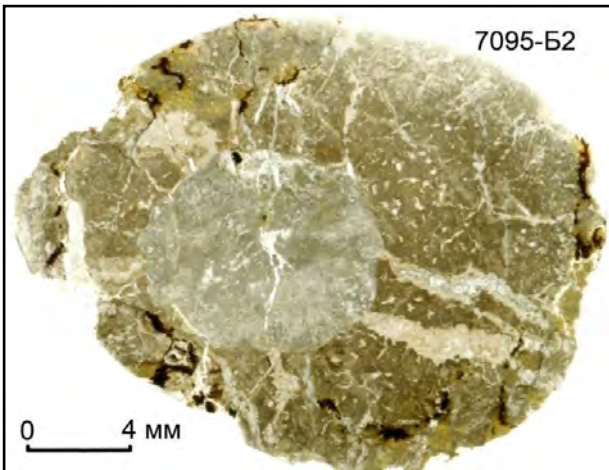


Рис. 4.2.55. Шлиф 7095-Б2. Секущее положение центрального гнезда кальцита (серое) относительно кальцитовых прожилков (светлое) и гидрослюдисто-карбонатного материала

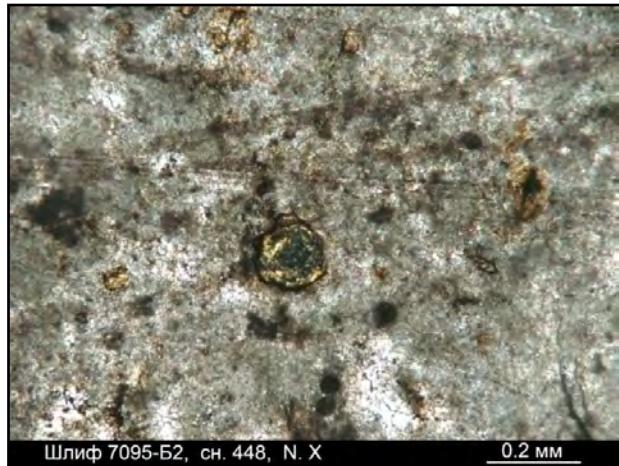


Рис. 4.2.56. Шлиф 7095-Б2, снимок 448, ник. X. Зерно гидрослюдистого материала в известняке

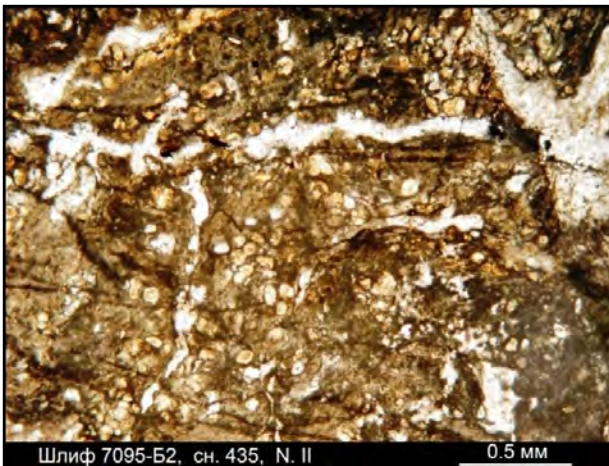


Рис. 4.2.57. Шлиф 7095-Б2, снимок 435, ник. II. Гибридная гидрослюдисто-карбонатная порода с обилием мелких зёрен гидрослюды

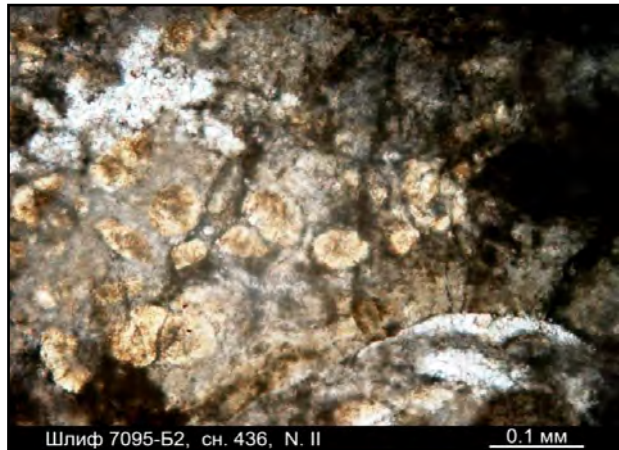


Рис. 4.2.58. Шлиф 7095-Б2, снимок 436, ник. II. То же, крупным планом

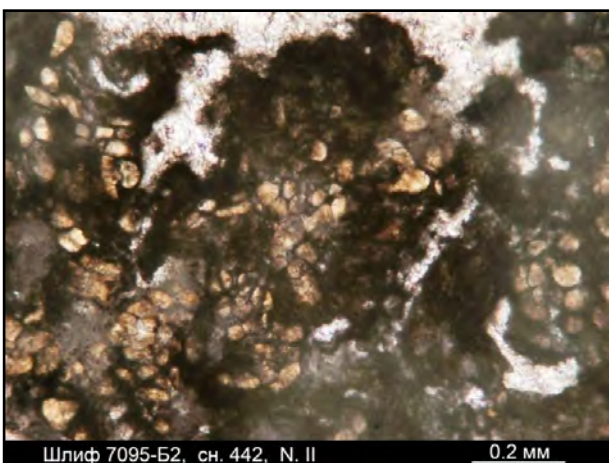


Рис. 4.2.59. Шлиф 7095-Б2, снимок 442, ник. II. Зёрна гидрослюдистого материала в глинисто-карбонатном матриксе

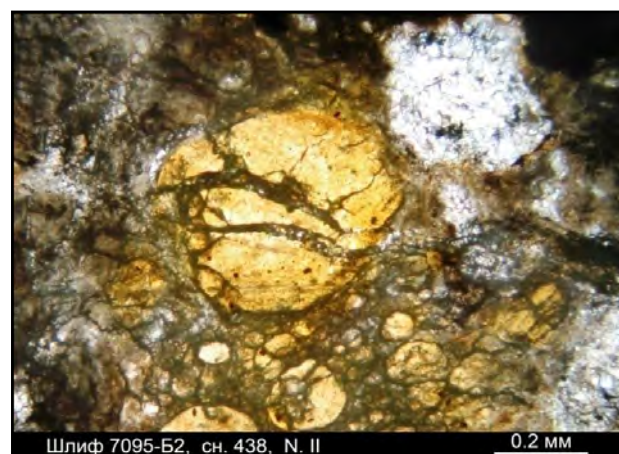


Рис. 4.2.60. Шлиф 7095-Б2, снимок 438, ник. II. Цемент брекчии поздней генерации, состоящий из зёрен гидрослюдистого материала

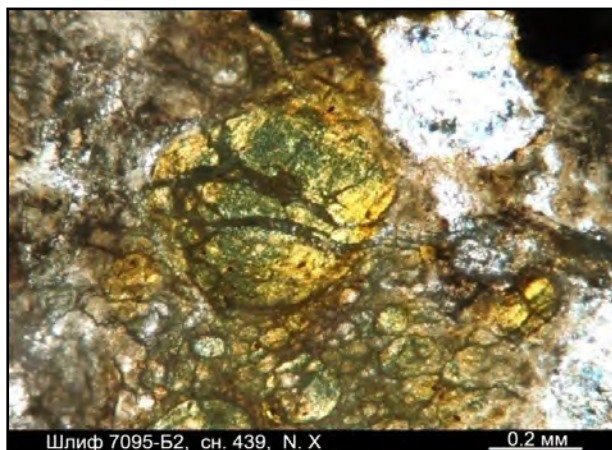


Рис. 4.2.61. Шлиф 7095-Б2, сн. 439, ник. X. То же; анизотропия зерна гидрослюдистого материала

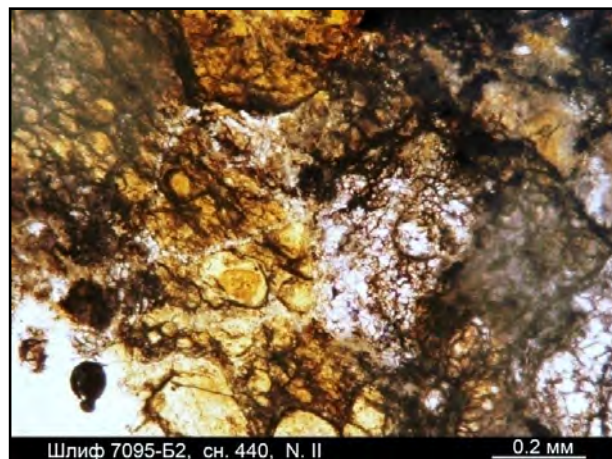


Рис. 4.2.62. Шлиф 7095-Б2, снимок 440, ник. II. Цемент брекчии поздней генерации

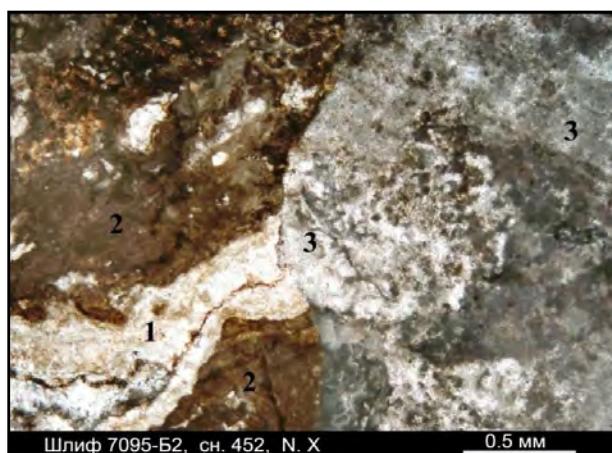


Рис. 4.2.63. Шлиф 7095-Б2, снимок 452, ник. X. 1 – прожилок кальцита, 2 – гидрослюдисто-карбонатный материал, 3 – пелитоморфная карбонатная порода

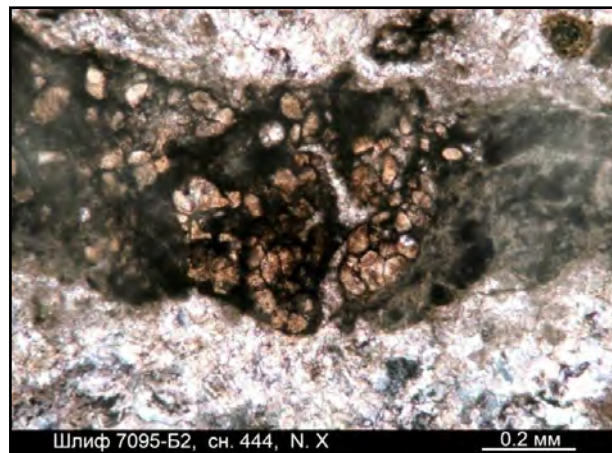


Рис. 4.2.64. Шлиф 7095-Б2, снимок 444, ник. X. Гнездо ожелезнённого гидрослюдистого материала

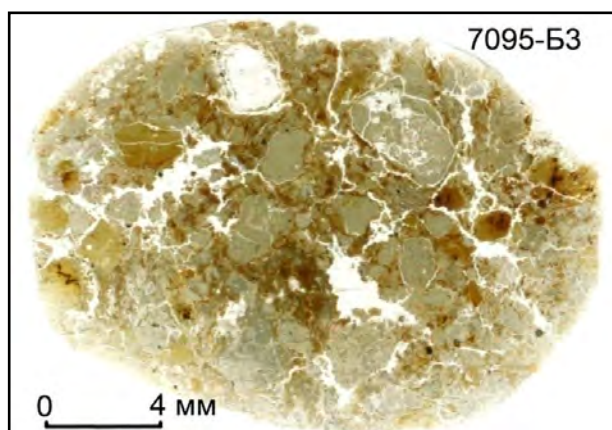


Рис. 4.2.65. Шлиф 7095-Б3. Связующая масса агломератовой брекчии, состоящая преимущественно из мелких обломков гидрослюдистого материала

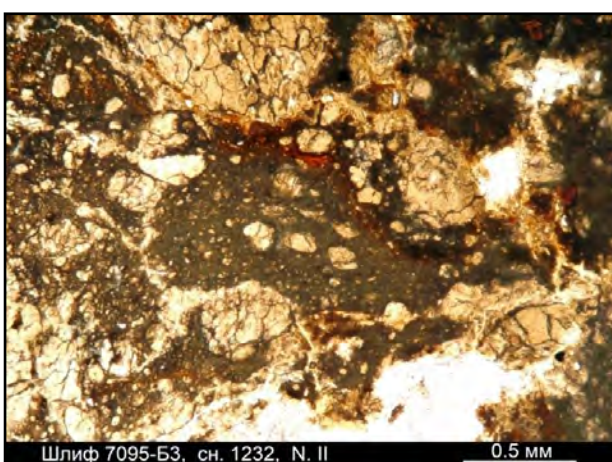


Рис. 4.2.66. Шлиф 7095-Б3, снимок 1232, ник. II. Брекчия, состоящая из обломков гидрослюд (бежевое) и гидрослюдисто-карбонатного цемента (коричневое), образующего инъекции в гидрослюде



Рис. 4.2.67. Шлиф 7095-Б3, снимок 1234, ник. II. Крупный обломок гидрослюдистого материала, инъецированный глинисто-карбонатной связующей массой

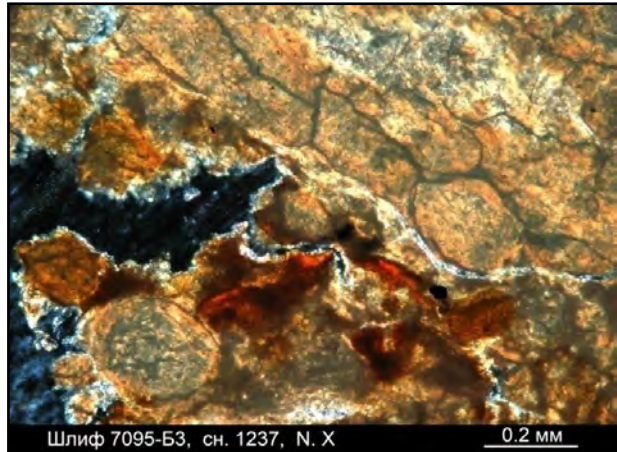


Рис. 4.2.68. Шлиф 7095-Б3, снимок 1237, ник. X. Оолитовидные образования, слагающие крупный обломок глинисто-гидрослюдистого материала



Рис. 4.2.69. Шлиф 7095-Б3, снимок 1239, ник. II. В гидрослюдистом материале обломочного строения (жёлтое) – скопление обломков коричневого гидрослюдисто-карбонатного материала



Рис. 4.2.70. Шлиф 7095-Б3, снимок 1240, ник. X. То же, в поляризованном свете

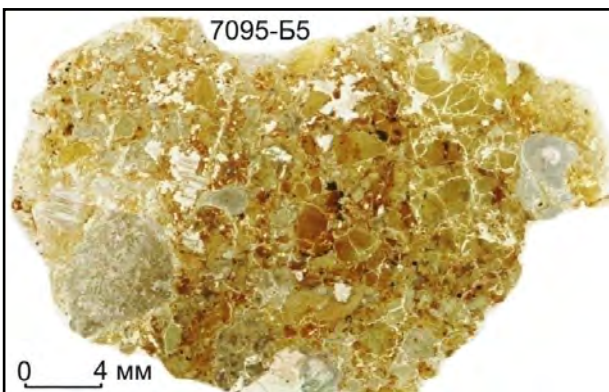


Рис. 4.2.71. Шлиф 7095-Б5. Обломки гидрослюдистого материала (зеленоватое) и известняка (серое) в микрозернистом гидрослюдистом цементе

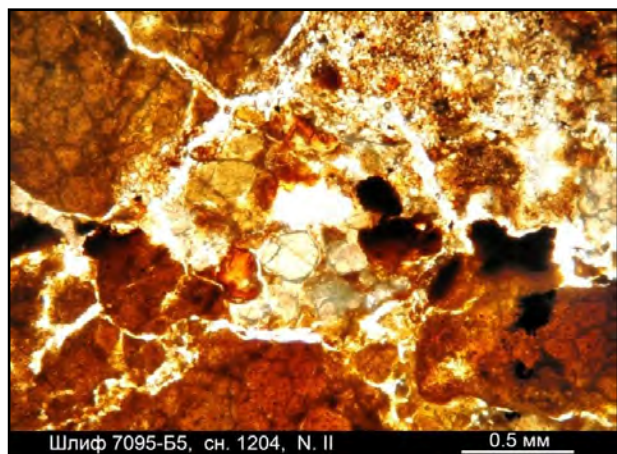


Рис. 4.2.72. Шлиф 7095-Б5, сн. 1204, ник. II. Обломки красновато-бурого гидрослюдистого материала, сцементированные и инъецированные мелкозернистым гидрослюдистым материалом (жёлтое)

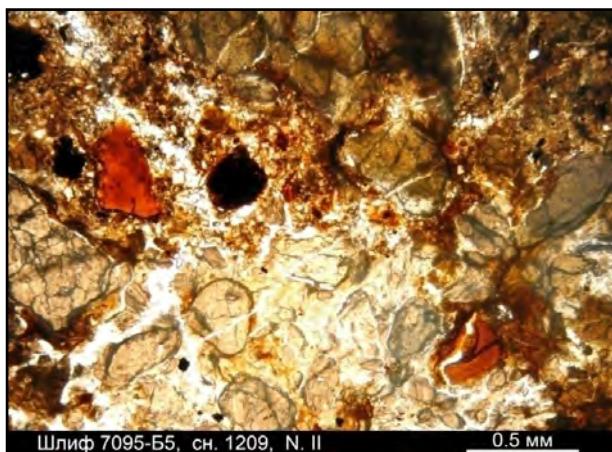


Рис. 4.2.73. Шлиф 7095-Б5, сн. 1209, ник. II.
Разнообразие структурных особенностей
гидрослюдистого материала

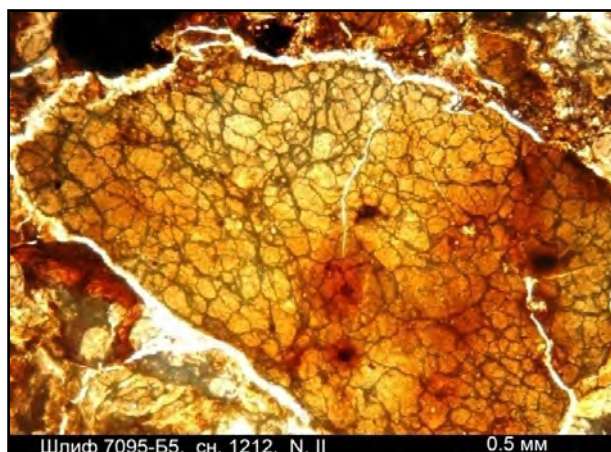


Рис. 4.2.74. Шлиф 7095-Б5, сн. 1212, ник. II.
Крупный обломок трещиноватого гидрослюдисто-
аргиллитоподобного материала

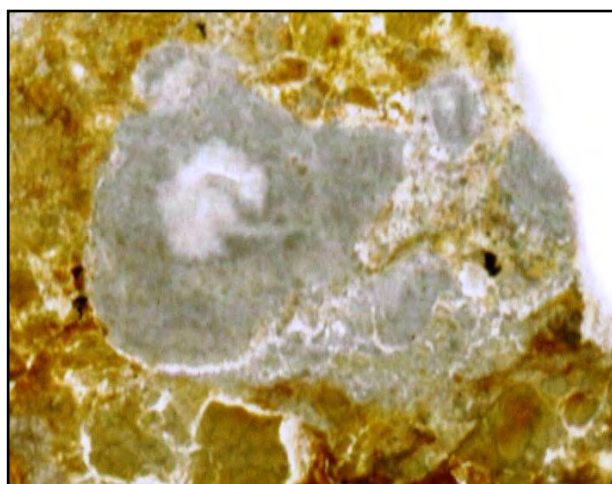


Рис. 4.2.75. Шлиф 7095-Б5, фрагмент. Обломок
пелитоморфного известняка содержит гнездо
крупнокристаллического кальцита. Известняк
инъецирован гидрослюдой

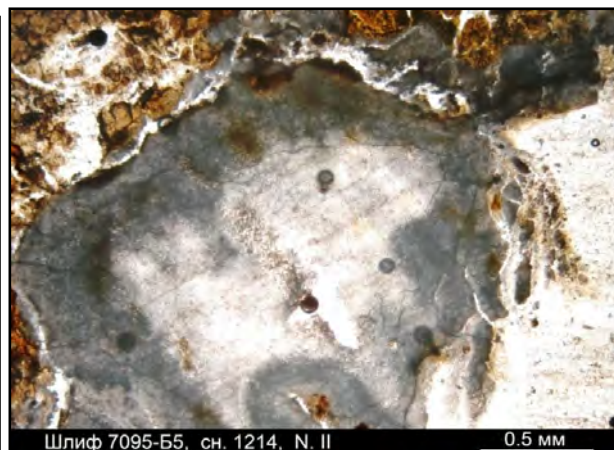


Рис. 4.2.76. Шлиф 7095-Б5, снимок 1214, ник. II.
Обломок карбонатного материала зонален:
с поверхности имеет пелитоморфную
структуру



Рис. 4.2.77. Шлиф 7095-Б5, снимок 1216, ник. II.
Шлировидные обособления гидрослюдисто-
карбонатной породы (коричневое) сцементированы
кальцитом (белое)

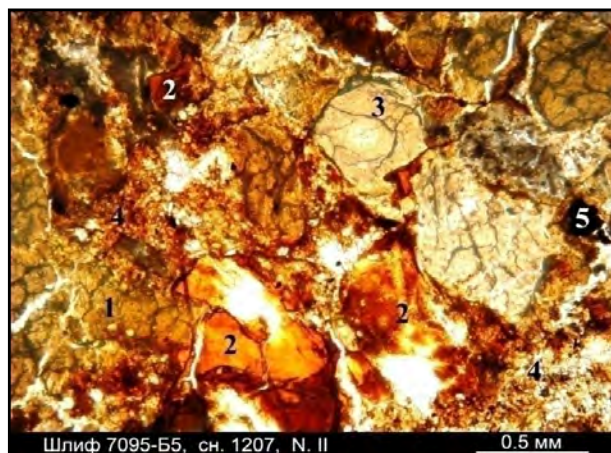


Рис. 4.2.78. Шлиф 7095-Б5, снимок 1207, ник. II.
1 – гидрослюдистый материал с участками погасания
> 1 мм, 2 – изменённое вулканическое стекло,
3 - оолитовидные образования, 4 – микрозернистая
связующая масса, 5 – гётит

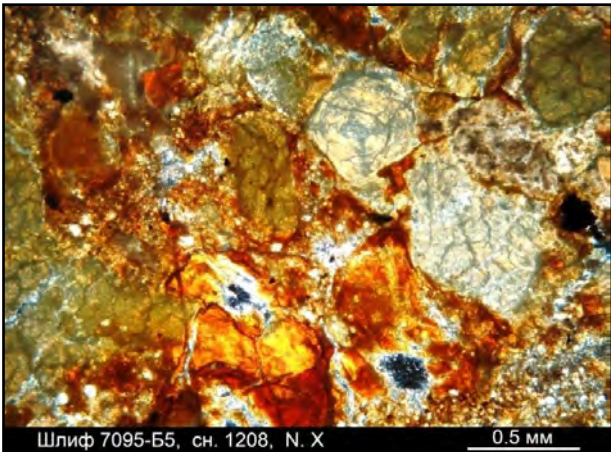


Рис. 4.2.79. Шлиф 7095-Б5, снимок 1208, ник. X. В верхней части снимка – гнездо гидрослюдистого материала (жёлтое), имеющее крестообразное погасание. В нижней части (жёлтое, красное) – предположительно, обломки изменённого стекла

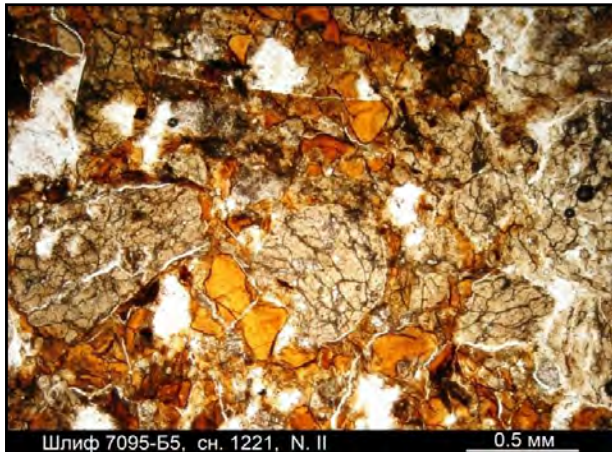


Рис. 4.2.80. Шлиф 7095-Б5, снимок 1221, ник. II. Многостадийность формирования породы: обломки серого гидрослюдистого материала сцементированы жёлтым гидрослюистым материалом (изменённым стеклом?)

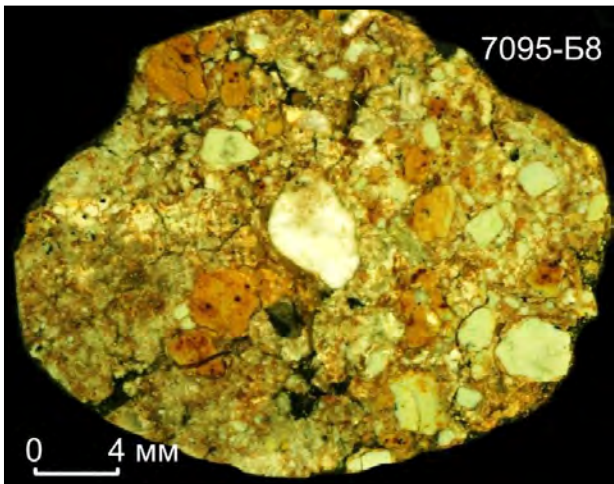


Рис. 4.2.81. Образец 7095-Б8. Брекчия, состоящая из обломков гидрослюдистого материала зеленоватого и желто-коричневого цвета. В центре – обломок известняка (белое)

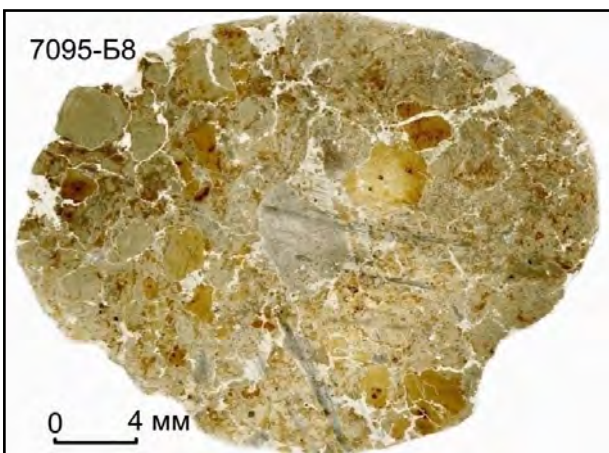


Рис. 4.2.82. Шлиф 7095-Б8. Брекчия, состоящая из обломков гидрослюдистого материала зеленоватого и желто-коричневого цвета

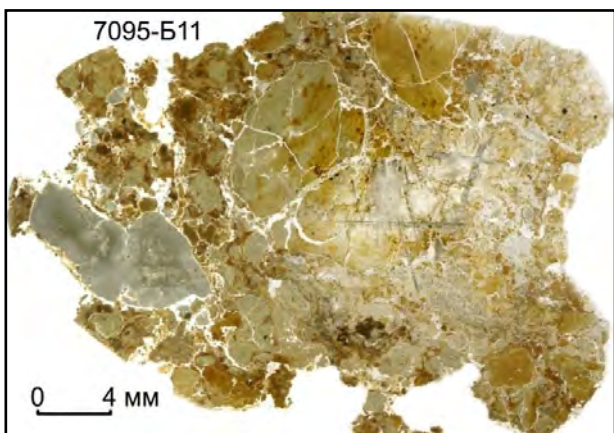


Рис. 4.2.83. Шлиф 7095-Б11. Брекчия, состоящая из обломков гидрослюдистого материала (зеленоватое), реже – известняка (серое)

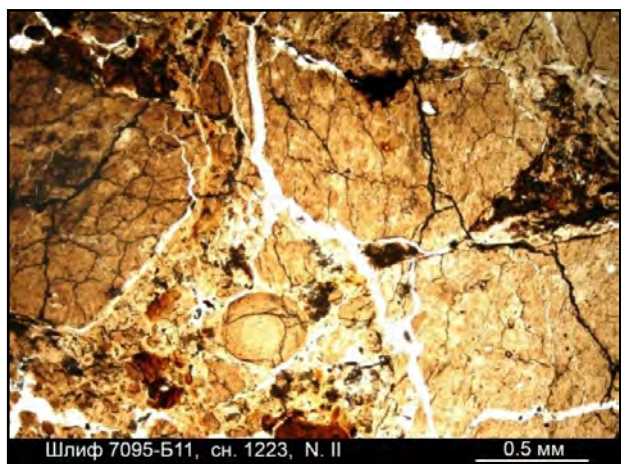


Рис. 4.2.84. Шлиф 7095-Б11, снимок 1223, ник. II. Обломки однородного гидрослюдистого материала в цементе брекчии



Рис. 4.2.85. Шлиф 7095-Б11, снимок 1224, ник. X.
То же; в поляризованном свете заметны оолитовидные образования



Рис. 4.2.86. Шлиф 7095-Б11, снимок 1229, ник. II.
В проходящем свете гидрослюдистый материал выглядит однородным



Рис. 4.2.87. Шлиф 7095-Б11, снимок 1231, ник. X.
То же; гидрослюдистый материал в поляризованном свете. Заметны оолитовидные образования

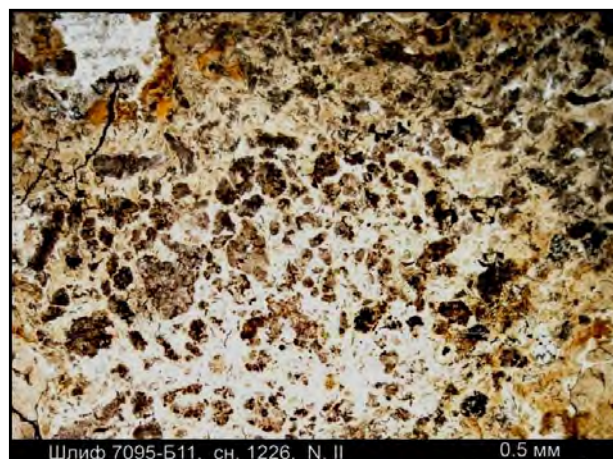


Рис. 4.2.88. Шлиф 7095-Б11, снимок 1226, ник. II.
Карбонатно-гидрослюдистая порода брекчиевой структуры

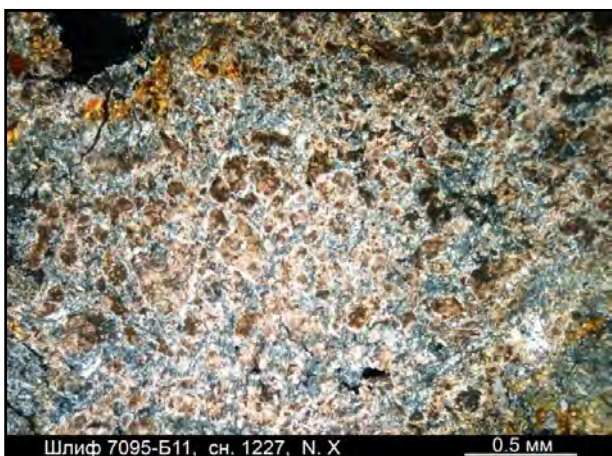


Рис. 4.2.89. Шлиф 7095-Б11, снимок 1227, ник. X.
То же, в поляризованном свете

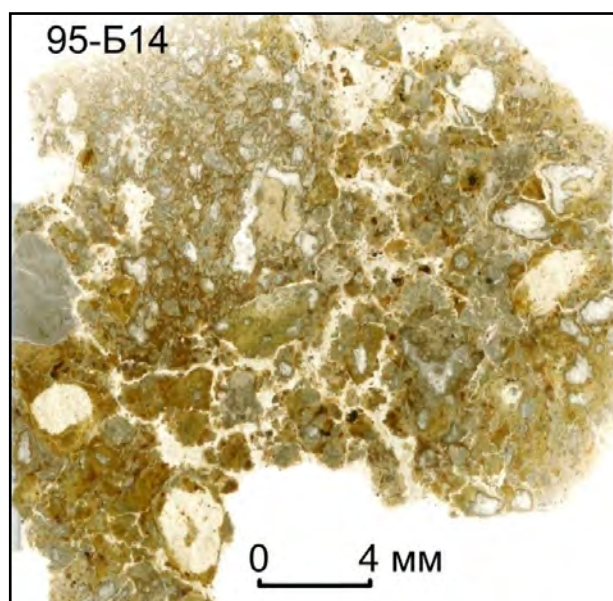


Рис. 4.2.90. Шлиф 7095-Б14.
Карбонатно-гидрослюдистая брекчия

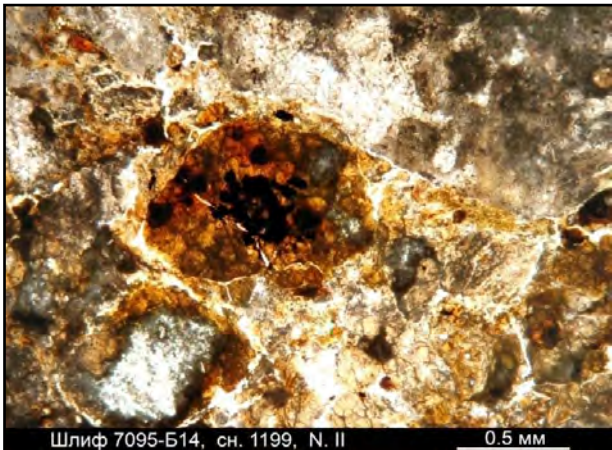


Рис. 4.2.91. Шлиф 7095-Б14, снимок 1199, ник. II. В центре – обломок порфиroidной породы с гнёздами гётита

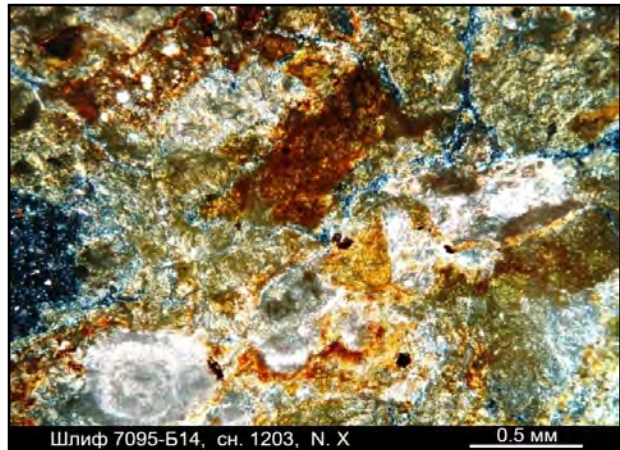


Рис. 4.2.92. Шлиф 7095-Б14, снимок 1203, ник. X. В гидрослюдистом цементе (зелёное) заметны тёмные полигональные структуры

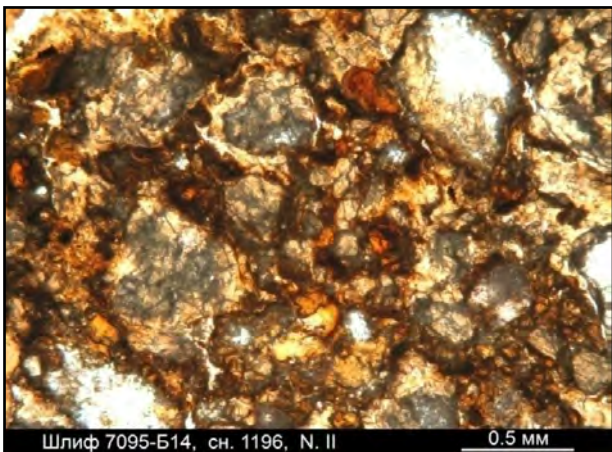


Рис. 4.2.93. Шлиф 7095-Б14, снимок 1196, ник. II. Сложное строение обломков, слагающих карбонатно-гидрослюдистую брекчию

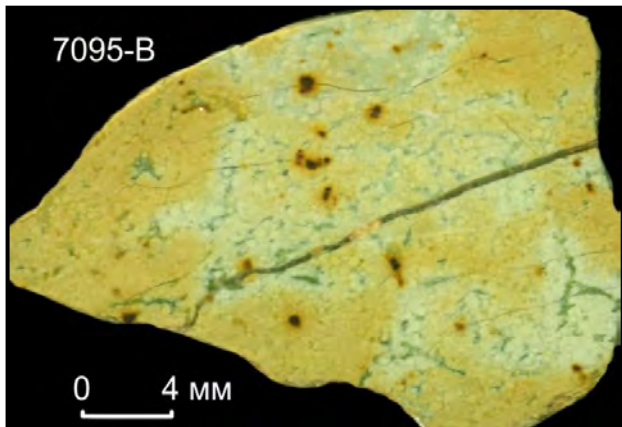


Рис. 4.2.94. Образец 7095-В. Гидрослюдистая порода, состоящая из оолитовидных зёрен и аналогичного по составу матрикса

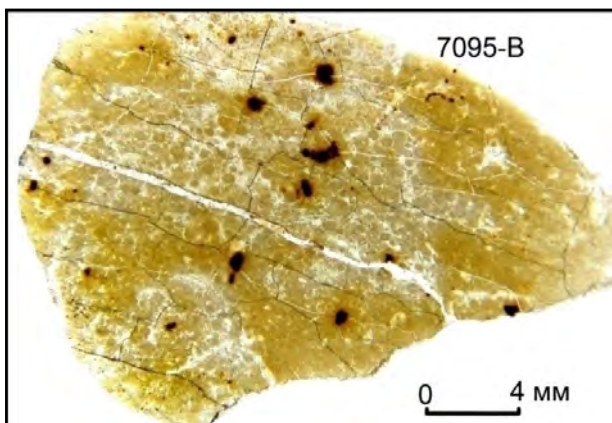


Рис. 4.2.95. Шлиф 7095-В. Агрегат оолитовидных образований. Белёные участки карбонатизации

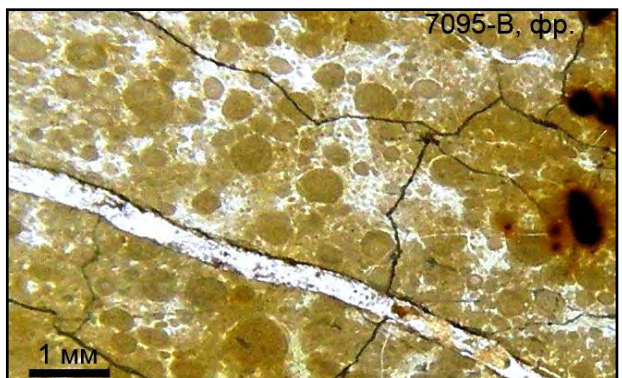


Рис. 4.2.96. Шлиф 7095-В, фрагмент. То же, крупным планом



Рис. 4.2.97. Шлиф 7095-В, снимок 84, ник. II. Оолитовидные образования выделяются на фоне карбонатизированной основной массы породы



Рис. 4.2.98. Шлиф 7095-В, снимок 85, ник. X. То же, в поляризованном свете



Рис. 4.2.99. Шлиф 7095-В, снимок 86, ник. X. То же, при повороте столика

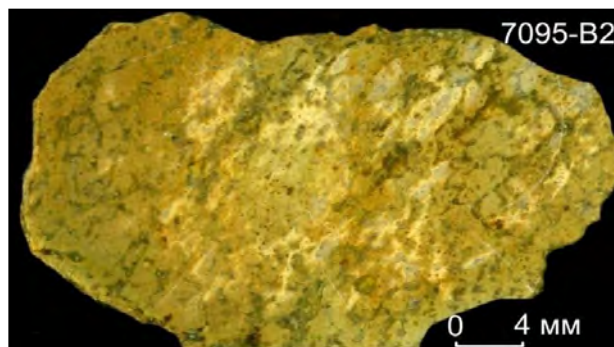


Рис. 4.2.100. Образец 7095-B2. Гидрослюдистая порода, состоящая из оолитовидных зёрен и аналогичного по составу матрикса

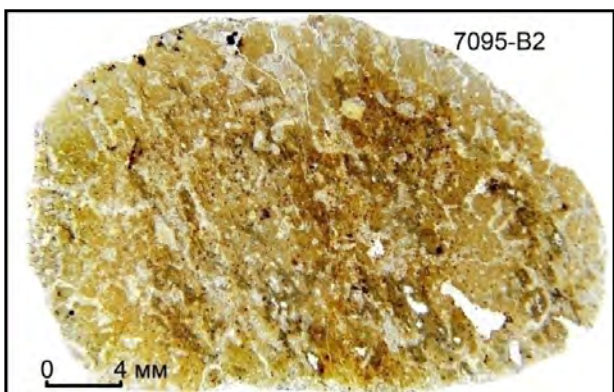


Рис. 4.2.101. Шлиф 7095-B2. То же, в проходящем свете. Светлое - карбонат

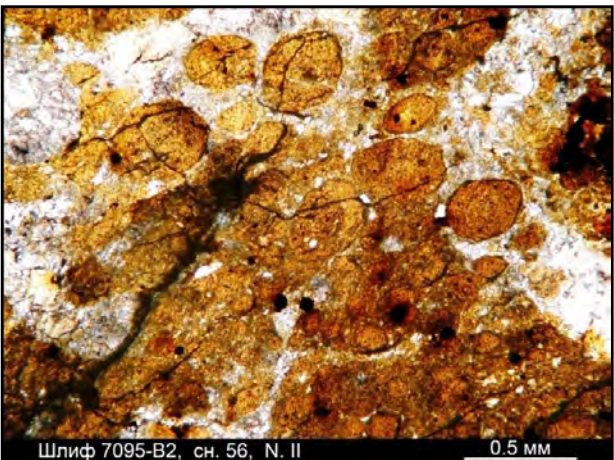


Рис. 4.2.102. Шлиф 7095-В2, снимок 56, ник. II. Бурое – гидрослюда, белое – кальцит. Оолитовидные образования устойчивы к карбонатизации

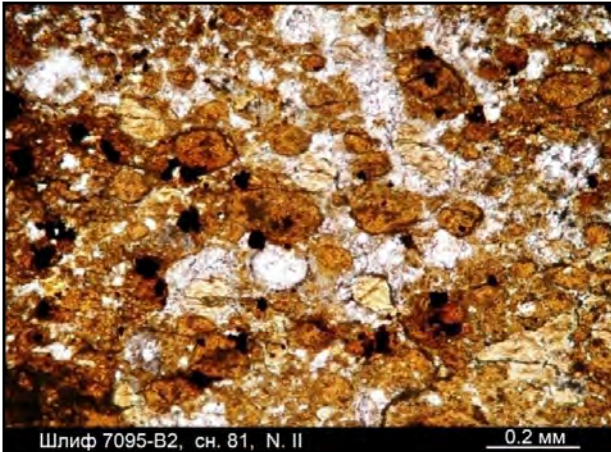


Рис. 4.2.103. Шлиф 7095-B2, снимок 81, ник. II.
Порода, состоящая из оолитовидных зёрен,
крупным планом. Белое - кальцит

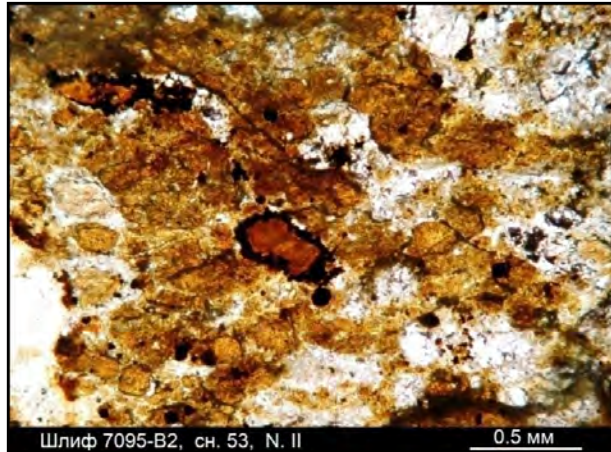


Рис. 4.2.104. Шлиф 7095-B2, снимок 53, ник. II.
Оолитовидные зёрна слабо выделяются на фоне
матрикса зеленовато-жёлтого цвета. Обломочный
материал - два обломка аргиллитоподобного
красновато-коричневого материала с оторочками
рудного минерала, и обломки инъецированного
известняка

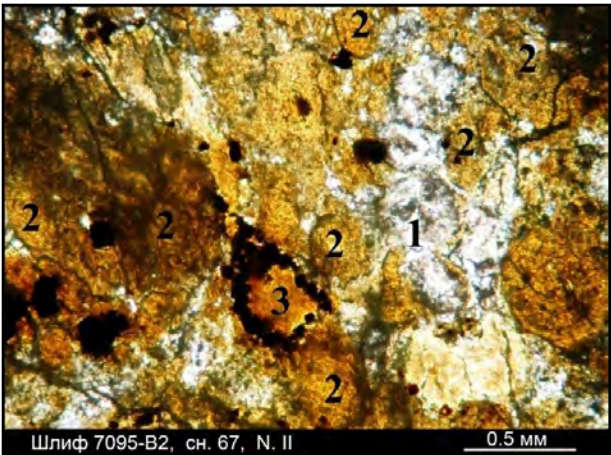


Рис. 4.2.105. Шлиф 7095-B2, снимок 67, ник. II.
В составе породы: 1 – известняк, 2 – оолитовид-
ные псевдоморфозы глинистого материала по зёр-
нам неуставленного минерала, 3 – зерно глини-
стого материала с оболочкой окисленного пирита

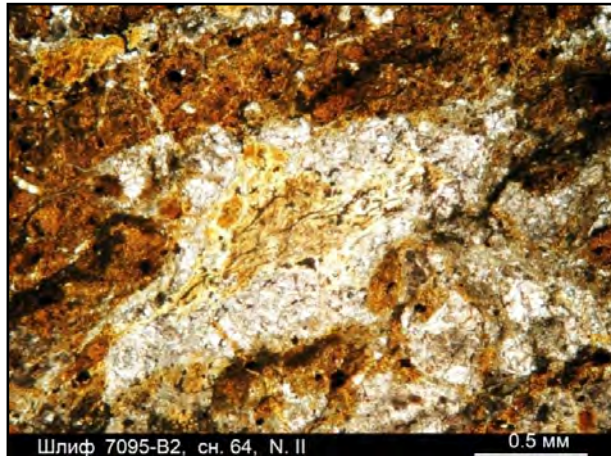


Рис. 4.2.106. Шлиф 7095-B2, снимок 64, ник. II.
Внутренняя часть гнезда кальцита выполнена
хлоритом

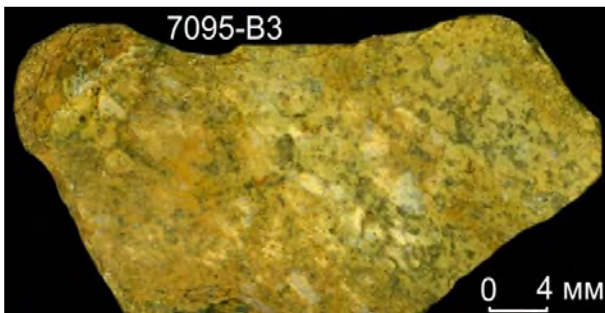


Рис. 4.2.107. Образец 7095-B3. Порода, состоящая
из оолитовидных зёрен монтмориллонита и гидро-
слюды и аналогичного им по составу матрикса



Рис. 4.2.108. Шлиф 7095-B3. То же,
в проходящем свете



Рис. 4.2.109. Шлиф 7095-В3, снимок 46, ник. II.
Брекчия, состоящая из обломков гидрослюдизированного стекла (?)

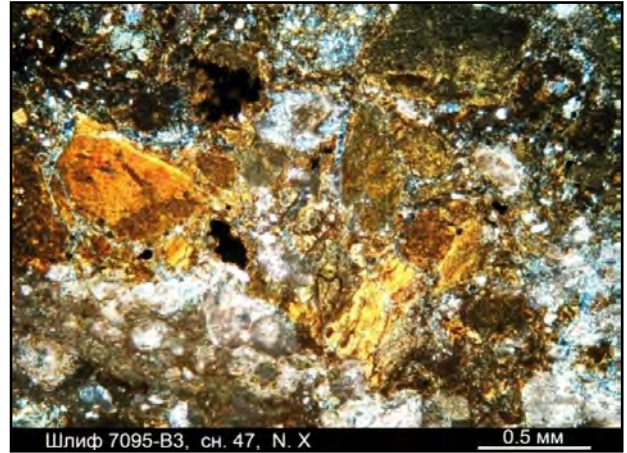


Рис. 4.2.110. Шлиф 7095-В3, снимок 47, ник. X.
Обломки изменённого стекла (?) гаснут в скрещенных николях



Рис. 4.2.111. Шлиф 7095-В3, снимок 49, ник. II.
Обломок изменённого флюидального стекла (?)



Рис. 4.2.112. Шлиф 7095-В3, снимок 50, ник. X.
Погасание обломка изменённого стекла (?)

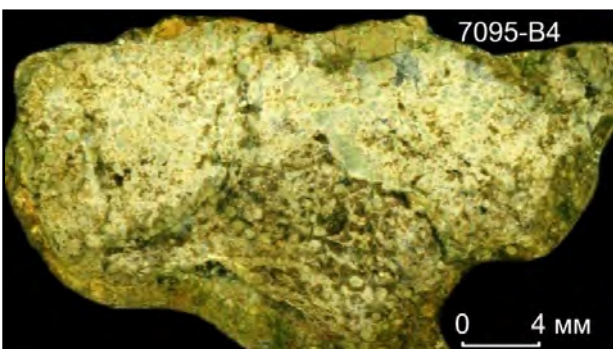


Рис. 4.2.113. Образец 7095-В4. Порфириовидная глинисто-гидрослюдистая порода

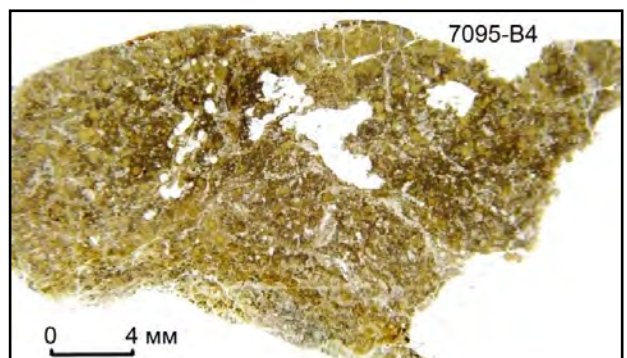


Рис. 4.2.114. Шлиф 7095-В4. То же, в проходящем свете

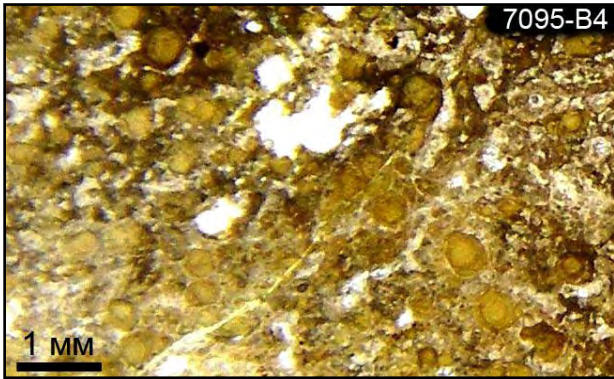


Рис. 4.2.115. Шлиф 7095-В4, фрагмент. Полигональная форма многих оолитовидных гидрослюдисто-глинистых образований и их зональное внутреннее строение

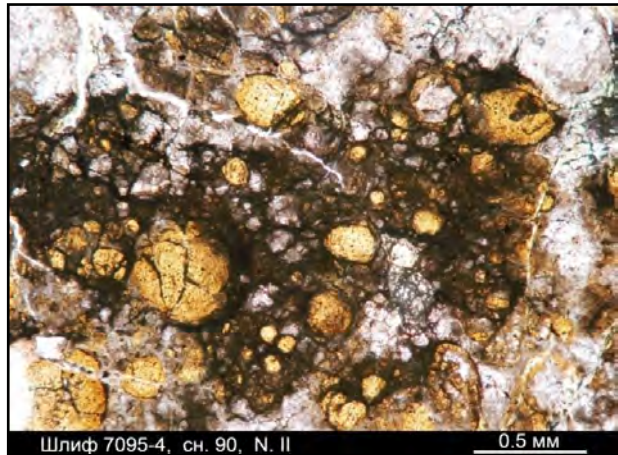


Рис. 4.2.116. Шлиф 7095-В4, снимок 90, ник. II. Оолитовидные, с элементами полигональности, образования в карбонатном цементе. Тёмное – гидрослюдисто-карбонатный материал

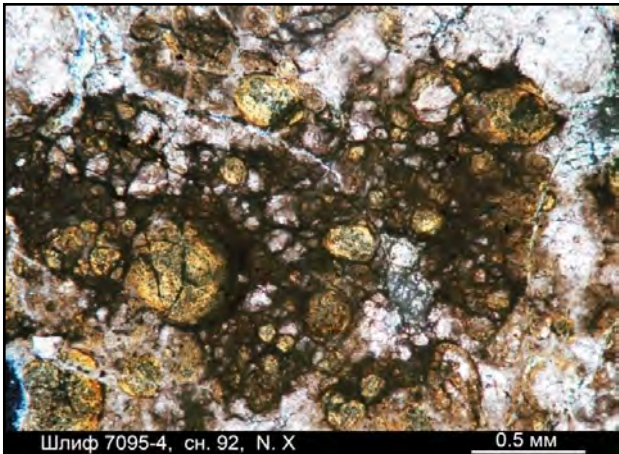


Рис. 4.2.117. Шлиф 7095-В4, снимок 92, ник. X. То же; отмечается волнистое погасание «оолитов»



Рис. 4.2.118. Шлиф 7095-В4, снимок 97, ник. II. Цемент брекчии со слабо проявленной текстурой течения

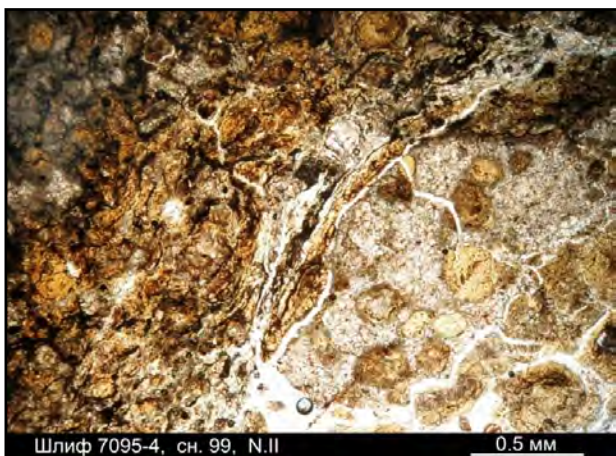


Рис. 4.2.119. Шлиф 7095-В4, снимок 99, ник. II. Слева – порода, состоящая из оолитовидных частиц и гидрослюдистого матрикса, справа – обломок аналогичной породы, замещённой кальцитом

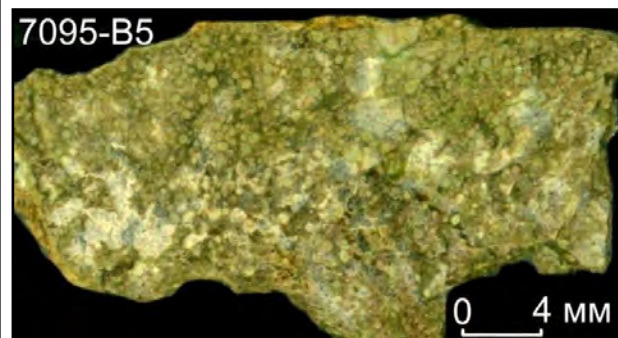


Рис. 4.2.120. Образец 7095-В5. Порфириовидная порода, аналогичная шлифу 7095-В4

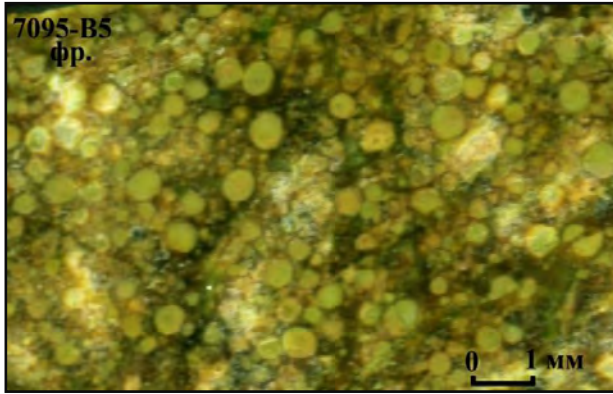


Рис. 4.2.121. Образец 7095-B5, фрагмент. Порфириформная гидрослюдистая порода. При увеличении заметно, что слагающие её зёрна нередко полигональны и имеют зональное внутреннее строение

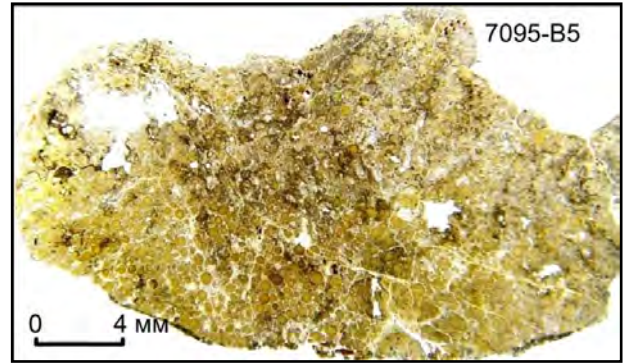


Рис. 4.2.122. Шлиф 7095-B5. Полигонально-округлые зёрна гидрослюдистого материала салатно-зелёного (в шлифе – зеленовато-бурого) цвета в матрице карбонатно-гидрослюдистого состава



Рис. 4.2.123. Шлиф 7095-B5, снимок 35, ник. II. Оолитовидные зёрна гидрослюды в замещённом кальцитом матрице



Рис. 4.2.124. Шлиф 7095-B5, снимок 38, ник. II. То же, со сдвигом вправо



Рис. 4.2.125. Шлиф 7095-B5, снимок 39, ник. X. В поляризованном свете в «оолитах» заметны крестообразные фигуры погасания

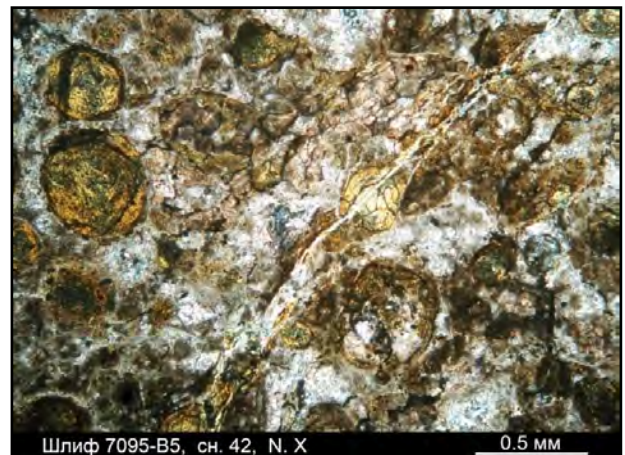


Рис. 4.2.126. Шлиф 7095-B5, снимок 42, ник. X. Аналогичная порода; цемент почти полностью замещён карбонатным материалом



Рис. 4.2.127. Шлиф 7095-B5, снимок 44, ник. X. В оолитовидных образованиях – крестообразные фигуры погасания. Два «оолита» рассечены со смещением карбонатным прожилком

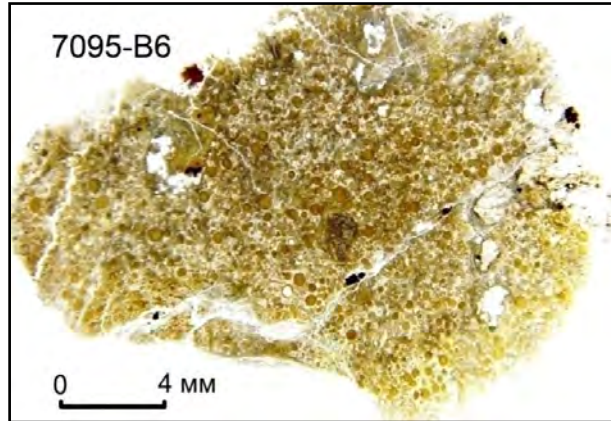


Рис. 4.2.128. Шлиф 7095-B6. Порфировидная гидрослюдистая порода в проходящем свете



Рис. 4.2.129. Шлиф 7095-B6, снимок 112, ник. II. Оолитовидные зёрна глинисто-гидрослюдистого материала в карбонатной связующей массе

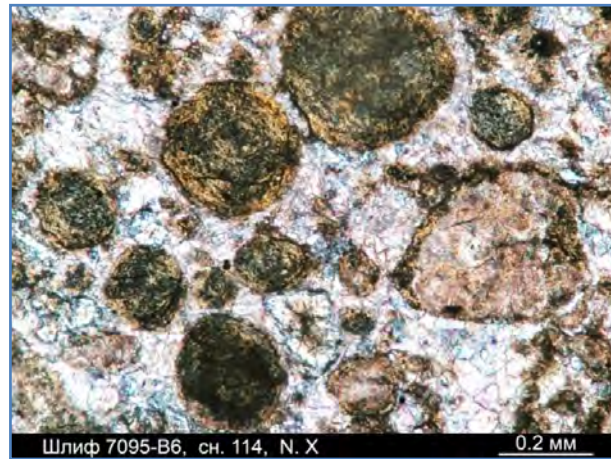


Рис. 4.2.130. Шлиф 7095-B6, снимок 114, ник. X. Крестообразные фигуры погасания «оолитов»

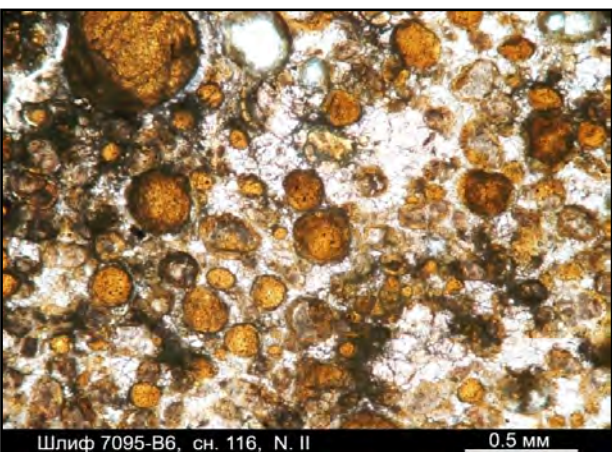


Рис. 4.2.131. Шлиф 7095-B6, снимок 116, ник. II. Общий вид породы, состоящей из глинисто-гидрослюдистых оолитовидных зёрен желтовато-коричневого цвета размерами 0.1-0.5 мм и связующей массы, сложенной новообразованным кальцитом. Мелкие зёрна имеют полигональные очертания

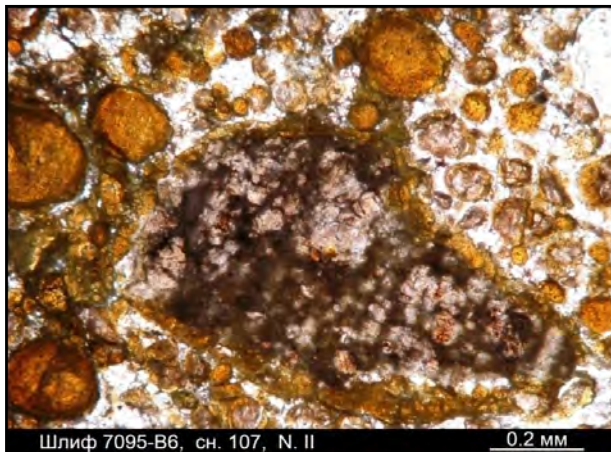


Рис. 4.2.132. Шлиф 7095-B6, снимок 107, ник. II. Обломок перекристаллизованного известняка. На его поверхности сохранились реликты цементирующей массы, содержащей мелкие полигональные зёрна глинисто-гидрослюдистого материала

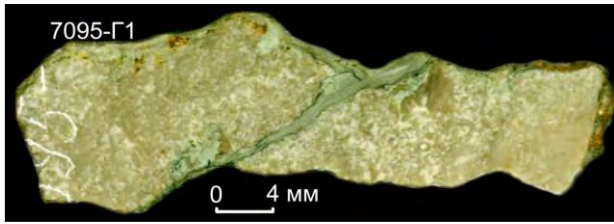


Рис. 4.2.133. Образец 7095-Г1. Известняк с прожилком гидрослюдистого материала

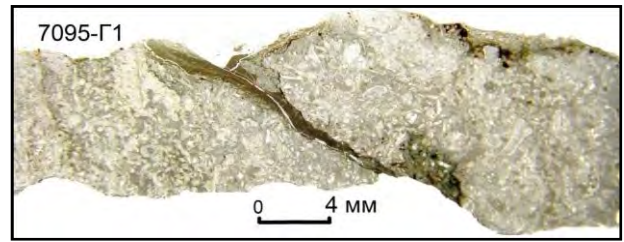


Рис. 4.2.134. Шлиф 7095-Г1. То же; внизу – инъекция гидрослюды неправильной формы



Рис. 4.2.135. Грот Первый, т.н. 7093. Коренной выход агломератовой брекчии; прорисовка глыб известняка

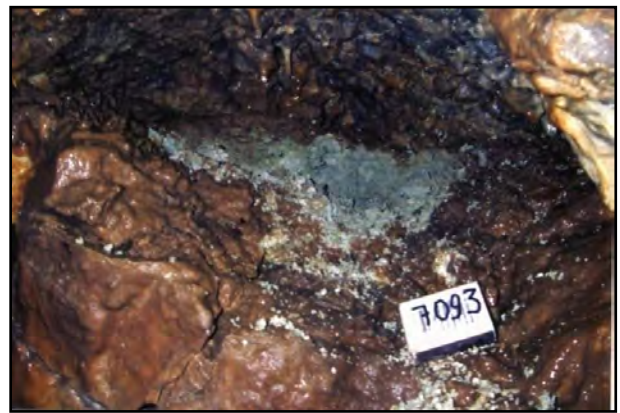


Рис. 4.2.136. То же, крупным планом



Рис. 4.2.137. Грот Первый, стена карстового колодца. Прожилки глинистого материала в известняке



Рис. 4.2.138. Грот Южный, т.н. 7112. Гнездо глинистого материала в стене карстового колодца

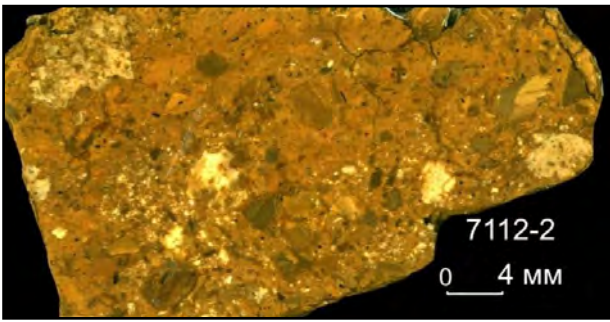


Рис. 4.2.139. Образец 7112-2. Разнообломочная брекчия буровато-коричневого цвета, глинистого состава



Рис. 4.2.140. Грот Южный, т.н. 7112. Стена карстового колодца. Гнездо глинистого материала в известняке



Рис. 4.2.141. Т.н. 7112. Корочка лимонита на поверхности залежи глинистого материала



Рис. 4.2.142. Т.н. 7112. Гнёзда глинистого материала в известняке



Рис. 4.2.143. Шлиф 7112-2. Разнообломочная брекчия буровато-коричневого цвета, глинистого состава

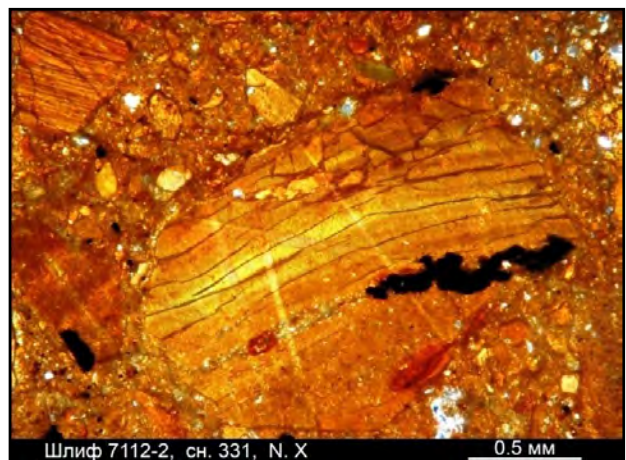


Рис. 4.2.144. Шлиф 7112-2, снимок 331, ник. X. Обломок аргиллитоподобного глинистого материала с признаками слоистости (флюидалности)

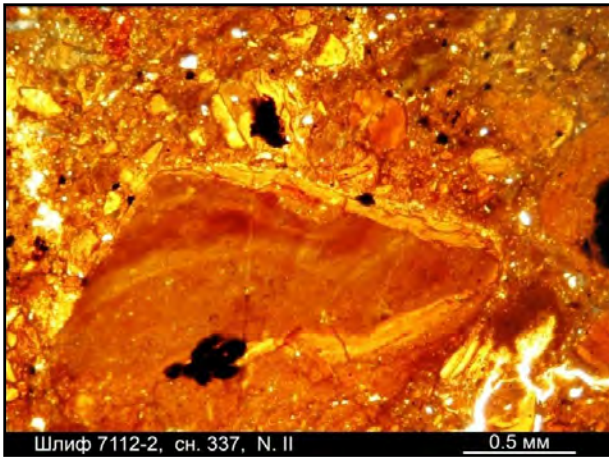


Рис. 4.2.145. Шлиф 7112-2, снимок 337, ник. II.
Обломок полосчатого глинистого материала; на нём –
полосчатость вдоль поверхности обломка.
Предположительно, то и другое –
изменённое стекло

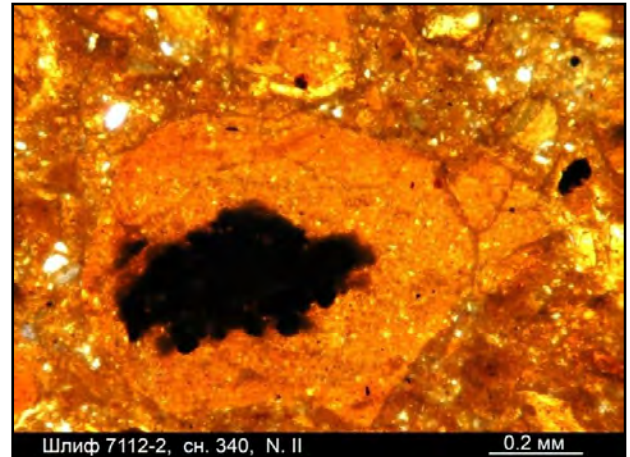


Рис. 4.2.146. Шлиф 7112-2, снимок 340, ник. II.
В центре зерна глинистого материала микро-
зернистой структуры – скопление кристаллов
окисленного пирита



Рис. 4.2.147. Шлиф 7112-2, снимок 342, ник. II.
Обломок глинистого материала с зональным
погасанием. Предположительно,
изменённое стекло

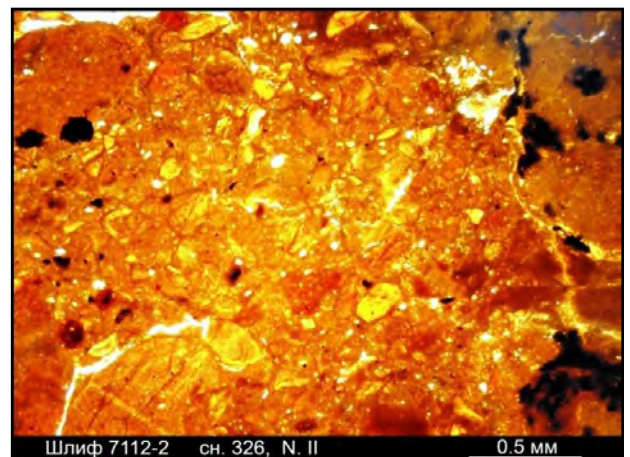


Рис. 4.2.148. Шлиф 7112-2, снимок 326, ник. II.
Скопление мелких обломков глинистого
материала (изменённого стекла?);
предполагается дробление
обломка *in situ*

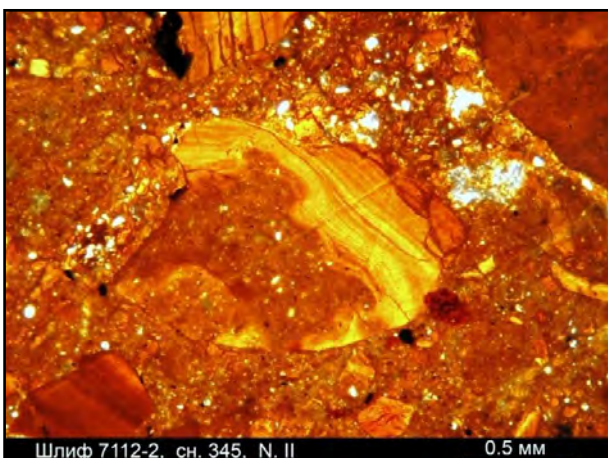


Рис. 4.2.149. Шлиф 7112-2, снимок 345, ник. II.
Обломок тонкофиюидальной глинистой породы
(изменённое стекло?)

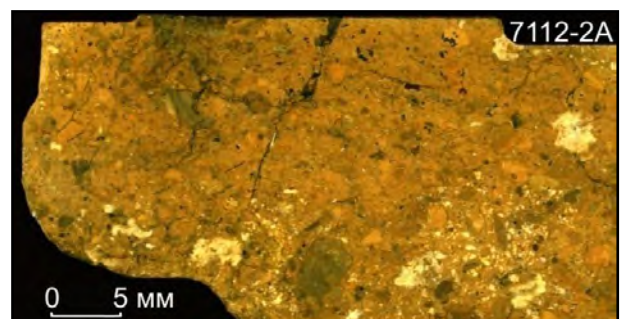


Рис. 4.2.150. Образец 7112-2А. Брекчия,
состоящая из обломков глинистого материала

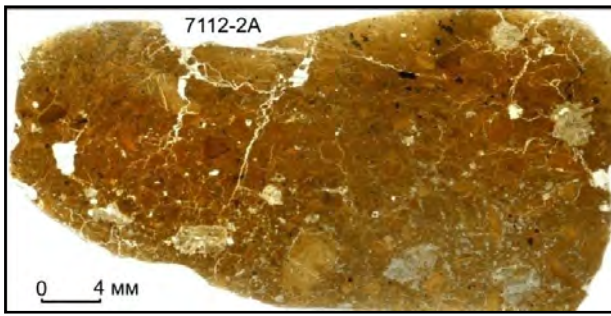


Рис. 4.2.151. Шлиф 7112-2А. То же, в проходящем свете

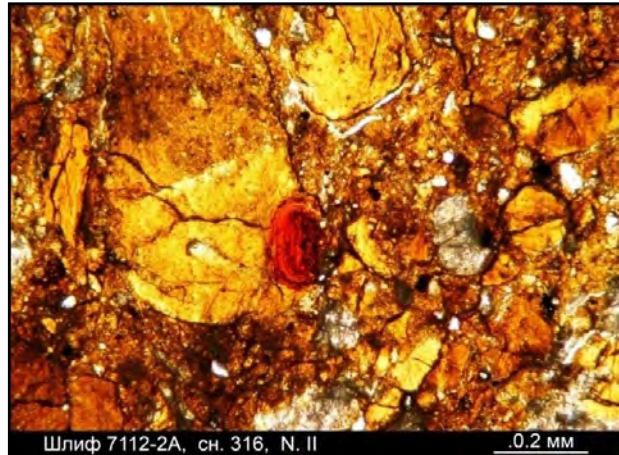


Рис. 4.2.152. Шлиф 7112-2А, снимок 316, ник. II. Брекчия, состоящая из обломков глинистого материала жёлтого цвета и редких обломков перекристаллизованного известняка

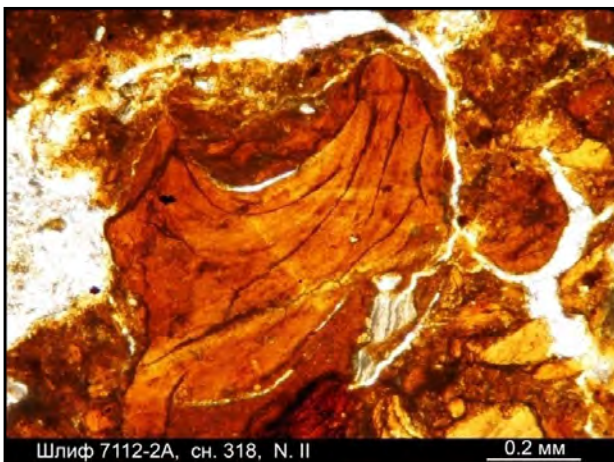


Рис. 4.2.153. Шлиф 7112-2А, снимок 318, ник. II. Остроугольный обломок однородного, со следами флюиальности, аргиллитоподобного глинистого материала с волнистым погасением. Содержит обломок кальцитового прожилка

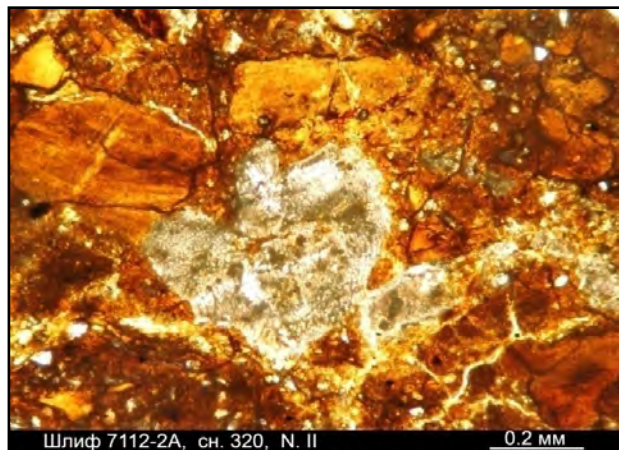


Рис. 4.2.154. Шлиф 7112-2А, снимок 320, ник. II. Среди обломков глинистого материала (изменённого стекла?) - обломок перекристаллизованного известняка

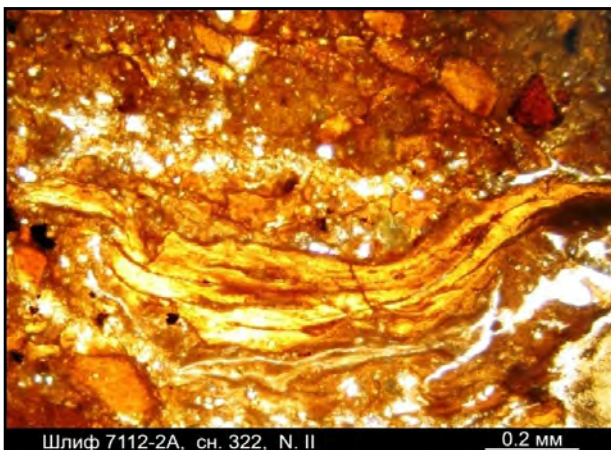


Рис. 4.2.155. Шлиф 7112-2А, снимок 322, ник. II. Линзовидное обособление плейчатого глинистого материала жёлтого цвета, - возможно, изменённого стекла

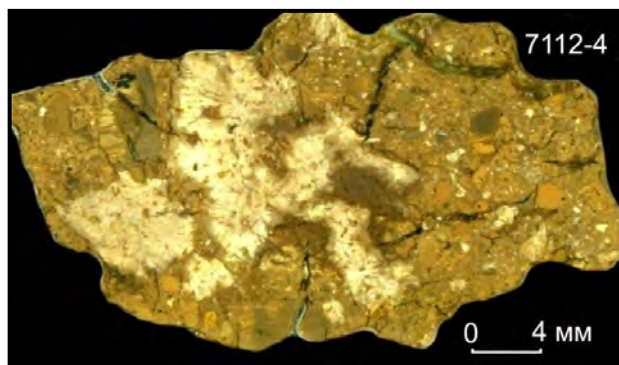


Рис. 4.2.156. Образец 7112-4. Разнообломочная брекчия из обломков глинистого материала; белое - кальцит



Рис. 4.2.157. Шлиф 7112-4. То же, в проходящем свете

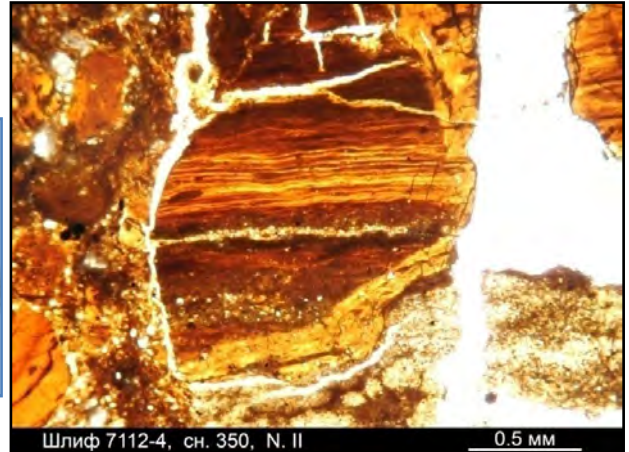


Рис. 4.2.158. Шлиф 7112-4, снимок 350, ник. II. Обломок слоистой (тонкофлюидальной) глинистой породы. Правый и нижний края обломка (жёлтые) имеют флюидальность, ориентированную под углом к первичной



Рис. 4.2.159. Т.н. 7115. Просечки (с раздувами) глинистого материала в известняке



Рис. 4.2.160. Т.н. 7115. Отложения слоистого глинистого материала на выступе стены



Рис. 4.2.161. Характер слоистости глинистых отложений



Рис. 4.2.162. Т.н. 7113. Ниша в стене галереи. В верхней части снимка – гнездо брекчии, срезанной стеной галереи

4.3. Пещера Виашерская

Пещера расположена в черте г. Кизела (на территории пос. Северный). Она имеет два входа, расположенных в пределах субширотного скального обнажения известняков визейского возраста. Пещера представляет собой сложную, разветвлённую сеть ходов, зачастую замыкающихся в кольца и пересекающихся на различной высоте (рис. 4.3.1). Галереи имеют северо-восточное, северо-западное, субширотное и субмеридиональное простирание. Массив известняков, вмещающий пещеру, разбит редкой тектонической трещиноватостью; заложение галерей в общем случае не контролируется системами трещин. По ослабленным зонам нередко наблюдается обрушение сводов. Суммарная протяжённость ходов пещеры, охватывающей территорию не более 250×300 м, составляет 7,6 км [6].

Осветить геологические особенности всей пещеры в настоящей работе не представляется возможным; для изучения выбраны отдельные фрагменты.

Для пещеры характерно широкое распространение отложений коричневого глинистого материала, залегающих на различных гипсометрических уровнях; они охарактеризованы точками наблюдения 7040, 7047, 7061, 7062. Значительно реже встречаются рвущие тела брекчий с гидрослюдистым цементом. Наиболее крупные выходы их выявлены в гроте Конечный геологом из г. Кизела, спелеологом С.И. Романовым.

4.3.1. Агломератовые брекчии в гроте Конечный

Повышенная концентрация выходов брекчий с глинистым цементом находится в северной части пещеры в гроте Конечный и вблизи него, это точки наблюдения 7036, 7037, 7038, 7046. План грота Конечный, разрезы и схема опробования приведены на рис. 4.3.2.

4.3.1.1. Точка наблюдения 7036

В северной части грота спелеологами С.И. Романовым и С.А. Меньших вскрыт фрагмент тела агломератовых брекчий с глинистым цементом красновато-коричневого цвета, занимающего всю ширину грота. Они прошли по брекчиям горизонтальную выработку сечением

2×2 м на глубину 1,2-1,5 м. Залегание южного контакта тела брекчий субвертикальное, хотя чёткую линию контакта провести невозможно – на отрезке около 2 м происходит постепенное уменьшение количества глинистого материала от 50-60 % в пределах тела брекчий до 5-10 % за его пределами.

Вещественный состав

Породообразующие минералы. Связующая масса брекчии состоит, по данным рентгенофазового и термического анализа пробы 7036, из гидрослюды (60 %), кальцита (17 %), плагиоклаза (12 %), монтмориллонита (5 %), кварца (3 %) и гётита (3 %). Концентрация плагиоклаза необычайно высока для пещерных образований.

Цементирующая масса охарактеризована двумя минералогическими пробами: №№ 7036 и 7036-10.

1. Проба 7036 весом 2,0 кг отобрана из коренного выхода брекчий; вес тяжёлой фракции – 0,19 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции следующий:

- немагнитная фракция (0,005 г): преобладают зёрна карбонат-фосфатного состава; в подчинённом количестве – циркон, рутил, лейкоксен, корунд, кианит, апатит, пирит, 2 зерна муассанита;

- электромагнитная фракция (0,180 г): гидроксиды железа (95 %), слюдисто-глинистые обломки, ильменит, альмандин, золото (1 зн.), ставролит, турмалин;

- магнитная фракция (0,005 г): магнитные гидроксиды железа (80 %), магнитные сферулы (20 %), редкие зёрна магнетита.

Отмечены особенности:

а) зёрна гидроксидов железа имеют преимущественно округлую форму, встречаются сростки с селадонитом;

б) муассанит представлен угловатыми зёрнами неправильной формы, размерами 0,2×0,25 мм, 0,1×0,15 мм;

в) золото – пластина 0,15×0,125 мм;

г) альмандин - встречаются кубоиды оранжево-розового цвета, размерами 0,15 × 0,125 мм.

2. Проба 7036-10 весом 4,0 кг отобрана из осыпи под обнажением брекчий; вес тяжёлой фракции 1,733 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции следующей:

- немагнитная фракция (0,05 г): преобладают циркон, карбонат; в подчинённом количестве – рутил, лейкоксен, корунд, кианит, пирит, анатаз, мельниковит, апатит, брукит;

- электромагнитная фракция (1,675 г): преобладают псевдоморфозы гидроксидов железа по пириту и марказиту; в подчинённом количестве – турмалин, альмандин, селадонит, ильменит, гематит, эпидот, ставролит, хромшпинелид, хлорит, муассанит, моноклинный пироксен;

- магнитная фракция (0,008 г): магнитные гидроксиды железа (92 %), магнитные сферулы (8 %), редкие зёрна магнетита, шлака, силикатные сферулы.

Химический состав пробы 7036, по данным рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (мас. %): SiO₂ – 46,95; TiO₂ – 0,522; Al₂O₃ – 12,38; Fe общ – 5,60; MnO – 0,021; MgO – 2,10; CaO – 9,86; Na₂O - <1; K₂O – 4,29; P₂O₅ – 0,02; V – 0,006; Cr – 0,004; потери при прокаливании – 17,88 %. Следует отметить аномально высокое содержание калия.

Текстурно-структурные признаки

Изучение прозрачных шлифов, изготовленных их связующей массы агломератовой брекчии, позволило установить следующие структурные особенности исследуемой породы.

Шлиф 7036-4 (рис. 4.3.5). Обломок брекчированного органогенного известняка, входящего в состав агломератовой брекчии. Известняк инъецирован небольшим количеством гидрослюдистого материала зеленовато-бурого цвета, образующего шпирообразные обособления. В нижней части шлифа – микропрожилки железисто-гидрослюдистого материала, напоминающие стилолитовые швы. На периферии обломка отмечаются реликты цемента агломератовой брекчии, сложенного преимущественно зёрнами кальцита, сцементированными железисто-глинистым материалом.

Шлиф 7036-4А (рис. 4.3.6). Карбонатная брекчия с железисто-глинистым цементом коричневого цвета. Текстура брекчиевая.

Порода состоит из:

- крупных, до 7 мм, обломков пелитоморфного известняка темно-серого цвета, рассеянных извилистыми микропрожилками глины (1),

- из обломков карбонатной брекчии (2),

- из железисто-глинистой связующей массы брекчиевой структуры, коричневого цвета, разнозернистой (3).

В составе связующей массы преобладают угловатые, округло-угловатые обломки аргиллитоподобного материала красновато-бурого, реже зеленоватого цвета, в подчинённом количестве – обломки известняков. Матриксом служит красновато-бурая глинистая масса.

Шлиф 7036-4Б (рис. 4.3.7). Брекчия с железисто-глинистым цементом коричневого цвета. Обломки представлены:

- пелитоморфным известняком (до 2,5 мм) брекчиевой текстуры, содержащим изометричные зёрна бурого гидрослюдистого материала;

- железисто-глинистым материалом брекчиевой текстуры, с включениями обломков известняка;

- мелкими зёрнами гидрослюдистого материала желтовато-зелёного цвета, с тонкодисперсной рудной вкрапленностью, анизотропного (Ng-Np до 0,013), с погасанием крупных его участков;

- аргиллитоподобной глинистой породой буровато-коричневого цвета, со слабо проявленной флюидальностью.

Цемент брекчии (первые %) представлен мелкозернистым агрегатом частиц гидрослюды. Отмечаются редкие включения халцедона.

Шлиф 7036-7 (рис. 4.3.8). Брекчия, состоящая из крупного карбонатного обломка и красно-бурой глинистой связующей массы.

Отмечены две стадии цементации породы. Первой принадлежит крупный обломок органогенного известняка, инъецированный (пропитанный) микрозернистым гидрослюдистым цементом ранней генерации (1) и подвергнутый более поздней карбонатизации. Данный обломок и несколько мелких обломков известняка облекаются связующей массой поздней генерации (2), сложенной остроугольными обломками аргиллитоподобных пород и характеризующейся брекчиевой, динамофлюидальной структурой, подчёркнутой ориентированным расположением мелких вытянутых обломков гидрослюдистых пород и известняка.

Брекчиевая структура породы продемонстрирована на рис. 4.3.9, -10, -11. В целом для шлифа характерно обилие микропрожилков гётита (чёрное), в значительной мере приуроченных к периферии карбонатных обломков. Крупные участки глинисто-гидрослюдистого матрикса обладают волнистым погасанием.

В правой части рис. 4.3.11 – обломок известняка (1) с извилистыми микропрожилками железисто-глинистого материала. В левой части преобладает разнообломочная связующая масса грязно-жёлтого, красноватого цвета, брекчиевой текстуры (2); она обогащена мелкими, до 0,2 мм, угловатыми обломками вторичного глинистого материала (3), реже известняка, и также расчленена железисто-глинистыми микропрожилками.

Характер взаимоотношения известняка и глинистого материала отображён на рис. 4.3.12. Большую часть снимка 1485 занимает обломок известняка. В нём - инъекция аргиллизированной силикатной породы грязно-жёлтого цвета, состоящая из мелких (0,03-0,05 мм) угловатых зёрен гидрослюдистого материала и ограниченная сверху микропрожилком гидроокислов железа (на снимке – чёрное). Частично, по межзерновым промежуткам, глина замещена кальцитом; в верхней части инъекции - гнездо кальцита (белое), повторяющее её контур. Примечательно, что глинистый материал не содержит рудной вкрапленности, но оконтурен микропрожилком гидроокислов железа. Очевидно, что данное обогащение глинистого материала возникло не в результате механического вдавливания в известняк пластичной глинистой массы.

Инъекциями бурого глинистого материала, состоящего из мелких полигональных псевдоморфоз, расчленён также другой обломок пелитоморфного известняка (рис. 4.3.13).

Образец 7036-10 (рис. 4.3.14). Обломок сильно изменённого известняка (светлое) в гидрослюдисто-глинистой связующей массе коричневого цвета. Известняк инъецирован глинисто-гидрослюдистым материалом, содержащим выделения красного халцедона и извилистые микропрожилки гидрослюды зелёного цвета.

Шлиф 7036-14 (рис. 4.3.15). Карбонатная брекчия с железисто-глинистым цементом. Текстура брекчиевая, разнообломочная; структура цемента динамофлюидальная. Обломки представлены сильно перекристаллизованным органическим известняком, в т.ч. пелитоморфным, с локально проявленными участками окремнения. Краевые части обломков известняка брекчированы и сцементированы микропрожилками железисто-глинистого материала. В известняке отмечены включения округлой и прямоугольной формы, сложенные доломитом с густой рудной вкрапленностью.

Связующая масса железисто-глинистая, красно-бурого цвета, с тонкодисперсной рудной вкрапленностью, флюидальная. Линии течения

подчёркнуты линзами, обогащёнными гидроксидами железа, и ориентированным расположением удлинённых обломков известняка.

Исследуемая горная порода (шлифы 7036-4 ÷ 7036-14) представляет собой претерпевшую многократные изменения разнообломочную (агломератовую) брекчию инъекционного типа со связующей массой предположительно основного состава.

4.3.1.2. Точка наблюдения 7037

На выходе галереи Метро в грот Конечный обнажается пласт брекчий (рис. 4.3.16) с вторичным гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета, мощностью около 0,7 м. Брекчии полого (10-15°) падают в северном направлении, и прослеживаются в основании западной стены грота Конечный далее 7 м от т.н. 7037. Стратиграфически ниже тела брекчий обнажаются массивные (ненарушенные) известняки, прорезанные узкой (1-2 м) галереей Метро; выше (и севернее) залегают трещиноватые известняки, инъецированные извилистыми прожилками глини, описанные в т.н. 7039. Контакты неровные, инъекционные.

Брекчии прослеживаются на север в западной стене грота в виде многочисленных инъекций в известняке. Признаков избирательного размыва брекчий не наблюдается.

Вещественный состав

Породообразующие минералы определены по данным рентгенофазового и термического анализа. Цемент брекчии (проба 7037) состоит из кальцита (64 %), гидрослюды (29 %), кварца (5 %), плагиоклаза (1 %), органического вещества (0,5 %).

Химический состав цемента определён рентгеноспектральным флуоресцентным методом (мас. %): SiO₂ – 46,50; TiO₂ – 0,536; Al₂O₃ – 12,99; Fe общее – 3,90; MnO – 0,019; MgO – 1,71; CaO – 13,09; Na₂O – <1; K₂O – 4,19; P₂O₅ – 0,13; V – 0,009; Cr – 0,004; потери при прокаливании – 16,64 %. Обращает внимание высокая концентрация калия; состав цемента в общих чертах близок составу щелочных базальтов.

Текстурно-структурные признаки

Брекчиевая текстура породы отчётливо видна в полированных образцах и в прозрачных шлифах.

Образец, шлиф 7037 (рис. 4.3.17, -18). Карбонатно-гидрослюдистая брекчия зеленоватой окраски сложена обломками пелитоморфного известняка с остатками микрофауны плохой сохранности (1), редкими остроугольными обломками размером до 1,5 мм флюидального глинистого материала (2) и вторичным гидрослюдистым цементом базального типа, микрозернистой структуры, зелёного цвета (3).

На рис. 4.3.19 – цемент агломератовой брекчии крупным планом. В шлифе связующая масса (1) образована микрозернистым (< 0,05 мм) агрегатом гидрослюдистых частиц бурого цвета, карбонатными обломками, редкими оскольчатыми зёрнами кварца и бесформенными, шлировидными, землистыми обособлениями чёрного цвета, образованные, предположительно, рудным материалом, а также тонкой рудной вкрапленностью. Обломки гидрослюдистого материала (2) имеют нечёткие контакты; чаще они различимы по степени окраски гидроксидами железа и по структурным особенностям. Известняк (3) пелитоморфен.

Поверхность одного из обломков перекристаллизованного известняка изрезана инъекциями связующей массы (рис. 4.3.20); в верхней части снимка – мелкие обломки пелитоморфного известняка темно-серого цвета, осветлённые с поверхности. Неровный, заливистый контакт гидрослюдистого цемента, имеющего микрозернистую структуру, с перекристаллизованным известняком показан также на рис. 4.3.21.

В пределах одного из карбонатных обломков (рис. 4.3.22) скопление рудной минерализации приурочено к периферии обломка раковины брахиоподы, окружённого пелитоморфным известняком. Связующая масса и рудный материал образуют инъекции в известняке. Отчётливо видна неоднородная структура связующей массы.

Мелкие обломки пелитоморфного известняка осветлены с поверхности и по трещинам (рис. 4.3.23), что является характерной особенностью шлифа 7037 и свидетельствует о многостадийности наложенных изменений.

Шлиф 7037-3 (рис. 4.3.24). Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава. Текстура брекчиевая, структура связующей массы литокластическая (туфовая). Обломочный материал представлен:

- органогенными известняками серого, темно-серого цвета;
- тонкозернистым (бесструктурным) гидрослюдистым материалом фисташково-зелёного

цвета, более однородным, чем цемент брекчии. Размер обломков – до 3 мм;

- кристаллами кальцита до 5 мм, буроватого цвета.

Связующая масса породы – базального типа; она представляет собой мелкообломочную брекчию, состоящую преимущественно из обломков (псаммитовой размерности) гидрослюдистого материала и известняков. Обломки нередко окружены тёмными каймами рудного минерала. В тонких срезах заметно обилие мелких зёрен, слагающих цемент. Характерны тонкодисперсная рудная вкрапленность и оскольчатые зёрна кварца. В правой части снимка – бесформенные зоны хлоритизации.

Шлиф 7037-5 (рис. 4.3.26). Брекчия зеленоватого цвета, карбонатно-гидрослюдистого состава. Текстура брекчиевая, структура связующей массы литокластическая.

Брекчия сложена крупными, до 8 мм, обломками мелко- и среднекристаллического кальцита, обломками гидрослюдистого материала зеленовато-бурого цвета и связующей массой, представленной микрозернистым агрегатом зёрен гидрослюды фисташково-зелёного цвета, с ксеноморфными обособлениями гидрослюдистого материала зеленовато-чёрного цвета, с примесью тонкодисперсного карбонатного материала и хлорита.

На фрагменте шлифа (рис. 4.3.27) - обособления зеленовато-чёрной связующей массы крупным планом. Среди связующей массы отмечены также обломки микрозернистой кремнистой породы (рис. 4.3.28, центр снимка), мраморовидного и пелитоморфного известняка (рис. 4.3.29 – 1 и 2 соответственно), перекристаллизованного с поверхности органогенного известняка (рис. 4.3.30).

Связующая масса брекчии - базального типа, представлена микрозернистым карбонатно-гидрослюдистым агрегатом, содержащим тонкую рудную вкрапленность и бесформенные, шлировидные, землистые обособления минерала чёрного (предположительно, также рудного). В связующей массе отмечен крупный обломок аргиллитоподобного гидрослюдистого материала желтовато-бурого цвета (сходного со связующей массой, но более тёмного), с обилием вкрапленности рудного минерала; этот обломок анизотропен - погасает целиком в скрещенных николях (рис. 4.3.31).

Предположительно, исследуемая горная порода представляет собой нацело изменённый ксенотуф, обладавший, судя по концентрации K_2O , повышенной щелочностью.

4.3.1.3. Точка наблюдения 7038

Известняки в восточной стене грота расчленены двумя параллельными пластами коричневой аргиллитоподобной породы мощностью 5-10 см, в раздувах – до 20 см; по ним, очевидно, происходило обрушение кровли первоначальной полости. Пласты падают на север под углом 15° (рис. 4.3.32); фрагменты этих же пластов, нарушенных тектоникой, обнажаются также в западной стене грота. Контакты с известняками четкие, линейные. Исследован нижний пласт.

Вещественный состав

Химический состав пробы 7038, по данным рентгеноспектрального флуоресцентного анализа, следующий (мас. %): SiO₂ – 50,25; TiO₂ – 0,501; Al₂O₃ – 12,65; Fe общее – 5,67; MnO – 0,019; MgO – 2,01; CaO – 9,70; Na₂O – <1; K₂O – 4,29; P₂O₅ – 0,01; V – 0,006; Cr – 0,004; потери при прокаливании – 14,45 %.

Текстурно-структурные признаки

Исследуемая горная порода представляет собой брекчию карбонатно-гидрослюдистого состава, контрастной (кирпично-красной и зелёной) расцветки, с редкими вытянутыми обломками известняка. Текстура брекчиевая, динамофлюидальная.

Образец, шлиф 7038-A1 (рис. 4.3.33). Вторичная карбонатно-гидрослюдистая порода контрастной (кирпично-красной и зелёной) расцветки. Текстура динамофлюидальная.

Порода состоит из обломков известняков (угловатых и сильно вытянутых, длиной до 3-5 мм) и из связующей массы. Последняя сложена микрочешуйчатым агрегатом зёрен гидрослюды оранжево-красного и светло-зелёного цвета, плавно обтекающим обломки известняков. Микрочешуйчатый агрегат присутствует в узких промежутках между обломками и проникает в тонкие трещины.

В гидрослюдистой основной массе – остроугольные обломки известняка серого цвета, перекристаллизованного, сильно трещиноватого (рис. 4.3.34).

Линии течения основной массы подчеркнуты чередованием линзовидных элементов зеленоватой, красноватой окраски и субпараллельной им ориентировкой обломков известняка (рис. 4.3.35, 36) и микропрожилков землистого минерала чёрного цвета. В разных частях шлифа линии течения не параллельны, различаются на 30 - 45°.

Плоичатость линий течения основной массы (рис. 4.3.35) указывает на то, что порода претерпела динамическое воздействие во время своего формирования. Скопления минерала чёрного цвета в верхней части снимка не сопровождаются обохренностью; возможно, они представлены соединениями марганца.

В основной массе отмечены фрагменты прожилков поперечно-волокнутого кальцита (рис. 4.3.37).

Не исключено, что обломки известняка приобрели линзовидную форму, находясь в движущемся силикатном расплаве.

Образец 7038-A3 (рис. 4.3.38). Брекчия, состоящая из обломков органогенного (брахиоподового) известняка (25-30 %) и карбонатно-гидрослюдистого цемента (70-75 %) коричневого и голубовато-зелёного цвета. Текстура полосчатая, динамофлюидальная; выражена чередованием шпировидных прослоев (линз) красновато-коричневого и зеленоватого гидрослюдистого материала.

Полосы глинистого материала красновато-коричневого цвета насыщены вытянутыми обломками известняков размером 1-4 мм, ориентированными вдоль общего направления полос и подчёркивающими линии течения породы. Наблюдается огибание крупных обломков известняка мелкими, уплощёнными обломками.

Полосы зеленоватого глинистого (гидрослюдистого) материала содержат меньшее количество обломков.

Шлиф 7038-A4 (рис. 4.3.39). Брекчия органогенных известняков с карбонатно-гидрослюдистым цементом бурого цвета. Текстура брекчиевая, динамофлюидальная.

Обломки известняка двух разновидностей – пелитоморфного (темно-серого цвета) и мелкокристаллического (светло-серого) - сцементированы светло-бурым мелкозернистым карбонатно-гидрослюдистым материалом, ожелезнённым в различной степени (рис. 4.3.40). Гнёзда гидроксидов железа приурочены преимущественно к контактам карбонатных обломков.

Некоторые обломки известняков разбиты и сцементированы глинистым материалом *in situ*.

Линии течения породы подчеркнуты ориентировкой удлинённых обломков известняка и полосами зеленоватой окраски гидрослюдистого материала. В правой верхней части рис. 4.3.41 – инъектирование крупного обломка известняка цементом брекчии.

Шлиф 7038-A5 (рис. 4.3.42). Мелкообломочная брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, красновато-бурого цвета, ориентированной (динамофлюидальной) текстуры. Структура связующей массы разнотельная.

Обломочная текстура породы наглядно отображена на рис. 4.3.43. Обломки органогенного известняка (40-50 % площади снимка) размером 0,1-0,5 мм и мельче сцементированы агрегатом обломков глинистого материала коричневого цвета. Признаков окатанности не наблюдается. Характерны линии течения, подчеркнутые чередованием линзовидных элементов зеленоватой и коричневой окраски, субпараллельных ориентировке микропрожилков землистого минерала чёрного цвета. Линиям течения субпараллельны также уплощённые, нередко заострённые обломки известняка (рис. 4.3.44, -45); создаётся впечатление, что они подвергнуты пластической деформации.

В глинисто-гидрослюдистом материале присутствуют также редкие, мелкие (до 0,05 мм), остроугольные зёрна кварца. Характерны скопления гидроокислов железа вокруг карбонатных обломков. Ожелезнённый гидрослюдистый материал образует трещинные инъекции в обломках известняка (рис. 4.3.46, -47); в левой верхней части рис. 4.3.47 обломок известняка разбит трещиной с параллельными контактами, заполненной глинистым цементом.

Отмечен участок осветлённого (коричнево-жёлтого) цемента (рис. 4.3.48); изменения более интенсивны на контактах цемента с обломками известняка. В центре снимка – обломок хлоритизированного глинистого материала светло-бурого цвета (зеленовато-серого – в скрещенных николях), сходного с материалом зоны осветления.

На некоторых участках цемента слабо проступают контуры (реликтовые структуры) узких призм размером до 0,4 мм, напоминающих призмы оливина, а также мелкие пятна, напоминающие микролиты полевых шпатов.

Цемент обогащён точечными выделениями гидроокислов железа, сосредоточенными в большинстве случаев по периферии карбонатных обломков. Характерно наличие дендритов рудного минерала. В карбонатно-гидрослюдистой основной массе встречаются фрагменты разорванных прожилков поперечно-волокнистого кальцита.

Порода нацело изменена, что крайне затрудняет её диагностику.

По ряду признаков (инъекционные взаимоотношения цемента и обломков, сближенное расположение фрагментов раздробленных об-

ломков, наличие линий течения), исследуемая брекчия не может иметь тектоническую природу или являться осадочным образованием. Предположительно, цементом брекчии служит нацело изменённая высокожелезистая, обогащённая калием горная порода, но веских доказательств нет, кроме слабого структурного сходства. По составу она отвечает щёлочно-основным породам.

4.3.1.4. Точка наблюдения 7039

Вся западная стена грота сложена сильно трещиноватыми известняками, инъецированными по трещинам глинистым материалом преимущественно зеленоватого цвета (рис. 4.3.49 – 4.3.53). Просечки глинистого материала мощностью до 5-10 см имеют, как правило, ветвистую конфигурацию, а не подчинены линейным системам тектонических трещин.

В отдельных местах трещиноватые известняки переходят в крупнообломочные брекчии, сцементированные гидрослюдой.

В южной части грота известняки наиболее разрушены, среди гидрослюдизированных брекчий сохранился лишь пласт массивных известняков мощностью 30 см.

В нижней части рисунков 4.3.50, -51, -52 – выходы пласта брекчии с гидрослюдистым цементом, являющиеся продолжением пласта, описанного в т.н. 7037.

Визуально брекчия отчасти напоминает тектоническое образование, но силикатный состав цемента и повсеместно развитое инъецирование известняков гидрослюдистым материалом указывают на её флюидогенную природу.

4.3.2. Грот Айсберг, точка наблюдения 7046

В центральной части пещеры, в восточной стене грота Айсберг обнажается пласт брекчии карбонатно-гидрослюдистого состава, зеленоватого цвета (рис. 4.3.53). Мощность пласта 10-20 см, залегание пологое (Аз.20°, угол 10-15°). Брекчия состоит из обломков известняка и пластичного гидрослюдистого материала, сцементированных зеленоватой гидрослюдистой связующей массой, также пластичной. Наблюдается инъецирование перекрывающих известняков прожилками вторичного гидрослюдистого материала.

В обнажении не наблюдается избирательного размыва брекчии – породы крайне не-

прочной. Пласт прослеживается по простиранию более 20 м.

Текстурно-структурные признаки

Образец 7046 (рис. 4.3.54, -55). Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава.

Состав породы:

- обломки аргиллитоподобного гидрослюдистого материала голубовато-зелёного цвета (90 %), в отдельных случаях – ненарушенные зёрна гидрослюдистого материала полигональных очертаний;

- обломки перекристаллизованного известняка (5 %);

- связующая масса (5 %) желтовато-зелёного цвета, микрозернистая, представлена агрегатом мельчайших обломков гидрослюдистого материала и тонкодисперсной вкрапленностью окисленного пирита.

Отмечаются линзовидные обособления, выполненные гидрослюдистым материалом.

Образец 7046-1 (рис. 4.3.56). Брекчия, состоящая из обломков массивного однородного аргиллитоподобного материала голубовато-зелёного цвета, ожелезнённого в различной степени, и из незначительного количества мелкозернистой цементирующей массы того же состава. Тонкодисперсная связующая масса практически отсутствует.

Образец, шлиф 7046-5 (рис. 4.3.57, -58, -59). Брекчия с гидрослюдистым цементом. Текстура брекчиевая, туфовая, местами динамофлюидальная.

Порода сложена:

- остроугольными обломками карбонатных пород размером 1-4 мм (на рис. 4.3.59 – светлое) и кристаллами кальцита, реже доломита (рис. 4.3.60);

- обломками гидрослюдистого материала буровато-зелёного цвета, пятнистого, трещиноватого, изредка - флюидального;

- обломками гидрослюдистого материала зеленовато-чёрного цвета - однородного (аргиллитоподобного) и с признаками флюидальности;

- цементирующей массой (рис. 4.3.61, -62), образованной мелкозернистым, волокнистым агрегатом микрочастиц флюидального гидрослюдистого минерала зелёного цвета (селадонита?), содержащим скопления точечных выделений гидроокислов железа.

Для брекчии обычны крупные кристаллы кальцита. Нередко встречаются полигональные кристаллы кальцита, доломита, по форме напоминающие кристаллы оливина (рис. 4.3.60, -64, -

65, -66). Вдоль контактов в них наблюдаются реакционные каймы.

Исследуемая горная порода является гидрослюдисто-карбонатной брекчией с вторичным цементом, сформированным предположительно по бескварцевой горной породе основного состава.

Выше пласта брекчии, описанной в т.н. 7046, параллельно ему, среди известняков находится тонкий (менее 1 см) прослой гидрослюдистого материала с изрезанными контактами, по форме напоминающими сутуро-стилолитовый шов (рис. 4.3.67). Возможно, в разрезе известняков присутствовал тонкий прослой вулканического пепла, в настоящее время нацело изменённого. Потолок грота Айсберг сформировался в результате обрушения многометровых глыб известняка по этому прослою. В потолке грота отмечен реликт небольшой куполообразной полости, срезанной по упомянутому гидрослюдистому прослою. По осевой части полости проходит трещина. Следов водного растворения (фасеток) на стенах полости нет.

4.3.3. Глинистые отложения Виашерской пещеры

Отложения глинистого материала широко распространены в различных частях пещеры, на разных гипсометрических уровнях. С поверхности глина нередко сильно увлажнена и пластична; с глубины 20-30 см отложения становятся плотными и суховатыми, появляются признаки обломочной текстуры.

4.3.3.1. Галерея Метро, точка наблюдения 7040

Пол галереи Метро сложен отложениями глины коричневого цвета; поверхность залежи представляет собой вытянутый вдоль галереи бугор, понижающийся к стенам и (рис. 4.3.68). Признаков водного размыва или переотложения глинистого материала не наблюдается. Стены галереи субвертикальные, но нижние их части, в 10-20 см выше залежи глинистого материала, резко выполаживаются, они ориентированы вдоль поверхности залежи.

Вещественный состав

Породообразующие минералы. По данным рентгенофазового и термического анализа, минеральный состав пробы 7040 следующий:

монтмориллонит – 43 %, кварц – 30 %, каолинит – 10 %, гётит – 8 %, гидрослюда – 5 %, кальцит – 3 %, плагиоклаз – следы.

Из глинистого материала с глубины 35-45 см отобрана минералогическая проба 7040 весом 3,0 кг и серия образцов; вес тяжёлой фракции 1,03 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы следующий:

- немагнитная фракция (0,015 г): преобладает кварц; в подчинённом количестве – циркон, рутил, лейкоксен; единичные зёрна анатаза;

- электромагнитная фракция (0,965 г): преобладают псевдоморфозы гидроксидов железа по пириту; в подчинённом количестве – ильменит, турмалин, гидроксиды марганца, моноклинный пироксен, альмандин, амфибол, эпидот, гематит, ставролит, зёрна гидрослюдистого минерала;

- магнитная фракция (0,05 г): преобладают магнитные гидроксиды железа, в подчинённом количестве – магнетит; единичный пористый обломок с хлоритом.

Ильменит представлен слабоокатанными кристаллами таблитчатой формы; выявлено 1 зерно двупреломляющего ильменита размером 0,2×0,2 мм. Единичное зерно моноклинного пироксена (0,5×0,3 мм) имеет угловатую, неправильную форму, серовато-зелёный цвет.

Текстурно-структурные признаки

Снимок полированного образца глинистого материала (рис. 4.3.69) демонстрирует отсутствие слоистости. Горная порода состоит из обломков светло-коричневого глинистого материала размером 1-4 мм, однородного строения, сцементированных мелкозернистой связующей массой коричневатого-жёлтого цвета.

4.3.3.2. Северный Аппендикс, точка наблюдения 7047

Отложения коричневой глины на полу узкого прохода, стены и потолок которого имеют плавные очертания (рис. 4.3.70), очевидной связи с трещиноватостью известняков не наблюдается. На глубине 0-20 см глина однородна, без признаков слоистости или обломочного строения; глубже в ней заметна обломочная текстура.

Вещественный состав

Из копуша глубиной 0,4 м отобрана минералогическая проба 7047 весом 3,1 кг. Вес тяжёлой фракции – 0,165 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции следующий:

- немагнитная фракция: редкие зёрна карбоната, циркона, рутила, анатаза, лейкоксена, кварца, соссюрита, фосфата, кремнистых обломков;

- электромагнитная фракция (0,130 г): преобладают гидроксиды железа + псевдоморфозы гидроксидов железа по пириту, марказиту (90 %). Прочие минералы: железо-марганцевые образования + гидроксиды марганца (8 %) и редкие зёрна гематита, альмандина, эпидота, турмалина, моноклинного пироксена, ставролита, гидрослюды (в сростках с гидроксидами железа), ильменита, цоизита, хромшпинелида, глинистых образований ожелезнённых;

- магнитная фракция (0,008 г): преобладают магнитные гидроксиды железа; в подчинённом количестве – гидрослюдистый агрегат в сростках с магнитными гидроксидами железа.

Текстурно-структурные признаки

Образец, шлиф 7047 (рис. 4.3.71). Разнообломочная порода (брекчия) красновато-коричневого цвета, глинистого состава. Текстура брекчиевая, литокластическая (туфовая); структура, возможно, витрокластическая.

Порода состоит из крупных, до 10 мм и более, остроугольных обломков аргиллитоподобного глинистого материала. В скрещенных николях заметна их флюидальная структура; не исключено, что они являются вторичными образованиями по вулканическому стеклу. Контуры обломков подчёркиваются чешуйками гидрослюды, ориентированными вдоль контактов. Отмечаются единичные зёрна кварца, реже зонального халцедона размером до 0,2 мм и обломки кварцевых песчаников до 0,5 мм. Точечные выделения рудного минерала чёрного цвета (1-2 %) образуют скопления.

Цемент практически отсутствует, обломки соприкасаются друг с другом. Обломочное строение породы отчётливо проявлено в полированном образце и практически незаметно в прозрачном шлифе.

На рис. 4.3.72 центральную часть снимка занимает остроугольный обломок (1,5×1,5 мм) глинистой породы красновато-жёлтого цвета, с флюидальностью, заметной в скрещенных николях (изменённое стекло). Связующая масса породы состоит из тонко-микрочешуйчатого агрегата частиц глинистого материала; в скрещенных николях заметны слагающие её обломки. Справа – обломок мелкозернистой породы серовато-коричневого цвета.

На рис. 4.3.73 – фрагмент данного снимка. В центральной и левой его частях – обломки (1, 2, 3) изменённого железистого тонкофлюидального стекла (?); контакт между обломками 1 и 2 чёткий, что характерно для вулканических стёкол. Справа – обломок изменённой силикатной породы микрозернистой структуры, серовато-коричневого цвета (4); контакты обломка нечёткие, сглажены вторичными изменениями.

Образец, шлиф 7047-2 (рис. 4.3.74). Брекчия глинистого состава, красновато-коричневого цвета, аналогичная шлифу 7047. Текстура брекчиевая, литокластическая (туфовая); структура, возможно, витрокластическая.

Обломки (до 4 мм и более) представлены аргиллитоподобным глинистым материалом трёх разновидностей: тонкофлюидальным светло-коричневого цвета, однородным светло-коричневого цвета и однородным - темно-коричневого цвета.

Присутствуют зеленовато-серые обломки, сложенные хлоритом, оконтуренные каймой чёрного цвета. В отдельных случаях они инъецированы светло-бурым гидрослюдистым материалом.

Отмечены зональные обломки: внутренние части их сложены темно-коричневым микрокристаллическим агрегатом глинистых минералов, внешние – светло-бурым, более крупнозернистым агрегатом гидрослюды.

Присутствуют редкие оскольчатые зёрна кварца (не более 1 %).

Рудный минерал образует мелкие бесформенные скопления.

Связующая масса, цементирующая наиболее мелкие обломки, имеет темно-коричневую окраску.

В нижней правой части фрагмента образца находится обломок глинистого материала размером до 3 мм, в котором заметны элементы ориентированной структуры. В нижней средней части того же фрагмента – зональное образование того же состава. Скорее всего, они сложены изменённым вулканическим стеклом.

4.3.3.3. Грот Хозяин, точка наблюдения 7262

Западнее грота находится низкий, 0,6-0,8 м, ход с плавным, в виде арки, потолком. Пол его сложен коричневым глинистым материалом, залегающим в виде бугра, вытянутого вдоль оси хода. В отложениях отсутствует слоистость. В 5 м от грота Хозяин с глубины 0,4 м отобрана минералогическая проба 7262 весом 5,0 кг; вес тяжёлой фракции составляет 0,12 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции следующий:

- немагнитная фракция (0,01 г): преобладают циркон (77 %), рутил (15 %) и лейкоксен (7 %); прочие минералы: металлическая примесь (1 %), анатаз, корунд, псевдоморфозы лимонита по пириту, полевой шпат;

- электромагнитная фракция (0,07 г): преобладающая ассоциация - гидроксиды железа + псевдоморфозы лимонита по пириту (99 %); прочие минералы - редкие зёрна моноклинного пироксена, хромдиопсида, турмалина, альмандина, эпидота, гидроокислов марганца;

- магнитная фракция (0,02 г): магнитные гидроксиды железа (100 %) и редкие магнитные сферулы;

- крупная фракция (0,02 г): гидроокислы железа (100 %).

Состав тяжёлой фракции отложений глинистого материала в общих чертах аналогичен составу отложений других пещер Кизеловского каменноугольного бассейна.

Выводы. Так называемые «глинистые отложения пещеры Вишерская» (точки наблюдения 7040, 7047, 7062) по своим структурным признакам менее всего напоминают осадочные образования. Предположительно, они *представляет собой нацело изменённый (глинизированный) витро-литокластический туф основного, судя по отсутствию зёрен кварца, состава.*

Иллюстрации к главе 4.3

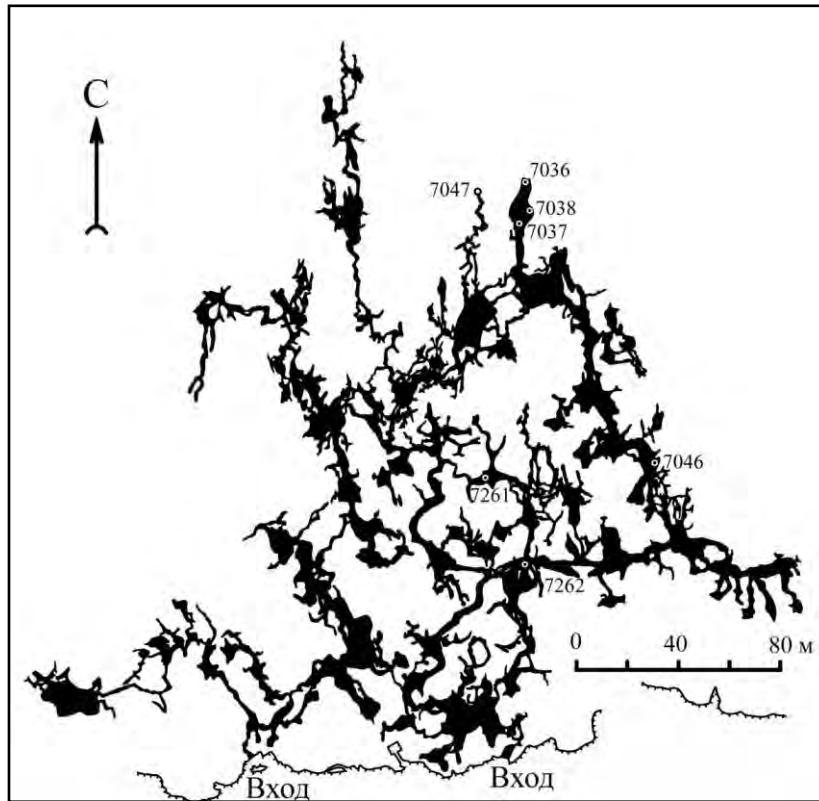


Рис. 4.3.1. Пещера Виашерская. План и схема опробования

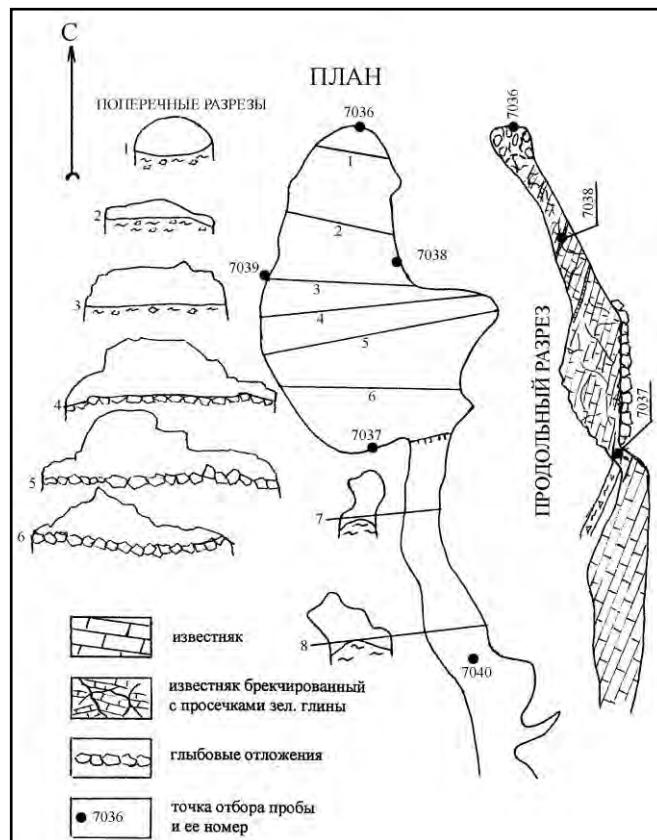


Рис. 4.3.2. Грот Конечный. План, разрезы и схема опробования

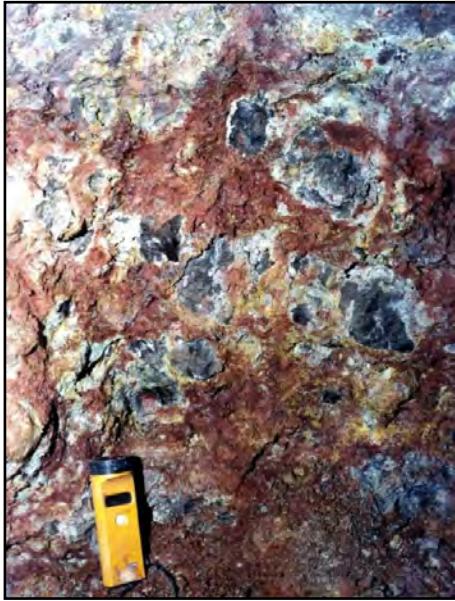


Рис. 4.3.3. Грот Конечный, т.н. 7036.
Центральная часть обнажения
агломератовой брекчии

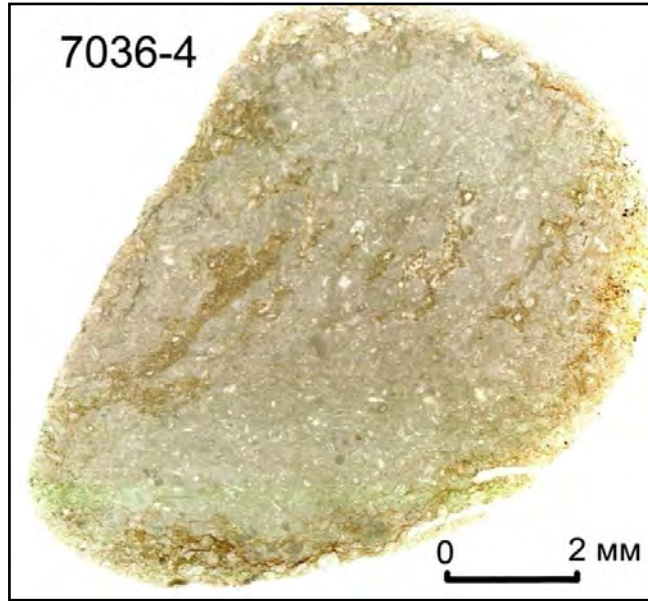


Рис. 4.3.5. Шлиф 7036-4. Гнёзда глинистого
материала в известняке

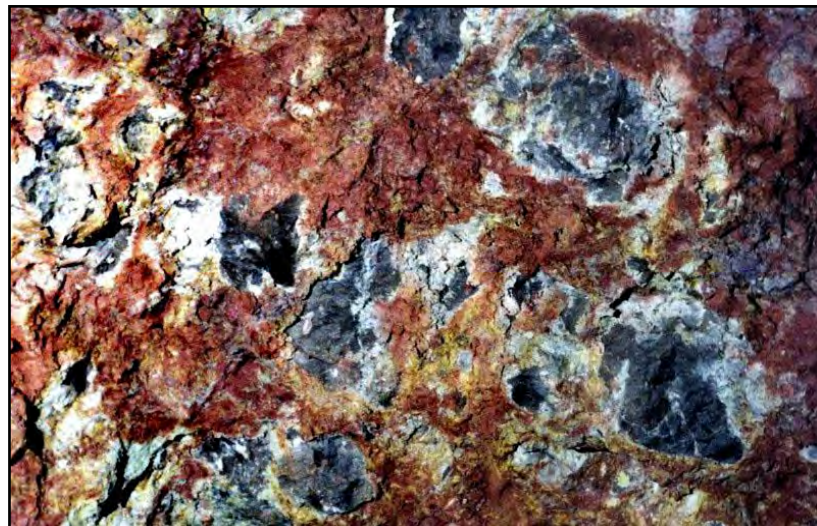


Рис. 4.3.4.
Грот Конечный,
т.н. 7036.
Фрагмент
обнажения

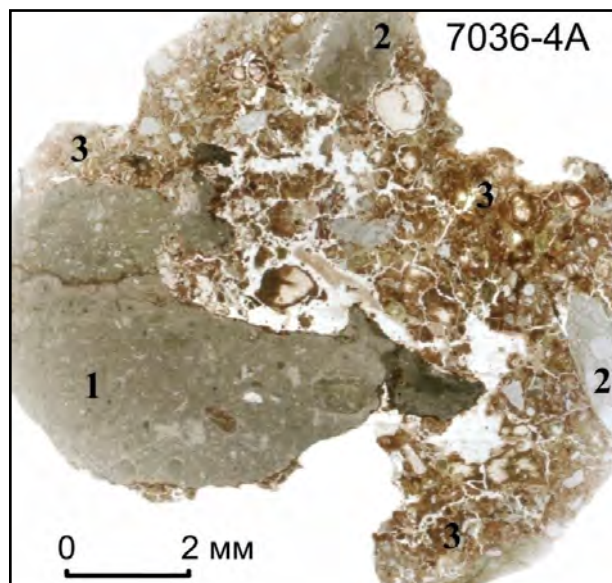


Рис. 4.3.6. Шлиф 7036-4А
Карбонатная брекчия
с железисто-глинистым
цементом:
1 – известняк,
2 – карбонатная брекчия,
3 – цемент брекчии

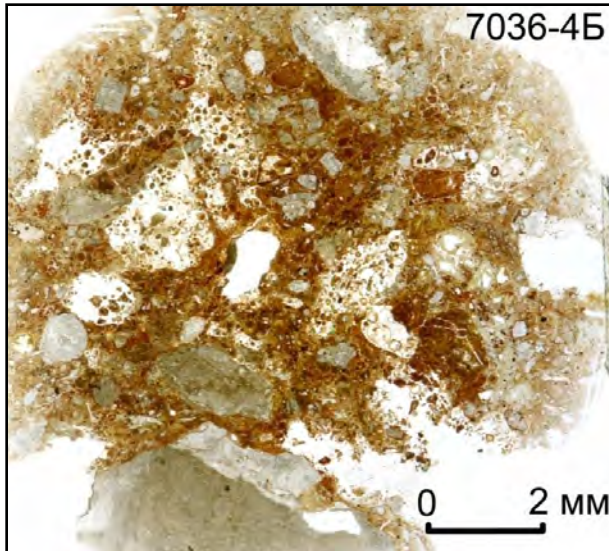


Рис. 4.3.7. Шлиф 7036-4Б. Брекчия с железисто-глинистым цементом

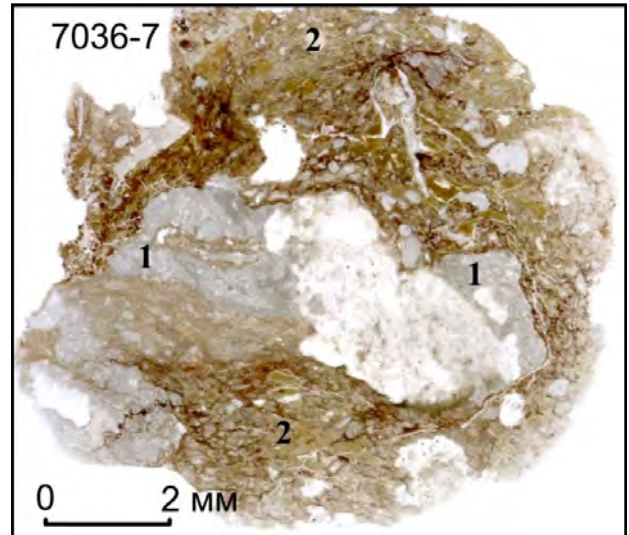


Рис. 4.3.8. Шлиф 7036-7. Брекчия с железисто-глинистым цементом: 1 – известняк, 2 – глинистый материал



Рис. 4.3.9. Шлиф 7036-7, снимок 1479, ник. X. Глинистый материал брекчиевой структуры с микропрожилками лимонита

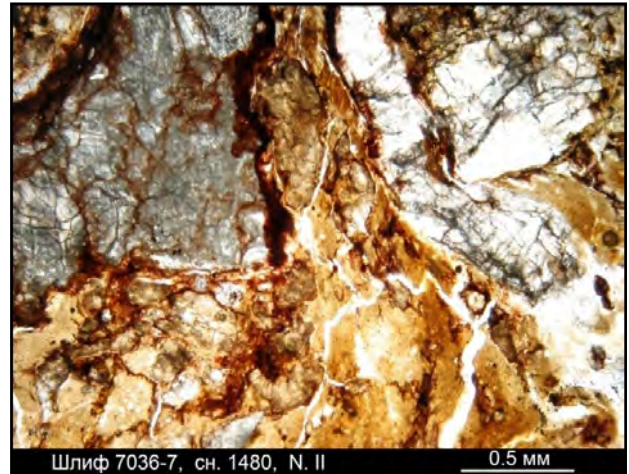


Рис. 4.3.10. Шлиф 7036-7, снимок 1480, ник. II. Брекчия; обломок известняка (серое) и глинистая связующая масса (бежевое) рассечены железистыми микропрожилками

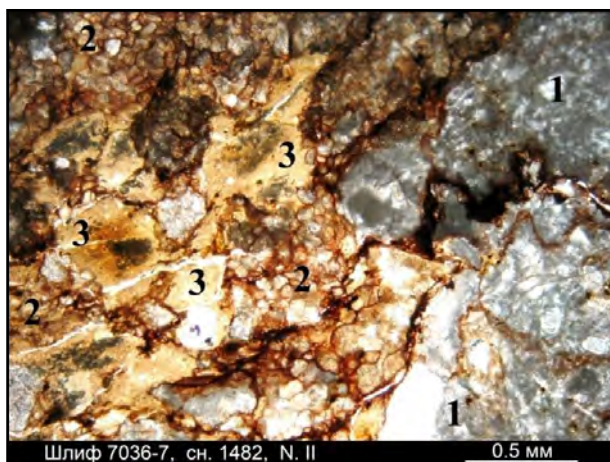


Рис. 4.3.11. Шлиф 7036-7, снимок 1482, ник. II. Брекчия: 1 – известняк, 2 – связующая масса, 3 – обломки глинистого материала

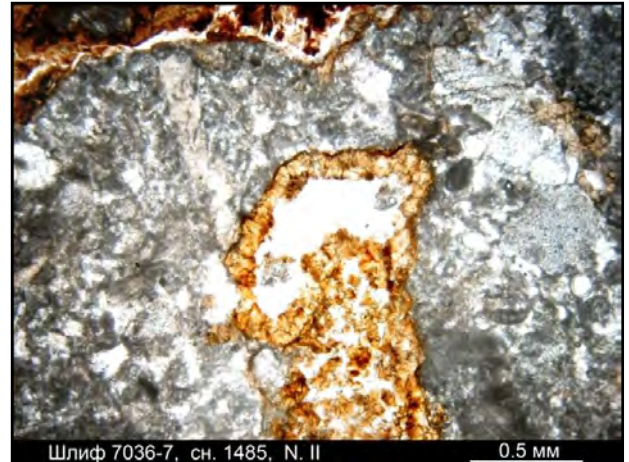


Рис. 4.3.12. Шлиф 7036-7, снимок 1485, ник. II. Известняк с инъекцией глинистого материала



Рис. 4.3.13. Шлиф 7036-7, снимок 1488, ник. II. Инъекции глинистого материала в известняке

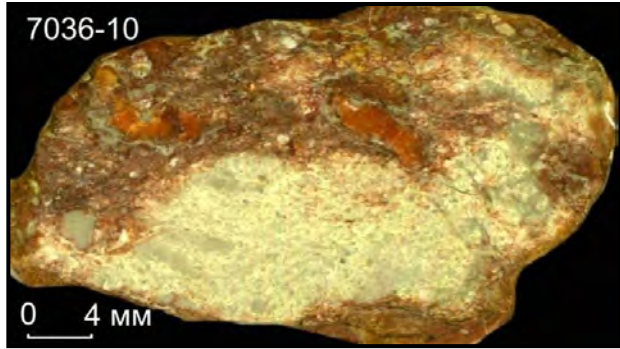


Рис. 4.3.14. Образец 7036-10. Обломок сильно изменённого известняка (светлое) в гидрослюдисто-глинистом материале

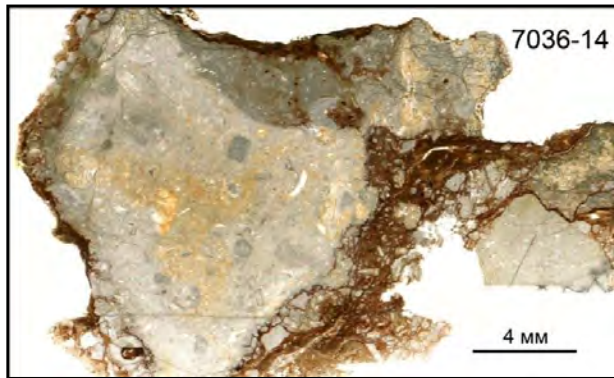


Рис. 4.3.15. Шлиф 7036-14. Карбонатная брекчия с железисто-глинистым цементом.



Рис. 4.3.16. Грот Конечный, т.н. 7037. Карбонатно-гидрослюдистая брекчия (зелёное) в известняке

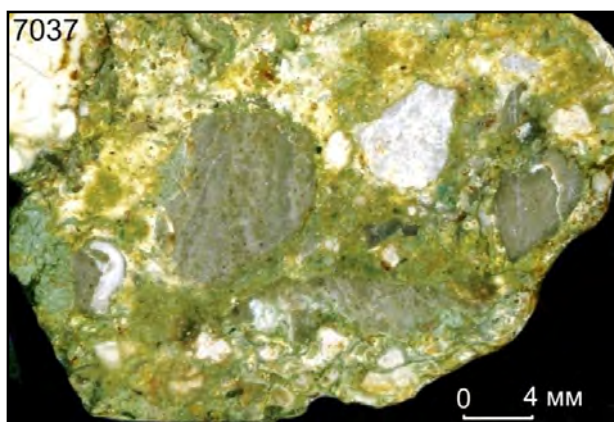


Рис. 4.3.17. Образец 7037. Карбонатно-гидрослюдистая брекчия

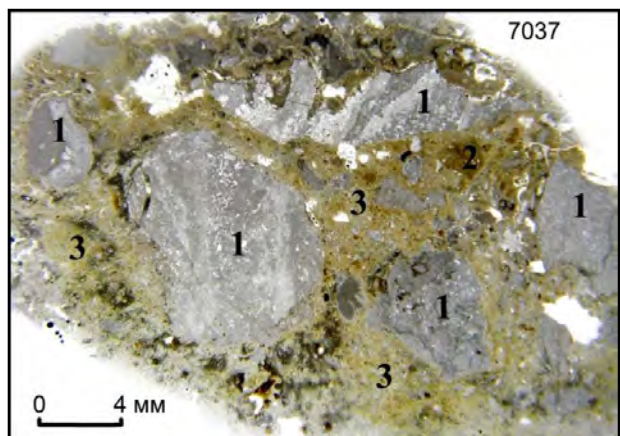


Рис. 4.3.18. Шлиф 7037. Карбонатно-гидрослюдистая брекчия: 1 – известняк, 2 – обломки гидрослюдистого материала, 3 – гидрослюдистый цемент



Рис. 4.3.19. Шлиф 7037, снимок 381, ник. II.
1 – связующая масса, 2 – обломки гидрослюдистого материала, 3 – пелитоморфный известняк

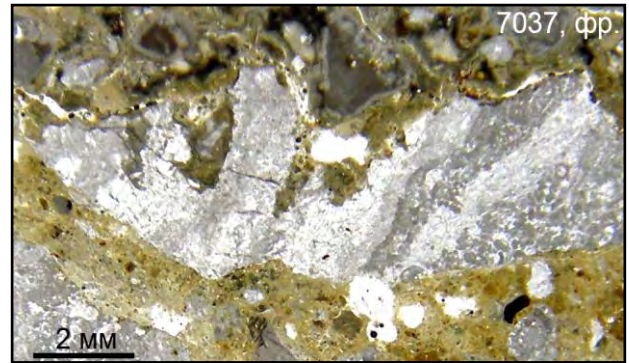


Рис. 4.3.20. Шлиф 7037, фрагмент.
Корродирование известняка материалом цемента



Рис. 4.3.21. Шлиф 7037, снимок 377, ник. II.
Пелитоморфный известняк (серое), инъецированный бурой гидрослюдой



Рис. 4.3.22. Шлиф 7037, снимок 372, ник. II.
Скопление рудной минерализации на контактах фрагмента раковины



Рис. 4.3.23. Шлиф 7037, снимок 374, ник. II.
Обломок пелитоморфного известняка, осветлённый с поверхности

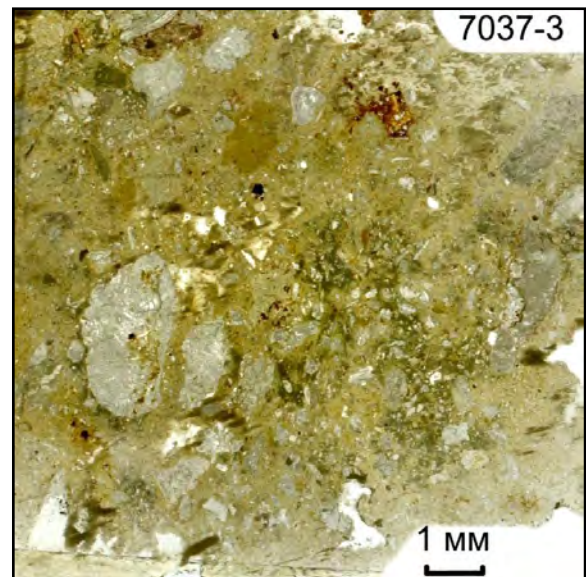


Рис. 4.3.24. Шлиф 7037-3. Гидрослюдистая брекчия с редкими карбонатными обломками

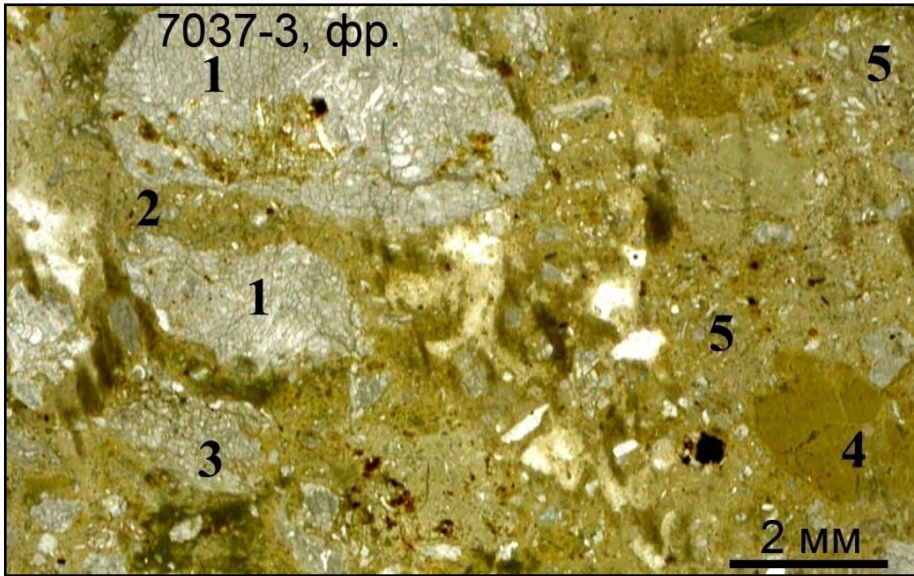


Рис. 4.3.25. Шлиф 7037-3, фрагмент. Обломок известняка рассечён без смещения гидрослюдистым материалом

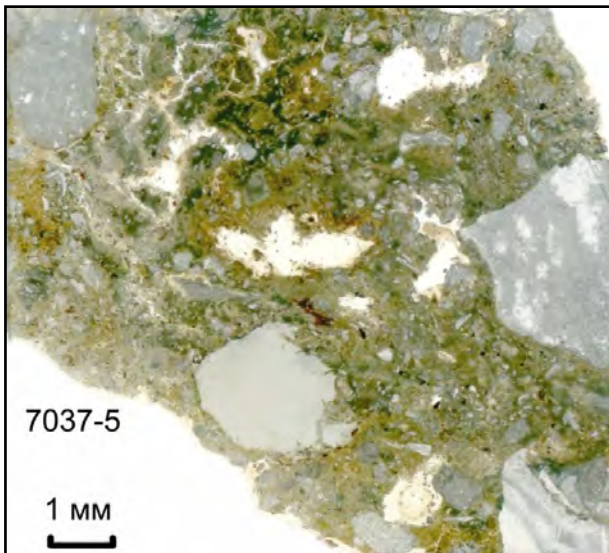


Рис. 4.3.26. Шлиф 7037-5. Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава

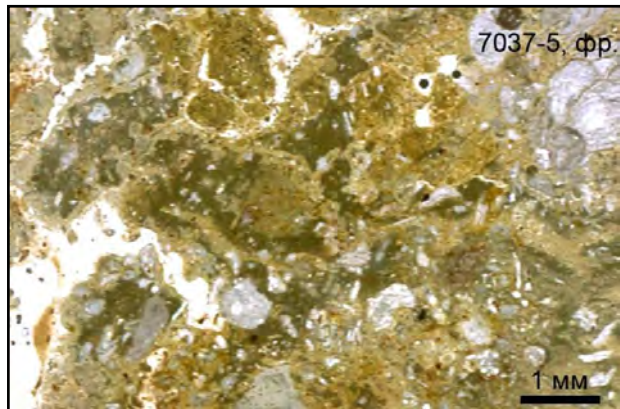


Рис. 4.3.27. Шлиф 7037-5, фрагмент. Гидрослюдистая связующая масса брекчии



Рис. 4.3.28. Шлиф 7037-5, снимок 1071, ник. X. Связующая масса брекчии крупным планом. В центре – кремнистая порода

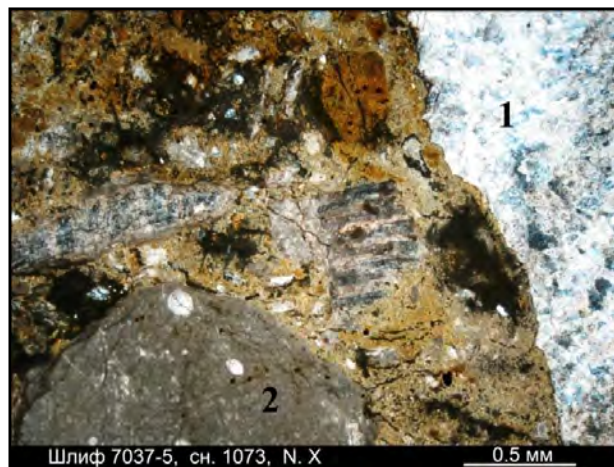


Рис. 4.3.29. Шлиф 7037-5, снимок 1073, ник. X. Соседство в одном кадре мраморовидного (1) и пелитоморфного (2) известняка; брекчиевая структура связующей массы



Рис. 4.3.30. Шлиф 7037-5, снимок 1079, ник. II.
Обломок перекристаллизованного известняка
среди гидрослюдистого цемента

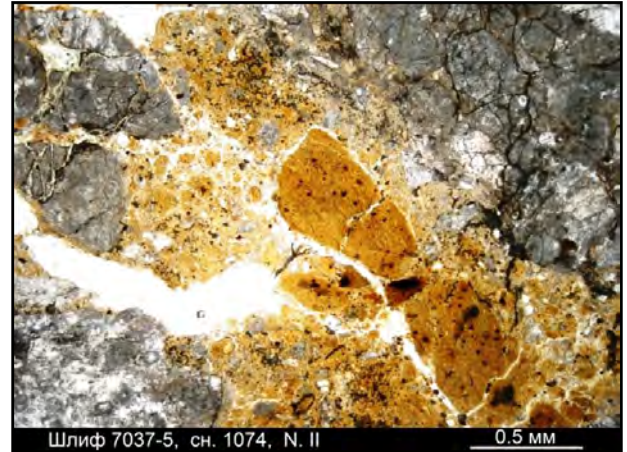


Рис. 4.3.31. Шлиф 7037-5, снимок 1074, ник. II.
В связующей массе (жёлтое) - обломок более
тёмного гидрослюдистого материала
с вкрапленностью рудного минерала



Рис. 4.3.32. Грот Конечный, т.н. 7038. Пласты брекчии среди известняков

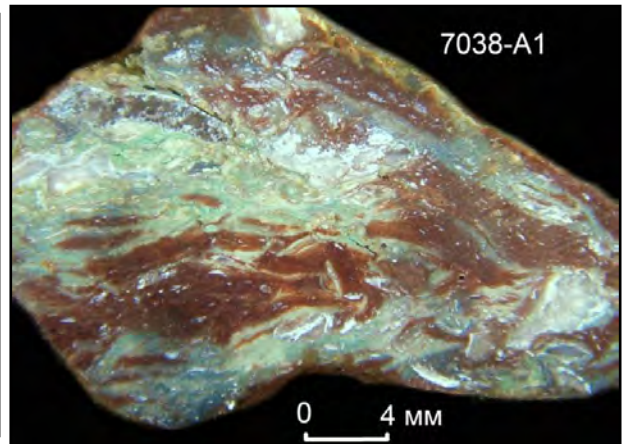


Рис. 4.3.33. Образец 7038-A1. Вторичная карбонатно-гидрослюдистая порода контрастной расцветки. Текстура динамофлюидальная



Рис. 4.3.34. Шлиф 7038-A1, снимок 1045, ник. II.
Остроугольные обломки известняка в гидрослюдистом цементе



Рис. 4.3.35. Шлиф 7038-A1, снимок 1047, ник. II.
Линии течения в связующей массе брекчии



Рис. 4.3.36. Шлиф 7038-A1, снимок 1049, ник. II. Связующая масса брекчии. Линии течения подчёркнуты ориентировкой удлинённых обломков известняка



Рис. 4.3.37. Шлиф 7038-A1, снимок 1053, ник. II. В основной массе брекчии - фрагменты прожилков поперечно-волокнистого кальцита (светлое)

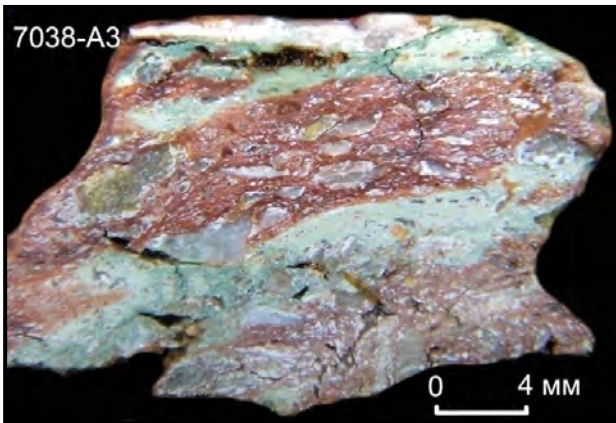


Рис. 4.3.38. Образец 7038-A3. Карбонатно-гидрослюдистая брекчия. Динамофлюидальная текстура подчёркивается вариациями окраски породы и ориентировкой обломков известняка



Рис. 4.3.39. Шлиф 7038-A4. Карбонатно-гидрослюдистая брекчия. Текстура брекчиевая, динамофлюидальная

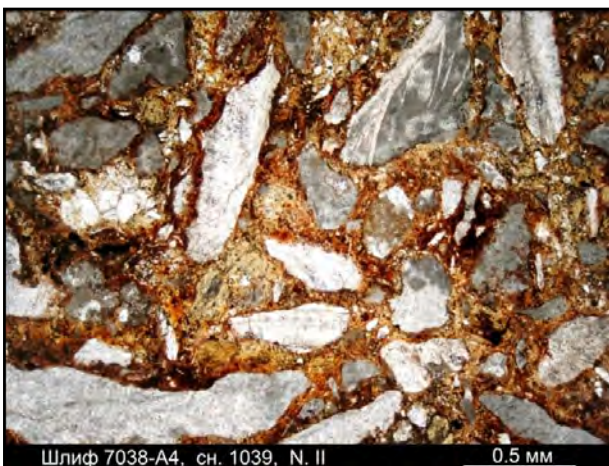


Рис. 4.3.40. Шлиф 7038-A4, снимок 1039, ник. II. Брекчия, состоящая из остроугольных обломков известняка и гидрослюдистого цемента

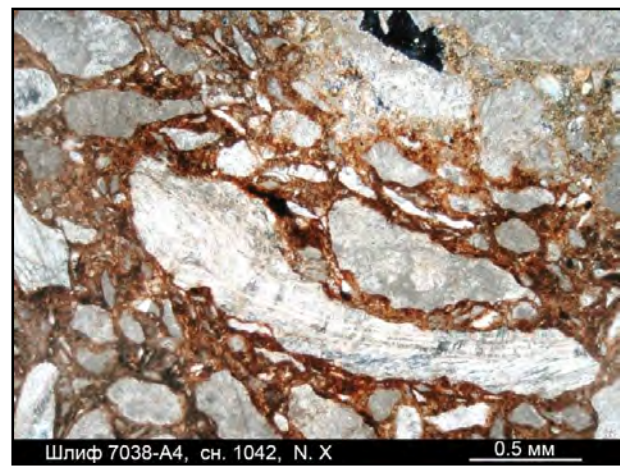


Рис. 4.3.41. Шлиф 7038-A4, снимок 1042, ник. X. Брекчия; линии течения породы подчёркнуты ориентировкой удлинённых обломков известняка



Рис. 4.3.42. Шлиф 7038-А5. Мелкообломочная брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, ориентированной (динамофлюидальной) текстуры



Рис. 4.3.43. Шлиф 7038-А5, снимок 621, ник. II. Обломки известняка вытянуты и ориентированы субпараллельно. Контакты обломков ожелезнены



Рис. 4.3.44. Шлиф 7038-А5, снимок 632, ник. X. Остроугольная форма обломков известняка в составе брекчии

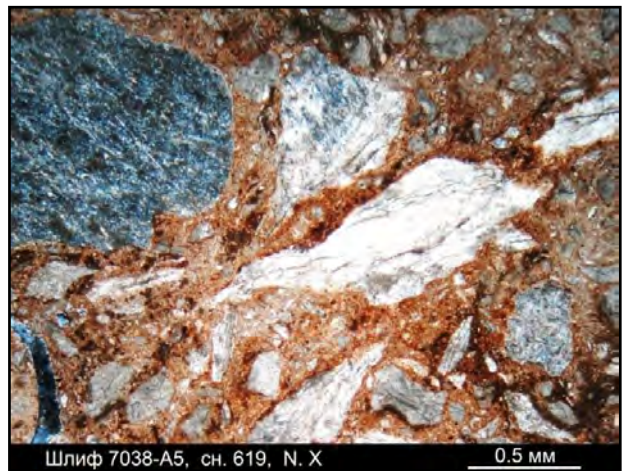


Рис. 4.3.45. Шлиф 7038-А5, снимок 619, ник. X. То же

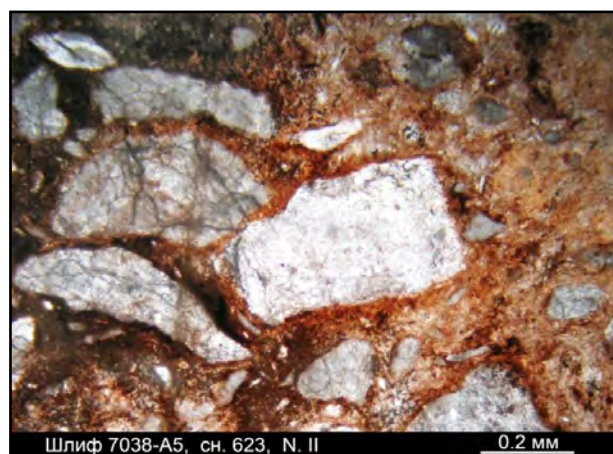


Рис. 4.3.46. Шлиф 7038-А5, снимок 623, ник. II. В левой части снимка обломок известняка разбит трещиной с параллельными контактами



Рис. 4.3.47. Шлиф 7038-А5, снимок 626, ник. X. множественные инъекции ожелезнённого гидрослюдистого материала в крупный обломок известняка



Рис. 4.3.48. Шлиф 7038-А5, снимок 628, ник. X. Участок осветлённого (коричневато-жёлтого) цемента; изменения более интенсивны на контактах цемента с обломками известняка. В центре снимка – обломок хлоритизированного глинистого материала



Рис. 4.3.50. Грот Конечный, фрагмент западной стены (инт. 10-12 м от т.н. 7036)

Рис. 4.3.51. Грот Конечный, фрагмент западной стены (инт. 12-13 м от т.н. 7036)

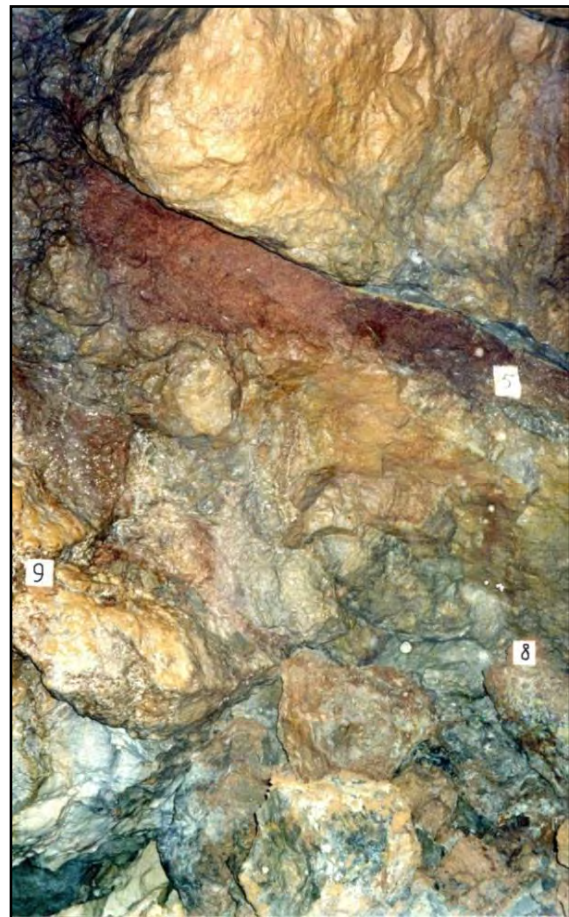


Рис. 4.3.49. Грот Конечный, фрагмент западной стены (инт. 8-9 м от т.н. 7036)





Рис. 4.3.52. Грот Конечный, фрагмент западной стены (инт. 15-17 м от т.н. 7036)



Рис. 4.3.53. Грот Айсберг, т.н. 7046. Обнажение пласта гидрослюдистой брекчии

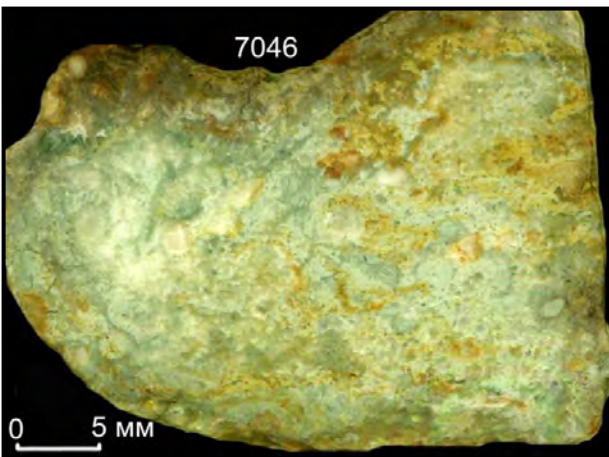


Рис. 4.3.54. Образец 7046. Брекчия гидрослюдистого состава

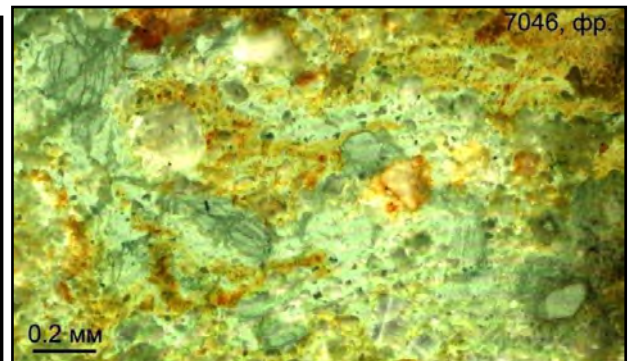


Рис. 4.3.55. Образец 7046, фрагмент. Брекчия содержит редкие полигональные обломки гидрослюдистого материала

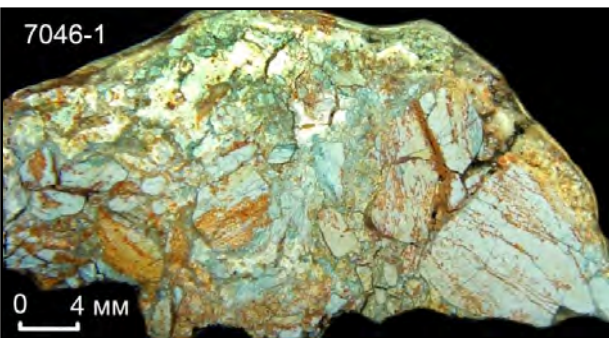


Рис. 4.3.56. Образец 7046-1. Брекчия гидрослюдистого состава; состоит из обломков гидрослюдистого материала

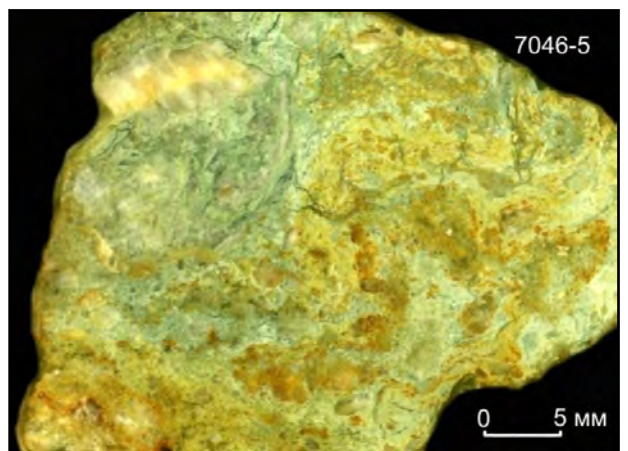


Рис. 4.3.57. Образец 7046-5. Брекчия, состоящая из обломков гидрослюдистого материала, доломита и кальцита

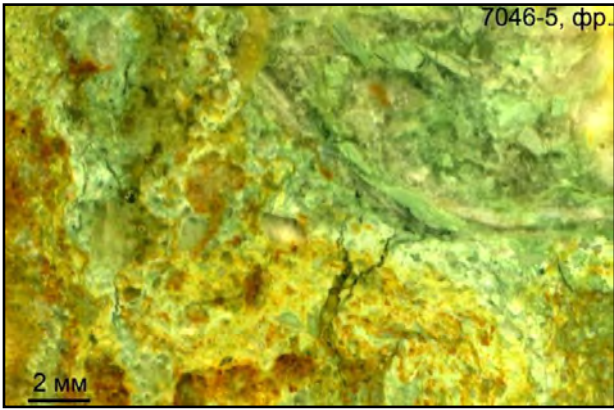


Рис. 4.3.58. Образец 7046-5, фрагмент. В брекчии – обломки гидрослюдистого материала и карбоната, нередко имеющие полигональные очертания

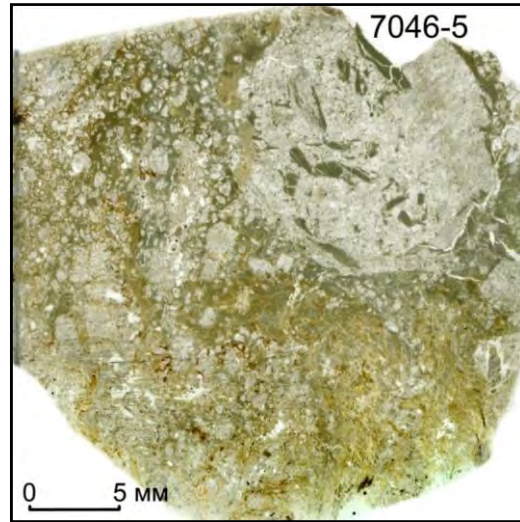


Рис. 4.3.59. Шлиф 7046-5. Крупный обломок доломитовой брекчии в карбонатно-гидрослюдистом цементе

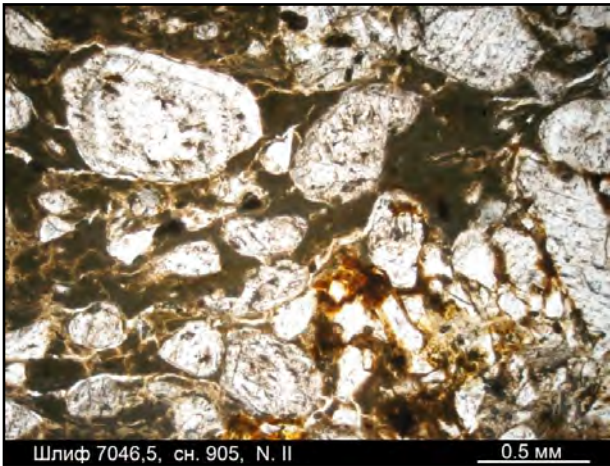


Рис. 4.3.60. Шлиф 7046-5, снимок 905, ник. II. В гидрослюдистом материале – кристаллы кальцита, реже доломита

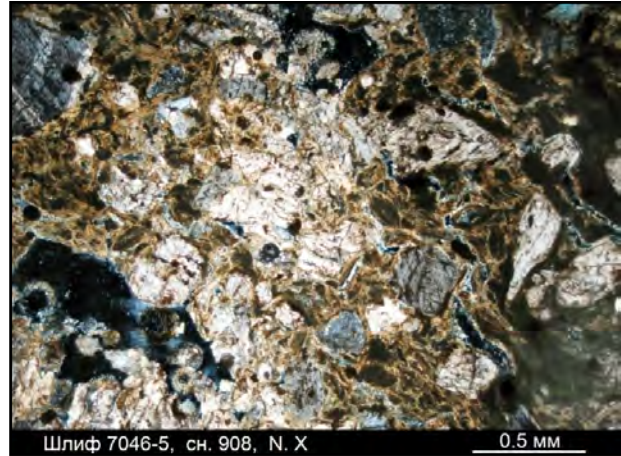


Рис. 4.3.61. Шлиф 7046-5, снимок 908, ник. X. Обломки известняка, гидрослюдистого материала и кристаллы доломита в разномзернистой карбонатно-гидрослюдистой связующей массе

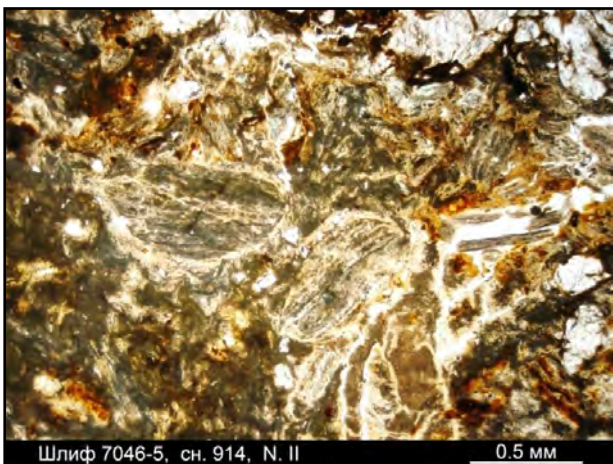


Рис. 4.3.62. Шлиф 7046-5, снимок 914, ник. II. Обломки гидрослюдистого материала зеленовато-серого цвета, с признаками флюидальности, в связующей массе из мелких обломков того же состава

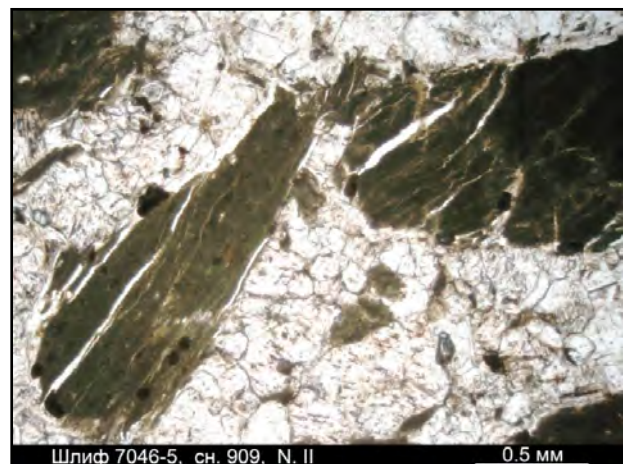


Рис. 4.3.63. Шлиф 7046-5, снимок 909, ник. II. Обломки гидрослюдистого материала со следами течения в крупнокристаллической карбонатной породе



Рис. 4.3.64. Шлиф 7046-5, снимок 912, ник. II. Полигональное зерно кальцита среди «войлока» частиц гидрослюды. Псевдоморфоза (?)



Рис. 4.3.65. Шлиф 7046-5, снимок 918, ник. X. Инъекционное цементование (нижняя часть снимка) крупного карбонатного обломка (верх)

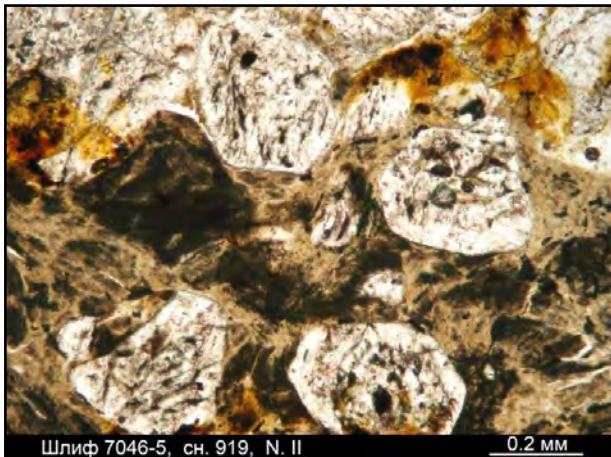


Рис. 3.4.66. Шлиф 7046-5, снимок 919, ник. II. В зёрнах доломита – полигональные теньевые структуры



Рис. 4.3.67. Потолок грота Айсберг



Рис. 4.3.68. Галерея Метро, т.н. 7040

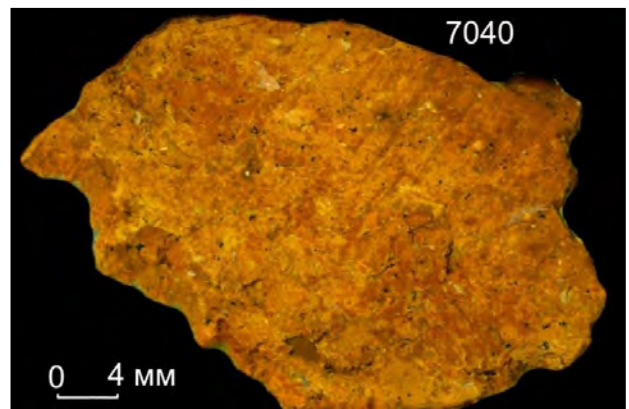


Рис. 4.3.69. Образец 7040. Порода, состоящая из обломков глинистого материала



Рис. 4.3.70. Ход Северный Аппендикс, т.н. 7047. Плавная, без следов коррозии, поверхность стен

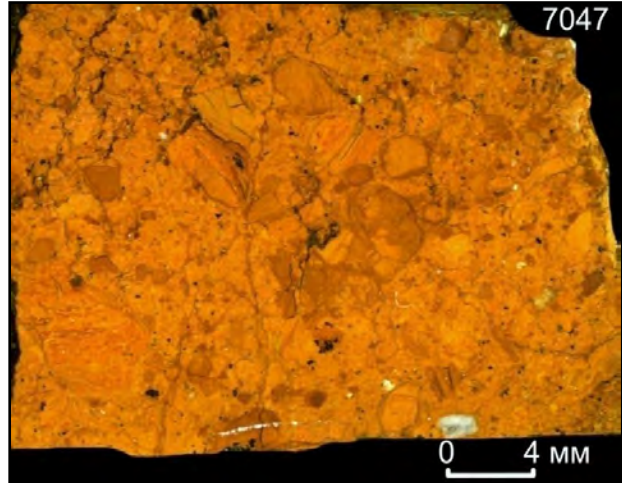


Рис. 4.3.71. Образец 7047. Срез отложений глинистого материала; разнообломочная (литокластическая) текстура породы



Рис. 4.3.72. Шлиф 7047, снимок 352, ник. II. В центре – обломок флюидального глинистого материала (изменённое стекло?)

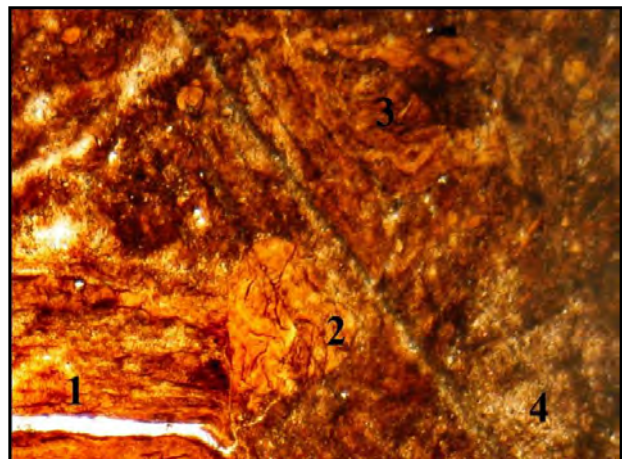


Рис. 4.3.73. Шлиф 7047, фрагмент снимка 352, ник. II. 1, 2, 3 - обломки изменённого железистого тонкофлюидального стекла (?); 4 – микрозернистый глинистый материал. Отмечаются мелкие полигональные зёрна глинистого минерала

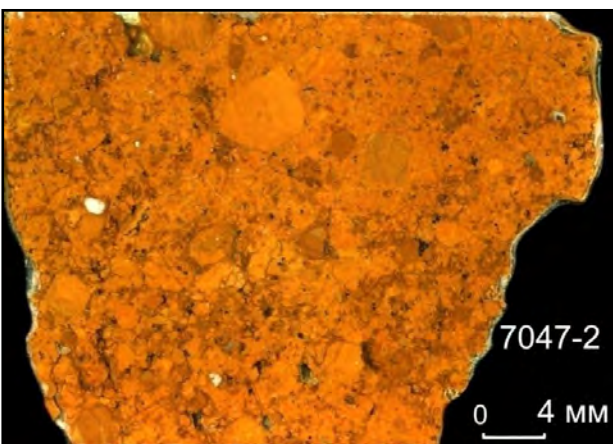


Рис. 4.3.74. Образец 7047-2. Брекчия глинистого состава; имеет разнообломочную (литокластическую) текстуру

4.4. Пещера Геологов-2

Пещера расположена в 1,5 км юго-западнее пос. Юбилейный, в правом борту Сухого лога, впадающего в реку Усьву. Начинается в скальном выходе пласта известняков нижнекаменноугольного возраста, протянувшемся на 2,5 км. В этом обнажении расположены ещё как минимум 6 пещер; возможно, часть из них соединяются в единую систему. Геоморфологически входы большинства пещер находятся существенно выше русла Сухого лога и, судя по обилию глины на всём протяжении наклонных гротов, никогда не служили каналами отвода воды из его русла. Лишь подземный ручей пещеры Геологов-2 берёт начало из воронки, расположенной в русле лога.

Пещера Геологов-2 отличается большими объёмами гротов; по состоянию на 2000 год [6], её объём составляет 34000 кубометров при длине 3400 метров. После открытия в южной части пещеры новой системы ходов протяжённость её значительно выросла. Наиболее полный план пещеры составлен спелеологом И.А. Лавровым (рис. 4.4.1).

Морфология ходов пещеры жёстко подчинена напластованию известняков, падающих к З-ЮЗ и Ю-ЮЗ под углами 25-30°. Для некоторых гротов характерна плоская форма потолков, образовавшихся вследствие обрушения кровли по маломощным (первые см - десятки см) прослоям голубовато-зелёной глины. В пещере выявлены коренные выходы агломератовых брекчий с гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета.

Объектами исследования послужили тела агломератовых брекчий с вторичным гидрослюдистым цементом и широко распространённые в пещере залежи коричневого глинистого материала.

4.4.1. Брекчии с гидрослюдистым цементом

Пластообразные тела брекчий с гидрослюдистым цементом обнаружены в привходовой части пещеры (гроты Белого Спелеолога и Нью-Йорк), в гротах Марсианский, Камнепадный, Конечный, Максимовича, в Проходе Аквалангистов. Редкие обломки брекчий обнаружены в гроте Засифонный. Все они имеют зелёную, коричневатую-зелёную окраску и низкую прочность.

4.4.1.1. Грот Белого Спелеолога, точка наблюдения 9

В северо-западной (верхней) части грота встречены коренные выходы и элювиальные развалы брекчий с глинистым цементом зеленоватого цвета. Эта часть грота образована сочетанием двух морфологических элементов: узкой, высокой галереи с куполообразным сводом, имеющей субмеридиональное направление, и низкой полости с плоским потолком, контролируемой пологопадающими пластами брекчий.

В западной стене грота обнажается пласт брекчий с гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета. Мощность пласта около 30 см, залегание – Аз. 225°, угол 25°. Он охарактеризован тремя точками опробования (рис. 4.4.2): точка 9А – в северной части грота (рис. 4.4.3), точка 9Б – в 12 м южнее, над обрывом (рис. 4.4.4), и минералогической пробой № 9 из элювия брекчий.

В западной стене грота обнажается пласт брекчий с гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета. Мощность пласта около 30 см, залегание – Аз. 225°, угол 25°. Он охарактеризован тремя точками опробования (рис. 4.4.2): точка 9А – в северной части грота (рис. 4.4.3), точка 9Б – в 12 м южнее, над обрывом (рис. 4.4.4), и минералогической пробой № 9 из элювия брекчий с центра грота.

На поверхности известняка, контактировавшего ранее с брекчией, сохранились следы гидрослюдистого материала. На рис. 4.4.3: 1 – известняк, 2 – глина на полу грота, 3 – брекчия с гидрослюдистым цементом, 4 – кровля ниши с реликтами гидрослюдистого материала.

Пласт прослеживается на юг в стене грота Нью-Йорк; выход брекчии в 10 м южнее т.н. 9 – на рис. 4.4.4. Выход пласта отмечен также в восточной стене грота Белого Спелеолога. Помимо основного пласта, в известняках присутствуют маломощные прослои гидрослюдистых брекчий, по которым происходило обрушение кровли грота.

Вещественный состав

По аналогии с выходами сходных по составу, цвету и структурно-текстурным признакам горных пород в пещере Геологов-2 (т.н. 11, 7229-7232), очевидно, что цементирующая масса сложена преимущественно гидрослюдой.

Из элювиального развала пласта брекчии отображена минералогическая проба № 9. Вес пробы 9,0 кг, вес тяжелой фракции 0,76 г.

Минеральный состав тяжелой фракции цемента брекчии следующий:

- немагнитная фракция (0,14 г): циркон (80 %), лейкоксен (12 %), рутил (8 %) и редкие зёрна анатаза, апатита, корунда, сфена;

- электромагнитная фракция (0,36 г): гидроксиды железа (85 %), эпидот (12 %), хромшпинелид (1 %), гематит (1 %), ильменит (1 %) и редкие зёрна турмалина, гидрослюдистого агрегата, амфибола, моноклинного пироксена, граната, муассанита;

- магнитная фракция (0,06 г): магнитные гидроксиды железа (60 %), магнетит (40 %) и редкие магнитные сферулы.

На гранях кристаллов магнетита, хромшпинели, ильменита отмечена штриховка, свидетельствующая об отсутствии переноса материала.

Текстурно-структурные признаки

Образец, шлиф 9А-6 (рис. 4.4.5, -6). Контакт известняка и брекчии с глинисто-гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета. Обломочный материал брекчии представлен известняками различной структуры, инъецированными гидрослюдой по микротрещинам и по межзерновым промежуткам, и гидрослюдистым материалом, идентичным материалу цемента.

Известняк сильно перекристаллизован, структура варьирует от пелитоморфной до крупнокристаллической. Содержит включения железисто-глинистого материала, имеющие нечёткие ограничения. Степень кристалличности известняка сильно варьирует. На контакте с брекчией известняк на глубину 0,5-0,8 мм окрашен гидроксидами железа в темно-коричневый цвет.

Структура цемента брекчии - обломочная, мелкозернистая, вдоль контактов с известняком - флюидальная. Цемент содержит тонкую вкрапленность рудного минерала; отмечены концентрически-зональные гнёзда кварца.

Известняк сильно перекристаллизован, структура варьирует от пелитоморфной до крупнокристаллической. Содержит включения железисто-глинистого материала, имеющие нечёткие ограничения. Степень кристалличности известняка сильно варьирует. На контакте с брекчией известняк на глубину 0,5-0,8 мм окрашен гидроксидами железа в темно-коричневый цвет.

Структура цемента брекчии - обломочная, мелкозернистая, вдоль контактов с известняком - флюидальная. Цемент содержит тонкую

вкрапленность рудного минерала; отмечены концентрически-зональные гнёзда кварца.

Шлиф 9Б-3 (рис. 4.4.7). Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом. Состав породы: карбонатные обломки - 95 %, цемент - 5 %. Налицо две стадии формирования породы:

1. Брекчия ранней генерации представлена обломком метасоматита гидрослюдисто-карбонатного состава, брекчиевой текстуры, составляющим подавляющую часть площади шлифа. Метасоматит сложен зёрнами вторичного кальцита размерами 0,05-0,3 мм, сцементированными агрегатом микрочастиц гидрослюды зеленовато-бурого цвета (рис. 4.4.8). Гидрослюда представлена, предположительно, селадонитом (Ng-Np до 0,013); содержит тонкодисперсную вкрапленность окисленного пирита. Фактически гидрослюдистый материал заполняет межзерновые промежутки. Местами содержание цемента весьма незначительно, микропрожилки гидрослюды напоминают стилолитовые швы: наблюдается зависимость формы одних обломков от формы других. В верхней части шлифа (рис. 4.4.7), где вкрапленники составляют около половины объёма породы, видно, что изначально состав породы был силикатный.

2. В состав брекчии поздней генерации входит обломок вышеописанного метасоматита и реликты цемента карбонатно-гидрослюдистого состава, облекающего этот обломок с нижней и правой стороны шлифа. Цемент поздней генерации содержит до 50 % гидрослюдистого материала, а также мелкие карбонатные обломки и прожилки кальцита. Вкрапленность изометричных зёрен кальцита, характерных для ранней стадии, в цементе отсутствует.

В нижней части шлифа (рис. 4.4.7) в цементе поздней генерации - прожилки поперечно-волокнистого кальцита, сопряжённые с прожилком гидрослюдистого материала зеленовато-чёрного цвета, характеризующимся наличием линий течения. Крупным планом они показаны на рис. 4.4.9, где в верхней части снимка - зёрна кальцита псаммитовой размерности, сцементированные разноориентированными микропрожилками гидрослюды фиштакково-зелёного цвета; в центральной и нижней части снимка - крупные прожилки гидрослюдистого материала и кальцита, являющиеся более поздними образованиями.

Образец, шлиф 9Б-5 (рис. 4.4.10) аналогичны образцу 9Б-3. Также выделяются две стадии цементации. Ранняя стадия представлена обломком метасоматита брекчиевой текстуры с гидрослюдистым цементом (рис. 4.4.11). В левой

и верхней части образца (рис. 4.4.10) – прожилки и примазки буровато-зелёного гидрослюдистого материала поздней стадии, цементирующего этот обломок.

На рис. 4.4.12, -13 кристаллы кальцита разделены прожилковым, местами – базальным цементом. Гнёзда чёрного цвета выполнены, предположительно, пелитоморфным карбонатом кальция. Отмечены кристаллы кальцита с чёткими гексагональными очертаниями, - возможно, псевдоморфозы.

На рис. 4.4.14 показан контакт. В верхней части снимка – брекчия ранней генерации, состоящая из кристаллов кальцита и ожелезнённого гидрослюдистого цемента; в нижней части – гидрослюдистый цемент брекчии поздней генерации, зеленовато-жёлтого цвета.

Выводы. В шлифах и в полированных образцах, взятых в точке наблюдения 9, определена гидрослюдисто-карбонатная брекчия с вторичным гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета. Вырисовываются две стадии формирования брекчии:

1. Обломки брекчии ранней стадии представлены перекристаллизованным известняком (метасоматитом брекчиевой текстуры), состоящим из мелких новообразованных кристаллов и зёрен кальцита и гидрослюдистого цемента, выполняющего межзерновые промежутки.

2. Цемент поздней генерации связывает обломки перекристаллизованных известняков, инъецированные по микротрещинам и межзерновым промежуткам материалом цемента, и обломки гидрослюдистого материала, идентичного материалу цемента.

Структура цемента поздней генерации обломочная, мелкозернистая, вдоль контактов с известняком – флюидальная. Цемент содержит тонкую вкрапленность рудного минерала. Отмечаются концентрически-зональные гнёзда кварца и прожилки поперечно-волокнистого кальцита.

Ситуация, когда обломки, входящие в состав брекчии, также являются брекчией, типична для вулканогенных пород.

Микропрожилки гидрослюды, разъединяющие карбонатные обломки, напоминают стилолитовые швы: форма одних обломков зависит от формы других. Вмещающий брекчию известняк перекристаллизован и ожелезнён.

Брекчия не является осадочным образованием ещё и потому, что в вышележащих известняках при контакте с брекчией полностью отсутствуют более тонкие силикатные прослои, а сам контакт неровный, с шаровидными углублениями.

4.4.1.2. Грот Марсианский, точка наблюдения 11

В восточной части грота на высоте 2,0-2,3 м от пола среди известняков обнажается пластовое тело брекчии, сложенной карбонатными обломками и глинисто-гидрослюдистым цементом зеленоватого, в нижней части пласта - зеленовато-коричневого цвета (рис. 4.4.15).

Мощность пласта 25-30 см, азимут падения 235°, угол 30°. По пласту происходило обрушение потолка северной части грота. По простиранию пласт брекчий прослеживается фрагментарно – он избирательно закрыт натёками кальцита (рис. 4.4.16).

Вещественный состав

По данным рентгенофазового и термического анализов, состав пробы 10-А следующий: кальцит – 30 %, монтмориллонит – 21 %, гидрослюда – 24 %, кварц – 15 %, хлорит (каолинит) – 7 %; плагиоклаз – 1 %, калиевый полевой шпат – 1 %, органическое вещество – 0,5 %.

Текстурно-структурные признаки

В нижней части пласта брекчия представляет собой обломки известняков и однородной глинистой породы зелёного, коричневого цвета, сцементированные глинистым, карбонатно-глинистым материалом преимущественно коричневого цвета. В верхней части пласта в брекчии преобладают обломки известняков (нередко – с реакционными каймами), в подчинённом количестве – гидрослюдистого материала зелёного цвета; цемент имеет зеленоватую окраску. В цементе брекчий и в обломках присутствует тонкодисперсная вкрапленность окисленного пирита. К обломкам гидрослюдистого материала нередко избирательно приурочены карбонатные прожилки.

Образец 11 (рис. 4.4.17). Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом зелёного цвета (образец взят в верхней части т.н. 11). Порода состоит из обломков известняка, в различной степени перекристаллизованного, из обломков однородного гидрослюдистого материала и из связующей массы, сложенной гидрослюдой и мелкими зёрнами вторичного карбоната.

Обломки известняка с поверхности доломитизированы и корродированы материалом цемента.

Шлиф 11А-2 (рис. 4.4.18). Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, зелёного цвета. Текстура брекчиевая, динамофлюидальная.

Порода состоит из обломков брекчии ранней генерации (инъецированных гидрослюдистой известняков), из обломков аргиллитоподобного гидрослюдистого материала зелёного цвета и из связующей массы, представляющей собой мелкообломочную брекчию, состоящую из обломков известняков песчаной размерности и гидрослюдистого цемента.

Обломки имеют вытянутую форму и ориентированы субпараллельно; в том же направлении ориентированы неоднородности внутреннего строения гидрослюдистого материала, напоминающие линии течения.

Остроугольная форма обломков гидрослюдистой породы указывает на то, что в момент формирования брекчий эта порода была хрупкой. Предполагается, что брекчии были аргиллизированы после своего формирования.

По всей площади шлифа неравномерно распределена тонкодисперсная вкрапленность окисленного пирита.

Образец, шлиф 11А-5 (рис. 4.4.19, -20).

Агломератовая брекчия с вторичным глинисто-гидрослюдистым цементом. Брекчия сложена обломками пород двух типов:

1) крупными, более 30 мм, обломками мелкообломочной карбонатной брекчии ранней генерации (1), содержащей весьма незначительное количество гидрослюдистого цемента, сосредоточенного в межзерновых промежутках и в виде шпировых обособлений с выраженной текстурой течения (5);

2) обломками зеленовато-бурого гидрослюдистого аргиллитоподобного материала массивной текстуры (2) и с элементами флюидальности, подчеркнутыми плейчатыми выделениями минерала чёрного цвета. Обломок однородного, микрозернистого, анизотропного гидрослюдистого материала бурого цвета приведён также на рис. 4.4.21 (центр снимка).

Цемент поздней генерации – глинистый материал буровато-зелёного (3) и коричневого (4) цвета. Содержит зёрна кварца, кальцит, мелкие листочки слюды и редкие выделения халцедона. Извилистый, инъекционный контакт его с ранней карбонатной брекчией отображён на рис. 4.4.22.

В железисто-гидрослюдистом цементе ранней генерации, ветвистые микропрожилки которого инъецируют перекристаллизованный органогенный известняк, присутствуют зёрна новообразованного кальцита полигональных очертаний (рис. 4.4.23).

Микрозернистая структура цемента брекчии поздней генерации приведена на рис. 4.4.24, -25. В центре снимка (рис. 4.4.24) – пластинка мусковита с яркой интерференционной окраской. Отмечены единичные зёрна плагиоклаза (рис. 4.4.26).

Две фазы цементации отображены на рис. 4.4.27. В нижней части снимка обломки известняка (1) сцементированы слабо ожелезнённым глинистым материалом серовато-бурого цвета, ранней фазы (2). В верхней части – высокожелезистый глинистый материал поздней фазы цементации (3); имеет место секущий контакт двух типов цемента.

Исследуемая горная порода (образцы, шлифы 11А-2, 11А-5) является, предположительно, туфобрекчией, претерпевшей неоднократно наложенные изменения. Связующая масса первоначально представляла собой, скорее всего, флюидизированный магматический материал щёлочно-основного состава.

4.4.1.3. Проход Аквалангистов, точка наблюдения 7229

Южная часть Прохода представляет собой невысокую узкую галерею с вертикальными стенами и с глинистыми отложениями на его полу. В восточной его стене обнажается брекчия, состоящая из обломков известняка и незначительного количества глинистого материала зеленоватого цвета. Мощность зоны более 0,5 м. Механическая прочность брекчий значительно ниже прочности вмещающих их ними известняков, однако вся стена от пола до округлой кровли ровная, без признаков избирательного растворения или абразии брекчий (рис. 4.4.28), что было бы абсолютно невозможно в случае формирования Прохода водным потоком.

Вещественный состав

Из коренного выхода брекчии отобрана минералогическая проба № 7229-1. Вес пробы 0,9 кг, вес тяжёлой фракции 0,03 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции следующий:

- немагнитная фракция: редкие зёрна циркона, пирита, лейкоксена, апатита, немагнитной примеси;

- электромагнитная фракция (0,03 г): гидроксиды железа (95 %), карбонат (5%), редкие зёрна амфибола (актинолита), слюдистого материала, гематита, хромшпинелида, моноклинного пироксена, эпидота, граната;

- магнитная фракция: редкие зёрна металлической примеси (100 %), единичные зёрна магнетита и обломков с магнетитом.

- крупная фракция: карбонат, гидроксиды железа и обломки с лимонитом.

По данным электронной микроскопии пробы 7229, в прожилковом материале определены неокатанные зёрна хромита, калиевого полевого шпата, эпидота. В прожилке, секущем кальцит, определена гидрослюда (иллит), развивая, возможно, по флогопиту (рис. 4.4.29).

Текстурно-структурные признаки

Шлиф 7229 (рис. 4.4.30, -31, -32). Фрагмент крупного обломка органогенного известняка микро-тонкозернистой структуры, брекчированного, перекристаллизованного, пелитоморфного. Известняк рассечён серией сближенных, извилистых микропрожилков (0,02-0,2 мм) железисто-гидрослюдистого материала зеленовато-бурого цвета, сосредоточенных по периферии обломка. В тонких срезах наблюдается одновременное погасание фрагментов прожилков длиной до 0,5 мм. Отдельные участки микропрожилков сложены тонковолокнистым кальцитом (волокна ориентированы вдоль прожилков). Отмечаются точечные кристаллы лимонитизированного пирита и микропрожилки, выполненные лимонитом. Количество жил - до 10-15 %.

Резкое возрастание насыщенности карбонатного обломка прожилковым материалом от центра обломка к периферии указывает на динамическое воздействие, имевшее место в момент образования породы.

4.4.1.4. Грот Конечный, точка наблюдения 7041 (7230)

В северном окончании грота Конечный обнажается пласт брекчий с глинистым цементом зеленовато-бурого цвета, погружающийся в ЮЗ направлении под углом 25° (рис. 4.4.33). Пласт прослеживается в стене низкого, 0,4-0,5 м, хода в ЮЗ направлении далее 15 м. Форма грота подчинена залеганию данного пласта.

Из коренного выхода брекчии, из одной и той же точки отобрано две серии проб - №№ 7230 и 7041.

Вещественный состав

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7230-1 (вес пробы 320 г, вес тяжёлой фракции 0,35 г) следующий:

- немагнитная фракция: редкие зёрна циркона, рутила, лейкоксена, анатаза, карбоната, сфена, апатита, пирита;

- электромагнитная фракция (0,26 г): гидроксиды железа (99 %); редкие зёрна пирита, турмалина, циркона, карбоната, граната, моноклинного пироксена, металлические сферулы стального цвета;

- магнитная фракция представлена редкими зёрнами магнитных гидроксидов железа, магнитными сферами и металлической примесью.

Химический состав пробы 7041-В, взятой в т.н. 7230 из обнажения пласта гидрослюдистой породы зелёного цвета, по данным рентгеноспектрального флуоресцентного анализа, следующий (мас. %): SiO₂ – 36,69; TiO₂ – 0,495; Al₂O₃ – 12,16; Fe общее – 3,90; MnO – 0,019; MgO – 1,78; CaO – 17,96; Na₂O - <1; K₂O – 3,79; P₂O₅ – 0,32; V – 0,007; Cr – 0,004; потери при прокаливании – 16,64.

Текстурно-структурные признаки

Шлиф 7041-А1 (рис. 4.4.34). Овальный (но не окатанный) обломок микрокристаллического известняка светло-серого цвета, брекчиевой текстуры, перекристаллизованного, закатан в гидрослюдистый цемент зеленовато-бурого цвета. Известняк вдоль контактов обломка рассечён ветвящимися микропрожилками гидрослюдистого материала. Чешуйки гидрослюды ориентированы вдоль контактов обломка.

Инъецирование мелкокристаллического известняка железисто-гидрослюдистым материалом бурого, зеленовато-бурого цвета отображено на рис. 4.4.35, -36. Отмечено подобие линий течения.

На рис. 4.4.36 – край крупного карбонатного обломка, состоящего из участков массивного (1) и трещиноватого (2) известняка, разделённых прожилком гидрослюдистого материала ранней генерации (3). Гидрослюдистый минерал поздней генерации, более крупнозернистый (4), облекает обломок по периферии.

Шлиф 7041-А3 (рис. 4.4.37). Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом. Цвет грязно-зелёный, текстура динамофлюидальная.

В мелкообломочной брекчии, состоящей из карбонатных обломков псаммитовой размерности (60-70 % площади шлифа) и гидрослюдистого материала, заполняющего промежутки между обломками, - крупный, 3×9 мм, обломок брекчированного известняка, сопряжённый с прожилком фисташково-зелёного гидрослюдистого материала мощностью до 0,6 мм.

Часть цемента мелкообломочной брекчии имеет зеленовато-бурый цвет, часть – коричневато-чёрный (рис. 4.4.38, -39, -40). В обоих случаях присутствуют редкие оскольчатые зёрна кварца. В скрещенных николях наблюдается погасание крупных участков зелёного гидрослюдистого цемента.

На рис. 4.4.41 наблюдается инъецирование обломка известняка брекчией с крайне малым количеством гидрослюды.

Шлиф 7041-Б5 (рис. 4.4.42). Брекчия карбонатно-гидрослюдисто-глинистого состава, зеленовато-бурого цвета.

Состав брекчии:

- остроугольные обломки аргиллитоподобной породы красновато-бурого цвета, флюидальной структуры, с волнистым погасанием в скрещенных николях; возможно, являются изменённым стеклом. В отдельных случаях они расчленены зонами осветления (рис. 4.4.43);

- единичные обломки однородной аргиллитоподобной породы красновато-желтого, жёлтого цвета, анизотропной (изменённое стекло?) – рис. 4.4.44;

- крупные обломки массивной, однородной, глинистой (вторичной) бескварцевой породы темно-коричневого цвета, со слабовозметной флюидальностью, нередко имеющей пятнистую окраску (рис. 4.4.45);

- единичные обломки перекристаллизованного известняка серого цвета (рис. 4.4.46);

- цементирующая масса, сложенная агрегатом зёрен глинистого материала, гидрослюды, аргиллитоподобной породы бурого цвета (изменённого стекла?), оскольчатого кварца, тонкой вкрапленности рудного минерала.

Центральную часть снимка 1302 (рис. 4.4.46) занимает крупный обломок гидрослюдисто-глинистой породы темно-коричневого цвета, мелкозернистой. В него внедрён обломок перекристаллизованной, трещиноватой карбонатной породы, причём, судя по коррозионному характеру контакта известняка и по тому, что контакты гидрослюдистого обломка не деформированы, он *не вдавлен* в гидрослюдисто-глинистый материал. Как это могло произойти – не ясно. В правую часть карбонатного обломка по трещине внедрён глинистый материал светло-бурого цвета, правее переходящий в зону изменения, наложенную и на упомянутый крупный обломок гидрослюдистого материала, и на цемент брекчии.

На рис. 4.4.47 левую часть снимка занимает фрагмент крупного овального обломка гидрослюдисто-глинистой породы темно-коричневого цвета, мелкозернистой, без зёрен кварца. Более половины площади обломка со-

ставляют наложенные зоны осветления, в большинстве случаев бесформенные.

Ветвистое, беспорядочное распространение зон осветления имеет место и на рис. 4.4.48. Изменениям подвергнуты часть цементирующей массы брекчии и обломки гидрослюдисто-глинистой породы темно-коричневого цвета. Обломки аргиллитоподобной породы светло-коричневого цвета (изменённое стекло?) не затронуты изменениями, зоны осветления их огибают.

В центре снимка, ниже обломка породы светло-коричневого цвета (изменённого стекла?), в пределах зоны осветления сосредоточены мелкие фрагменты этого обломка, т.е. дробление происходило без заметного смещения обломков.

Шлиф 7041-Б6 (рис. 4.4.49). Глинистая порода зеленовато-бурого цвета. Текстура брекчиевая, литокластическая. Порода состоит из остроугольных обломков гидрослюдистого материала зеленовато-бурого (преобладают) и красновато-бурого цвета, размерами от долей мм до 3 мм, из тонкозернистой связующей массы того же состава и из мелких оскольчатых зёрен кварца. Встречаются редкие обломки известняка.

Цементирующая масса сложена мелкозернистым глинистым материалом, местами обогащённым зёрнами кварца (рис. 4.4.50).

Контакты обломков в большинстве случаев нечёткие, нередко их можно распознать лишь по вариациям содержания микрозёрен кварца в породе. Вместе с тем встречаются обломки аргиллитоподобного материала желтовато-красного цвета (изменённого стекла), имеющие чёткие контакты и не затронутые процессами осветления, наложенными на связующую массу породы (рис. 4.4.51).

На рис. 4.4.52 – обломок гидрослюдистого материала грязно-жёлтого цвета, имеющий чёткие очертания; в нём заметно подобие флюидальности и полигональных теневых структур. Скорее всего, он представляет собой изменённую стекловатую породу.

Зоны осветления нередко имеют сложную форму (рис. 4.4.53).

Шлиф 7041-В1 (рис. 4.4.56). Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, грязно-зелёного цвета. Текстура массивная, брекчиевая.

Порода сложена крупными обломками карбонатного и гидрослюдистого материала, соприкасающимися друг с другом, и незначительным количеством гидрослюдистого цемента. Контурные крупные обломков, слагающих брекчию, различимы лишь на микрофотографии всего шлифа.

Выделяются две стадии формирования брекчии:

1. Крупные, до 12 мм, обломки сложены брекчией ранней генерации, состоящей из обломков пелитоморфного известняка размером 0,2-0,02 мм и микрозернистого цемента фишашково-зелёного цвета, содержащего тонкодисперсную рудную минерализацию и мелкие оскольчатые зёрна кварца. Некоторые карбонатные обломки раздроблены без смещения и инъецированы гидрослюдистым материалом цемента.

2. Брекчия поздней генерации состоит из обломков брекчии ранней генерации и цемента, состоящего из агрегата зёрен гидрослюды и мелких, 0,1-0,2 мм, обломков пелитоморфного и мелкокристаллического кальцита. Состав цемента отличается от состава большинства крупных обломков несколько большим количеством карбонатных обломков. Текстура цемента массивная, мелкие обломки карбоната нередко группируются в шлировидные обособления. Вблизи контактов крупных обломков наблюдается флюидальность.

В гидрослюдистой основной массе светло-бурого цвета – шлировидные скопления мелких обломков перекристаллизованного известняка (рис. 4.4.57). Один из обломков известняка, раздробленный и сцементированный на месте карбонатно-гидрослюдистым материалом (рис. 4.4.58), огибается справа линиями течения гидрослюдистого материала; вдоль них ориентирован удлинённый обломок известняка.

Шлиф 7041-В3 (рис. 4.4.59). Агломератовая брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, зелёного цвета. Текстура массивная, брекчиевая. Крупный, до 16 мм, обломок брекчированного известняка закатан в гидрослюдистый цемент массивной, местами динамофлюидальной текстуры. Обломок разбит субпараллельными волнистыми прожилками гидрослюдистого материала зеленоватого цвета и содержит единичные обломки до 0,2 мм этого материала. В одних местах контакты обломка известняка чёткие, в других – постепенные, через зону инъецирования известняка связующей массой.

Цемент породы представлен микрозернистым карбонатно-гидрослюдистым агрегатом с характерной тонкодисперсной рудной вкрапленностью (рис. 4.4.60). До 50 % его объёма представлено мелкими, большей частью удлинёнными обломками известняка и редкими обломками анизотропного гидрослюдистого минерала размером до 0,5-1,0 мм.

Отмечаются округлые выделения зонального халцедона, раскристаллизованного, трещи-

новатого. Примечательно, что они огибаются линиями течения цемента.

В цементе отмечаются скопления округлых гидрослюдистых образований бурого цвета, некоторые из них замещены карбонатом.

Местами отмечается динамофлюидальная структура цемента брекчии (рис. 4.4.61). В правой части снимка наряду с удлинёнными обломками известняка – линзовидные обособления карбонатно-глинистого материала зеленоваточёрного цвета, содержащего вкрапленники бурого глинистого материала размером 0,01 мм и напоминающего гибридную породу, описанную в шлифах 7235, 095-10, 095-11.

Шлиф 7230 (рис. 4.4.62). Массивная гидрослюдисто-карбонатная порода зеленовато-серого цвета. Структура порфириобластовая. Порода сложена ромбовидными порфириобластами кальцита размером 0,1-0,4 мм (59 %), гидрослюдистой массой фишашково-зелёного цвета (40 %) и мелкими зёрнами лимонита (до 1 %).

Тип цемента, по классификации осадочных пород – закрытый поровый. Цемент нередко образует просечки в зёрнах кальцита; изредка в породе наблюдаются извилистые прожилки, являющиеся наиболее молодыми образованиями (рис. 4.4.63). Мелкие волокна анизотропной гидрослюды группируются в агрегаты размером до 0,2 мм. Прожилковидные обособления цементирующей массы окрашены гидроокислами железа в бурый цвет (рис. 4.4.64).

Порода имеет структурное сходство со стекловатым пикритом, в котором мелкие вкрапленники оливина и пироксена замещены монокристаллами кальцита.

В тяжёлой фракции пробы 7230, по данным электронной микроскопии (рис. 4.4.65), выявлены хромит, кальцит, иллит, моноклинный пироксен и лимонит; зёрна имеют резкие, неокатанные очертания. Отчётливо видно инъецирование иллитом зёрен кальцита, приуроченность псевдоморфоз лимонита по пириту к контакту иллита с кальцитом. Гексагональные теневые структуры на срезе зёрен лимонита подчёркивают первичную структуру минерала, претерпевшего лимонитизацию.

По своим структурным признакам, исследуемая горная порода (шлифы 7041, 7230) не является ни осадочным образованием, ни тектонической брекчией. Разнообломочная (литокластическая) структура породы и наличие обломков аргиллизированного флюидального стекла при отсутствии зёрен кварца, а также химический состав породы указывают на то, что она, скорее всего, является *нацело изменённой (гидрослюдизированной) туфобрекчией или кристалло-*

витро-литокластическим туфом щёлочно-основного состава.

4.4.1.5. Грот Засифонный, точка наблюдения 7233

Среди глыб известняка на полу грота (в южной его части) встречены редкие обломки брекчии карбонатно-гидрослюдистого состава, зеленоватого цвета.

Вещественный состав

Породообразующие минералы. По данным рентгенофазового анализа (ЗАО «РАЦ Механобр Инжиниринг Аналит», г. С.-Петербург), проба 7233 состоит из кварца (60 %), кальцита (20 %), иллита (5 %), анортита (5 %), хлорита (1-3 %), монтмориллонита (3-5 %) и циркона (3-5 %).

В тяжёлой фракции пробы 7233 определены хромит, циркон, рутил; на поверхности зёрен хромита – резкие отпечатки других минералов (рис. 5.4.66).

Минералогическая проба № 7233 исследована также в ФГУП «Геокарта-Пермь». Вес пробы 0,6 кг, вес тяжёлой фракции 0,92 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7233 следующий:

- немагнитная фракция (0,02 г): циркон, рутил, карбонат, пирит;

- электромагнитная фракция (0,52 г): гидроксиды железа (99 %); редкие зёрна гематита, амфибола, турмалина, моноклинного пироксена, железистого карбоната и единичные зёрна галенита и ромбического пироксена;

- магнитная фракция: редкие зёрна слюдисто-карбонатных обломков с включениями магнетита;

- крупная фракция (0,38 г) представлена лимонитизированными слюдисто-карбонатными обломками и зёрнами карбоната.

Лёгкая фракция представлена карбонатом и слюдистыми обломками.

Текстурно-структурные признаки

Исследуемая горная порода представляет собой брекчированный органогенный микрозернистый известняк, рассечённый прожилками вторичного глинисто-гидрослюдистого материала бежевой окраски. Количество прожилков около 5 %, мощность 0,1 мм.

Шлиф 7233 (рис. 4.4.67). Брекчия гидрослюдисто-карбонатного состава. В шлифе – 2 крупных, до 10 мм, обломка перекристаллизованного органогенного известняка среди мелко-обломочной брекчии, состоящей из обломков преимущественно пелитоморфного известняка и связующей массы.

Цемент брекчии, имеющий существенно карбонатный состав, содержит 1-2 % гидрослюдь. Текстура цемента брекчиевая; контакты между обломками инъецированы прожилками гидрослюды мощностью около 0,1 мм, анизотропными (рис. 4.4.68).

Судя по наличию анортита, определённого рентгенофазовым анализом, исходный состав связующей массы непосредственно связан с породами основного состава. Анортит более, чем другие плагиоклазы, склонен к вторичным изменениям (сосюритизации) и потому неустойчив при водном переотложении.

4.4.1.6. Грот Кратерный, точка наблюдения 7231

Грот в современном его виде сформировался в результате обрушения глыб известняка в располагавшуюся ниже полость по тонкому (5-10 см) прослою глинистого материала зеленоватого цвета.

Грот был обследован дважды. В 2002 году глыбы известняка, лежащие на полу грота, были покрыты зеленоватым глинистым материалом. В пробе 7231, взятой из него, рентгенофазовым анализом (ЗАО «РАЦ Механобр Инжиниринг Аналит», г. С.-Петербург, аналитик Ю.Л. Крецер) определены: кальцит (60 %), кварц (30 %), иллит-мусковит (10 %), сфен (1%) и циркон (менее 1 %).

Повторное обследование грота было проведено в 2008 году; глинистый материал, покрывающий глыбы, изменил окраску с зеленоватой на коричневую. Зелёный цвет сохранила лишь глина, обнажающаяся местами в стенах грота. По-видимому, обрушения, в результате которых сформировался современный облик грота, произошли сравнительно недавно – возможно, при отработке угольных пластов близлежащего месторождения.

4.4.1.7. Обобщение свойств брекчий пещеры Геологов-2

Брекчии, изученные в различных местах пещеры Геологов-2, имеют пластовое, согласное

с залеганием известняков, залегание. Остроугольная форма обломков вторичной гидрослюдистой породы, входящей в состав брекчий, указывает на то, что первичная силикатная порода в момент формирования брекчий была хрупкой. Несомненно, брекчии были подвергнуты изменениям после своего формирования.

Породообразующие минералы, слагающие связующую массу, представлены преимущественно кальцитом и гидрослюдой, в меньшей степени – кварцем и монтмориллонитом. В пробах 7229, 7230, 7231, 7233 определена гидрослюда (иллит); кроме того, в пробе № 7229 в прожилке определена гидрослюда, развитая, возможно, по флогопиту, а в пробе № 7230 – гидрослюда по темноцветному минералу. Наличие *анортита* – основного плагиоклаза – указывает на принадлежность исследуемого материала к породам основного состава.

В составе тяжёлой фракции явно преобладают гидроксиды железа; среди прочих минералов присутствуют пирит, магнитные гидроксиды железа, турмалин, хромшпинелид, гранат, моноклинный пироксен, магнетит, магнитные сферулы и другие минералы магматических и метаморфических пород.

Структурные особенности брекчий:

- широко распространено инъецирование обломков известняков гидрослюдистым цементом на макро- и микроуровне, причём не только по трещинам, но и с образованием каналов, свидетельствующих или о химическом взаимодействии цемента брекчий с обломками, или о проплавлении обломков;

- в карбонатно-глинистом материале присутствуют полигональные псевдоморфозы по порфиловым выделениям минерала неустановленного состава;

- в цементе брекчии и в обломках глинистого материала установлено широкое распространение мелких кристаллов карбоната.

Примечательно наличие шлировых особенностей новообразованного глинистого материала в слагающих обломки органогенных известняках.

Брекчии представляют собой крайне непрочные геологические образования, тем не менее, признаков их избирательного размыва не наблюдается. Брекчии не могут иметь ни осадочное происхождение ввиду отсутствия каких-либо признаков слоистости, ни тектоническое – по причине отсутствия силикатных горных пород в разрезе известняков.

Повсеместно на поверхности залежей брекчий наблюдается изменение окраски глинистого материала с зеленоватой на коричневую;

«палеокарстовые» тела формировались без доступа кислорода.

Пещерные полости сформировались после формирования пластов брекчий.

4.4.2. Глинистые отложения пещеры Геологов-2

Крупные залежи глинистого материала отмечены в гротах Марсианский, Камнепадный, Глиняных Сталагмитов, Уютный, в лабиринте ходов южной части пещеры. Все они слагают холмы высотой до 5 м, горизонтальных залежей почти нет. Наиболее полно изучены отложения, слагающие пол грота Марсианский.

4.4.2.1. Грот Марсианский, точка наблюдения 10

Грот Марсианский является одним из наиболее крупных гротов пещеры. Для него характерно обилие коричневого глинистого материала, образующего наклонную, асимметричную залежь, смыкающуюся с потолком в северо-восточной части грота.

Из глинистого материала с глубины 20-40 см взята минералогическая проба № 10, с глубины 50-60 см – серия образцов для изготовления шлифов.

Обращает внимание изменение текстуры глинистого материала с глубиной, по мере уменьшения степени гипергенных изменений. До глубины 30-40 см материал относительно однороден, глубже на срезе породы проявляются контуры слагающих её обломков размерами до 5-8 мм (рис. 4.4.69).

Вещественный состав

Породообразующие минералы, по данным рентгенофазового и термического анализов пробы 10-А, представлены: монтмориллонитом – 56 %, кварцем – 31 %, хлоритом (каолинитом) – 6 %; гетитом – 3%, плагиоклазом – 1 %, калиевым полевым шпатом – 1 %, органическим веществом – 0,5 %.

Минеральный состав тяжёлой фракции минералогической пробы № 10 (вес пробы 7,0 кг, вес тяжёлой фракции 0,365 г) следующий:

- немагнитная фракция (0,02 г): циркон (91 %), лейкоксен (5 %), металлическая примесь (2 %), рутил (1 %), корунд (1 %); редкие зёрна апатита, анатаза и карбоната;

- электромагнитная фракция (0,10 г): гидроксиды железа (88 %), гематит (5 %), эпидот (5 %), турмалин (1 %), ильменит (1 %); редкие зёрна граната, моноклинного пироксена, хромшпинелида;

- магнитная фракция (0,02 г): магнитные гидроксиды железа (98%), магнитные сферулы (1 %), магнетит (1 %); редкие зёрна магнитной примеси;

- крупная фракция (0,22 г): гидроокислы железа и марганца (100 %).

В лёгкой фракции определены карбонат, кварц, гидроксиды марганца и обломки гидрослюдистого материала.

Текстурно-структурные признаки

Образец 10 (рис. 4.4.69) представляет собой срез высушенного глинистого материала без пропитки его эпоксидной смолой. Цвет породы зеленовато-светло-бурый – естественный цвет данной породы в сухом виде; влажная порода имеет коричневый цвет.

В образце определена разнообломочная горная порода глинистого состава, литокластической текстуры. Она сложена крупными, 2-5 мм, остроугольными обломками глинистого материала, составляющими до 80 % объёма породы, и микрозернистой связующей массой глинистого состава (20 %). Часть обломков имеет очертания, напоминающие кристаллографические. В верхней и в нижней частях снимка отмечаются обломки глинистого материала зонального строения.

Шлиф 10А-1 (рис. 4.4.70). Глинистая порода брекчиевой текстуры, зеленовато-бурого цвета, разнообломочная. Состоит из обломков глинистого материала размерами от долей миллиметра до 10-15 мм, остроугольных, и глинистого цемента микрозернистой структуры. Характерно обилие мелких выделений гидроокислов железа и оскольчатых зёрен кварца. Контакты между обломками нечёткие, они выделяются на фоне связующей массы меньшей степенью зернистости, несколько меньшим содержанием зёрен кварца и вкрапленности рудного минерала (рис. 4.4.71).

Фактически и крупные обломки, и мелкие зёрна (в составе обломков и цемента) представляют собой вторичные образования по обломкам силикатных пород неустановленного состава.

Образец 10Б-2 (рис. 4.4.72). Глинистая порода брекчиевой текстуры, зеленовато-бурого цвета, аналогичная шл. 10А-1. В правой части

образца несколько обломков глинистого материала размером до 5 мм в поперечнике контрастно выделяются светлой окраской на общем тёмном фоне породы. В центральной и левой части снимка этого же шлифа – обломки более крупного размера, но почти не отличимые по цвету от основной массы.

Обломки глинистого материала имеют остроугольную форму. Это свидетельствует о том, что порода первоначально состояла из обломков твёрдого, хрупкого материала и подверглась аргиллизации уже после формирования залежи.

Образец, шлиф 10Г-1-1, (рис. 4.4.73).

Глинистая порода брекчиевой текстуры, зеленовато-бурого цвета. Характерно обилие остроугольных обломков глинистого материала несколько более светлой окраски, чем основная масса. Текстура породы более чётко проявлена в полированном образце, чем в шлифе.

Крупные обломки выделяются на фоне связующей массы лишь несколько меньшим содержанием зёрен кварца (рис. 4.4.74).

На рис. 4.4.75 - основная масса глинистой породы крупным планом; широко распространены чешуйки гидрослюды до 0,03 мм.

Образец, шлиф 10Г-2-1, (рис. 4.4.76, - 77). То же; размер отдельных обломков достигает 10 мм. Контакты между обломками нечёткие, их можно различить по смене насыщенности глинистого материала зёрнами кварца.

Шлиф 10Г-2-2 (рис. 4.4.78). То же; присутствуют обломки глинистого материала размером явно более 10 мм, отличающиеся от основной массы по своей структуре.

4.4.2.2. Грот Уютный, точка наблюдения 7260

Потолок грота, вытянутого в меридиональном направлении, имеет куполообразную форму. Пол сложен мощной залежью коричневого глинистого материала, имеющей всхолмлённую поверхность, в общих чертах наследующую конфигурацию потолка. Примечательно, что пол наклонного прохода, ведущего от грота Наклонный к гроту Уютный (рис. 4.4.79), также сложен глинистым материалом без признаков размыва или переотложения. На вершине бугра глины, возле западной стены грота, пройден копуш глубиной 0,5 м. Вскрыт однородный, брекчиевидный, без признаков слоистости, глинистый мате-

риал. Отобрана минералогическая проба 7260 весом 3,0 кг; вес тяжёлой фракции – 1,52 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции следующий:

- немагнитная фракция (0,08 г): преобладают циркон (60 %) и рутил (30 %), прочие минералы - карбонат-фосфатные обломки (8 %), лейкоксен (2 %) и редкие зёрна анатаза, кианита, корунда, турмалина;

- электромагнитная фракция (1,18 г): преобладают гидроксиды железа + гематит (96 %), прочие минералы - турмалин (3 %), моноклинный пироксен (0,2 %) и редкие зёрна хромшпинелида, ставролита, мартита, амфибола, малахита, гидроксидов марганца, псевдоморфоз лимонита по пириту, эпидота, хлорита;

- магнитная фракция (0,22 г): магнитные гидроокислы железа (100 %);

- крупная фракция (0,04 г): гидроксиды железа + гематит (100%).

Лёгкая фракция представлена кварцем (в т.ч. оплавленным и горным хрусталём), гидрослюдой, карбонатом и глинистыми образованиями по флогопиту.

4.4.2.3. Обобщение свойств глинистых отложений пещеры Геологов-2

Отложения, слагающие пол гротов и галерей пещеры, не являются продуктами водного осаждения – в них отсутствуют признаки сортировки материала. При этом они характеризуются высоким выходом тяжёлой фракции, обычным

для пещерных отложений и совершенно не характерным для глинистых осадков поверхностных водоёмов.

Исследуемые глинистые образования имеют текстуру, более напоминающую литокластическую; большинство образцов сложено крупными обломками вторичного глинистого материала, составляющими не менее 80 % объёма породы. Очертания обломков, как правило, остроугольные, т.е. в момент первоначального формирования породы они состояли не из глины, а из хрупких горных пород.

В настоящее время отложения представляют собой, по мнению автора, продукт гипергенных преобразований высокожелезистой раздробленной горной породы. Контакты между слагающими породу обломками нечёткие, завуалированные наложенными изменениями; нередко на микрофотографиях их можно установить лишь по различной насыщенности обломков зёрнами кварца. В целом для породы характерно обилие мелких оскольчатых зёрен кварца.

Монтмориллонит, составляющий более половины объёма породы, является типичным продуктом изменения туфов основного состава. Наличие в породе магнитных сферул также указывает на её туфогенную природу.

Глинистая горная порода, слагающая пол крупных гротов пещеры Геологов-2, первоначально имела литокластическую структуру. Предположительно, она является аргиллизированным литокластическим туфом основного состава.

Иллюстрации к главе 4.4

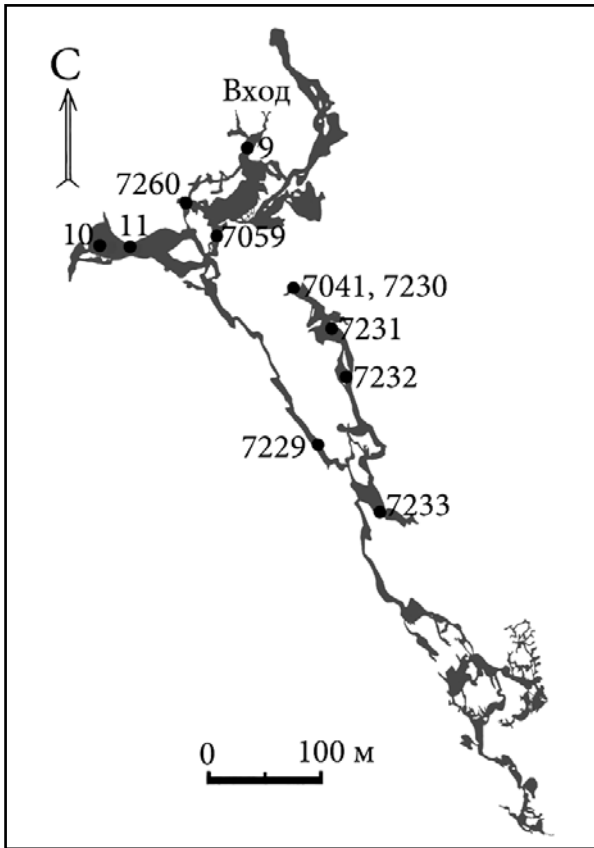


Рис. 4.4.1. Пещера Геологов-2.
План и схема опробования

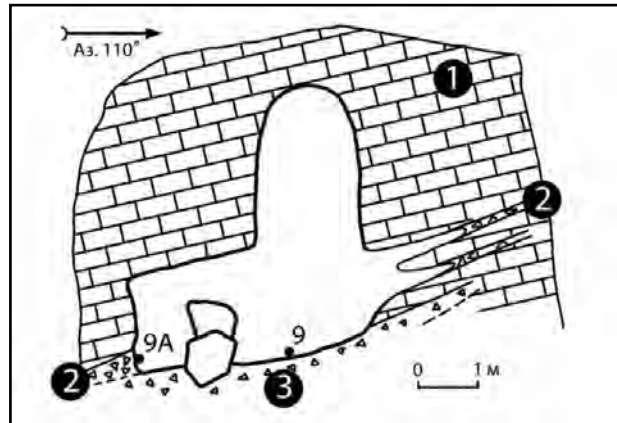


Рис. 4.4.2. Пещера Геологов-2, т.н. 9.
Вертикальный разрез через грот Белого Спелеолога:
1 – известняк,
2 – брекчия с гидрослюдистым цементом,
3 – точка отбора минералогической пробы

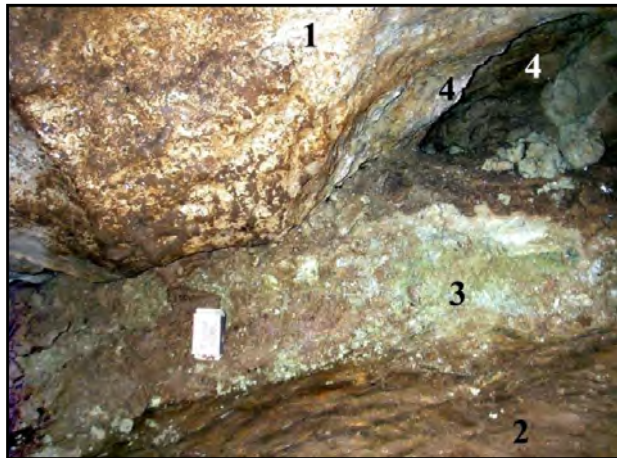


Рис. 4.4.3. Т.н. 9. Обнажение брекчий в
западной стене Грота Белого Спелеолога:
1 – известняк, глинистый материал на полу наклонно-
го грота, 3 – коренной выход гидрослюдистой
брекчий, 4 – следы брекчий на потолке ниши



Рис. 4.4.4. В 10 м южнее т.н. 9 (т.н. 9А).
Обнажение гидрослюдистой брекчий
в западной стене грота Нью-Йорк

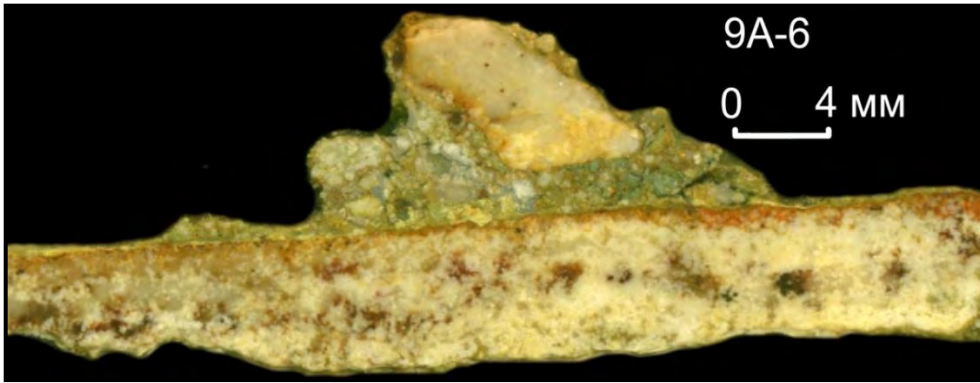


Рис. 4.4.5. Образец 9А-6



Рис. 4.4.6. Шлиф 9А-6. Контакт известняка и брекчии с гидрослюдистым цементом

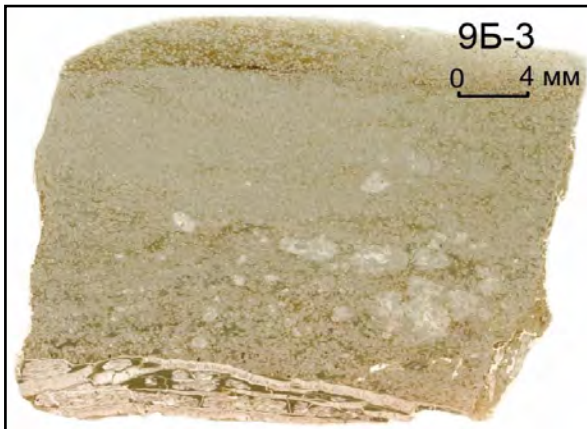


Рис. 4.4.7. Шлиф 9Б-3. Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом



Рис. 4.4.8. Шлиф 9Б-3, снимок 1030, ник. II. Брекчия (метасоматит) гидрослюдисто-карбонатного состава

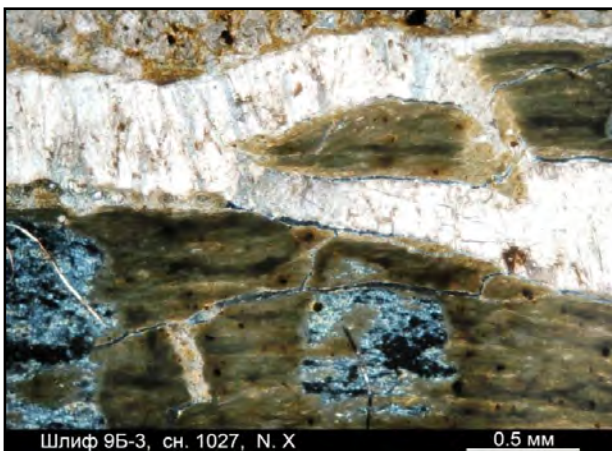


Рис. 4.4.9. Шлиф 9Б-3, снимок 1027, ник. X. Прожилки поперечно-волокнистого кальцита во флюидальном гидрослюдистом материале

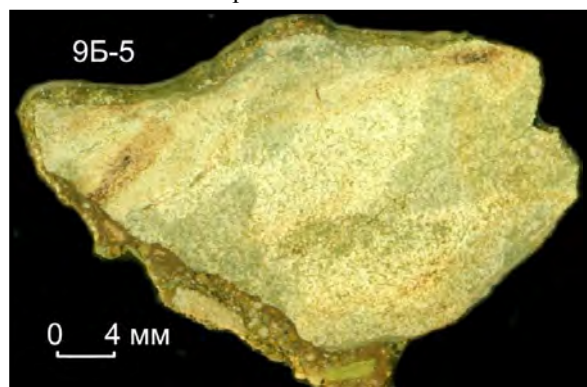


Рис. 4.4.10. Образец 9Б-5. Крупный обломок метасоматита в гидрослюдистом цементе, развитом по периферии обломка

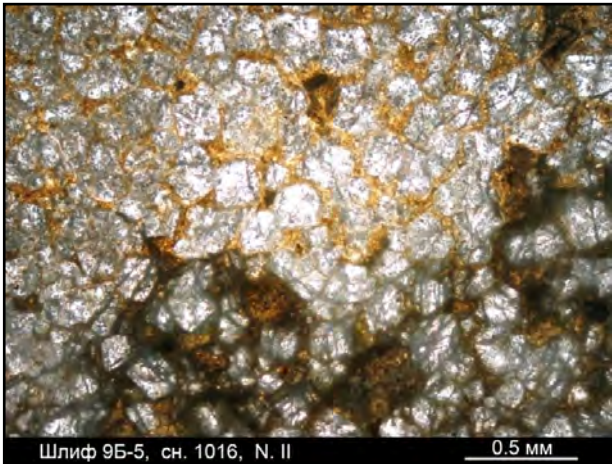


Рис. 4.4.11. Шлиф 9Б-5, снимок 1016, ник. II.
Брекчия ранней стадии, с прожилковым
гидрослюдистым цементом



Рис. 4.4.12. Шлиф 9Б-5, снимок 1019, ник. II.
Кристаллы кальцита в прожилковом, местами –
в базальном гидрослюдистом цементе

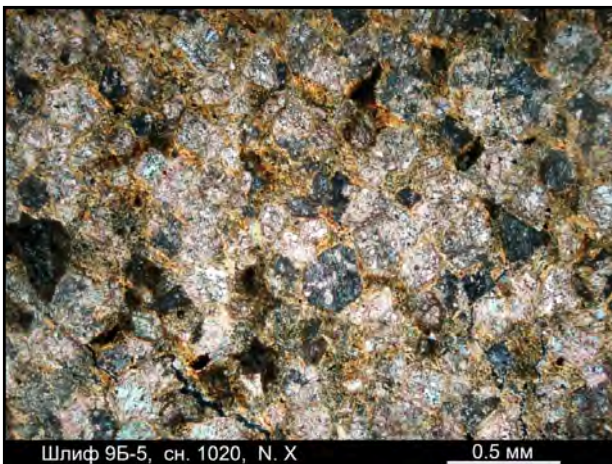


Рис. 4.4.13. Шлиф 9Б-5, снимок 1020, ник. X.
То же; в центре – гексагональная псевдоморфоза.
Жёлтое на периферии зёрен – гидрослюда



Рис. 4.4.14. Шлиф 9Б-5, снимок 1021, ник. II.
В верхней части снимка – брекчия ранней генерации,
в нижней – гидрослюдистый цемент брекчии поздней
генерации

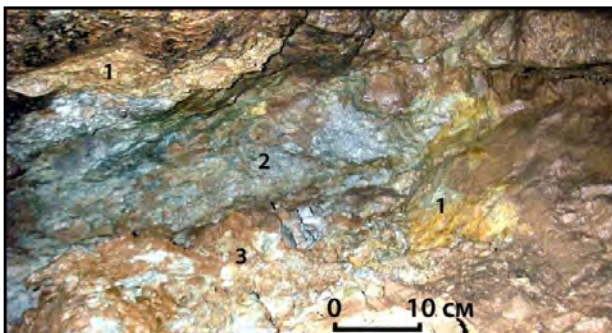


Рис. 4.4.15. Грот Марсианский, т.н.11:
1 – известняк,
2 – брекчия зелёного цвета,
3 – брекчия зеленовато-коричневого цвета



Рис. 4.4.16. Грот Марсианский, т.н.11.
Восточный край обнажения брекчии с
гидрослюдистым цементом

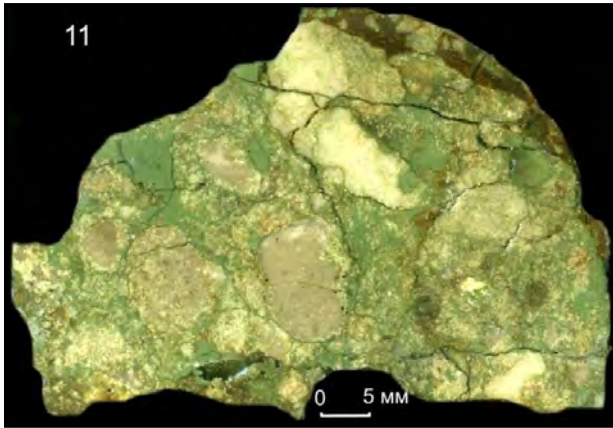


Рис. 4.4.17. Образец 11. Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом

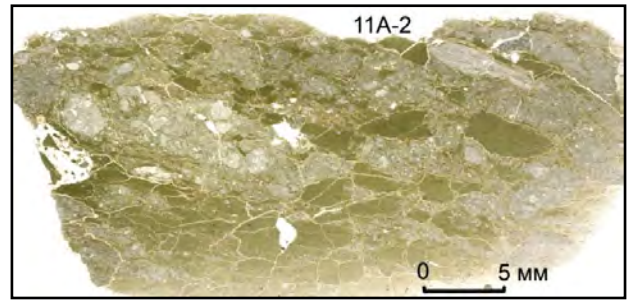


Рис. 4.4.18. Шлиф 11А-2. Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, динамофлюидальной текстуры

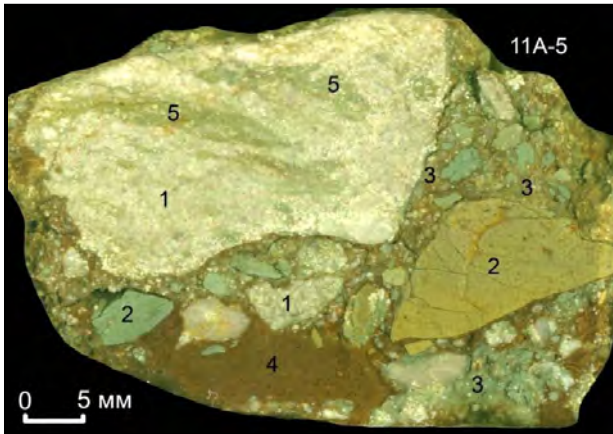


Рис. 4.4.19. Образец 11А-5. Агломератовая брекчия с вторичным гидрослюдистым цементом: 1 - обломок мелкообломочной карбонатной брекчии, 2 – обломки однородного гидрослюдистого материала, 3, 4 – глинисто-гидрослюдистый цемент, 5 – цемент брекчии ранней генерации

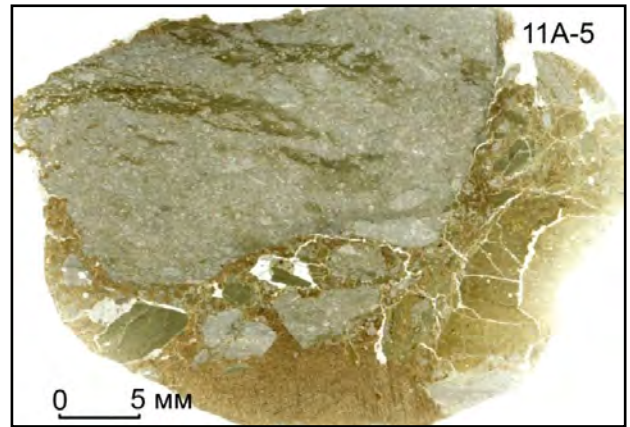


Рис. 4.4.20. Шлиф 11А-5. То же, в проходящем свете. Крупный обломок брекчии представлен брекчированным материалом



Рис. 4.4.21. Шлиф 11А-5, снимок 466, ник. II. Обломок анизотропного гидрослюдистого материала

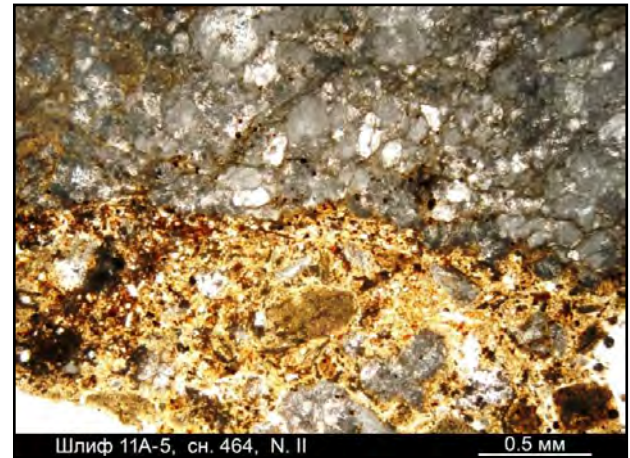


Рис. 4.4.22. Шлиф 11А-5, снимок 464, ник. II. Различие прожилков гидрослюды брекчии ранней генерации (верх снимка) и поздней генерации (низ снимка, жёлтое)

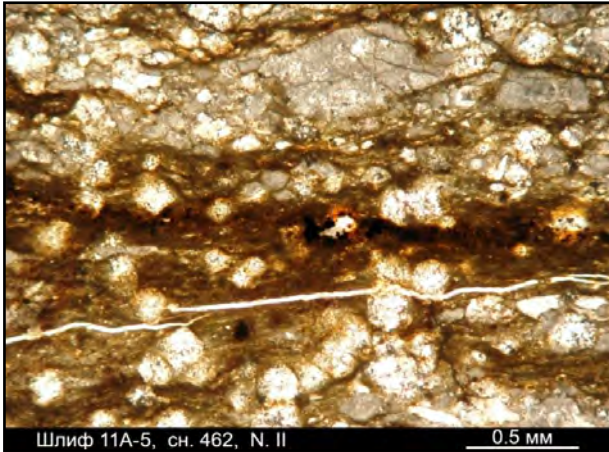


Рис. 4.4.23. Шлиф 11А-5, снимок 462, ник. II. Фрагмент брекчии ранней генерации. Гидрослюда инъецирует межзерновые промежутки

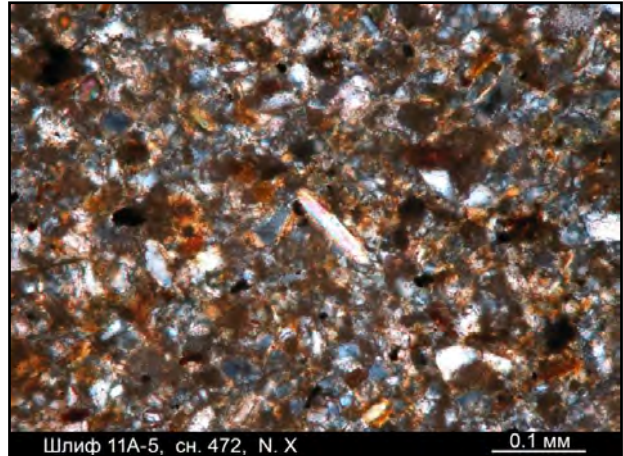


Рис. 4.4.24. Шлиф 11А-5, снимок 472, ник. X. Пластинка мусковита (центр снимка) в микрозернистом цементе поздней генерации

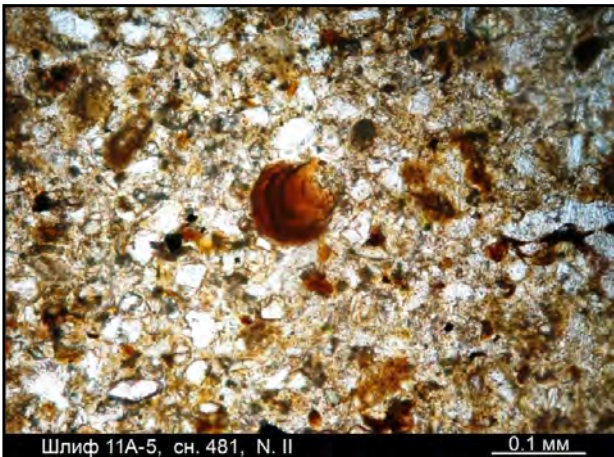


Рис. 4.4.25. Шлиф 11А-5, снимок 481, ник. II. Микрозернистая структура цемента брекчии поздней генерации

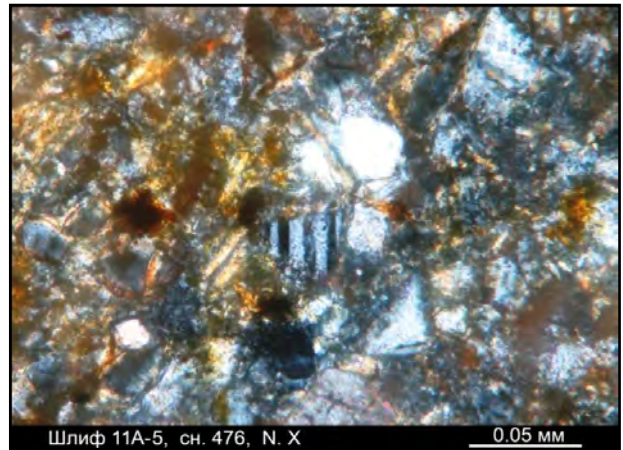


Рис. 4.4.26. Шлиф 11А-5, снимок 476, ник. X. В центре снимка – мелкое зерно плагиоклаза

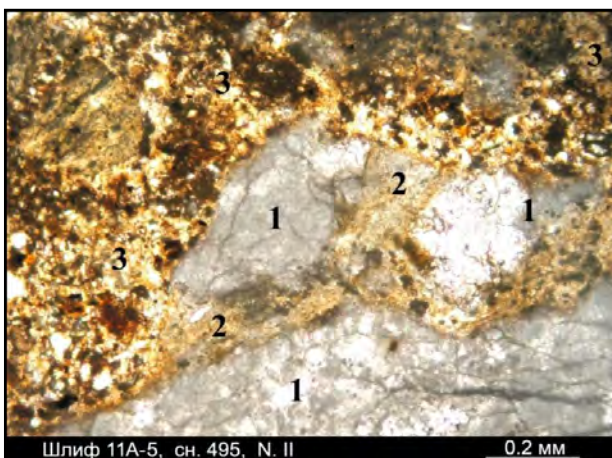


Рис. 4.4.27. Шлиф 11А-5, снимок 495, ник. II. Фазы цементации брекчии: 1 – известняк, 2 – гидрослюдистый цемент ранней фазы, 3 – гидрослюдистый цемент поздней фазы

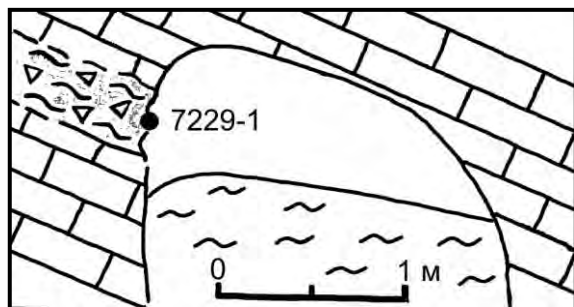


Рис. 4.4.28. Проход Аквалангистов, т.н. 7229. Брекчия отпрепарирована заподлицо с монолитным известняком

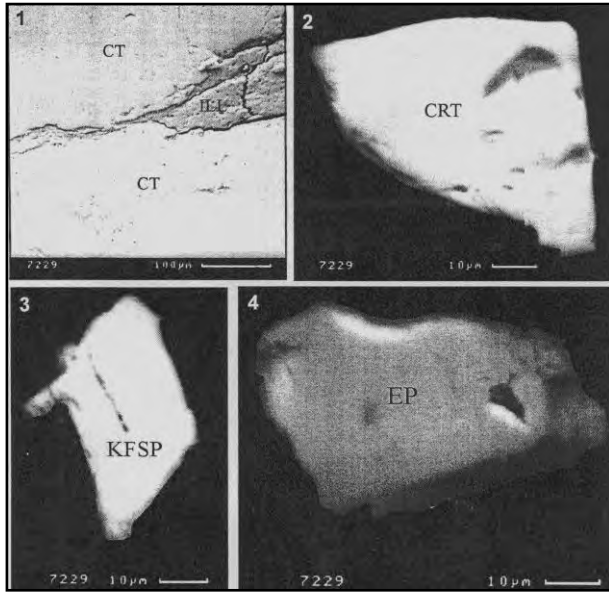


Рис. 4.4.29. Микрофотографии образца 7229:
1 – полированный шлиф,
2-4 – «тяжёлый» концентрат.
СТ – кальцит, ИЛ – иллит, CRT – хромит, KFSP – калиевый полевой шпат, EP – эпидот

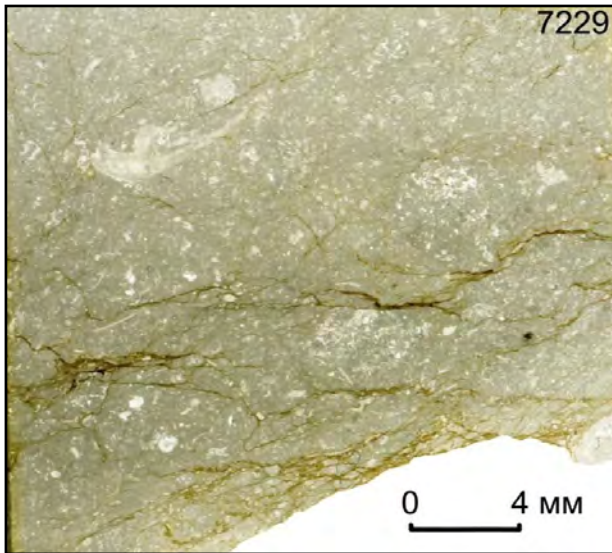


Рис. 4.4.30. Шлиф 7229. Известняк с микропрожилками гидрослюда



Рис. 4.4.31. Шлиф 7229, снимок 774, ник. X.
Брекчированный, перекристаллизованный известняк с микропрожилками гидрослюда



Рис. 4.4.32. Шлиф 7229, снимок 796, ник. II.
То же



Рис. 4.4.33. Грот Конечный, т.н. 7041 (7230).
Обнажение наклонного пласта брекчии с гидрослюдистым цементом



Рис. 4.4.34. Шлиф 7041-А1. Известняк на периферии обломка рассечён микропрожилками гидрослюды



Рис. 4.4.35. Шлиф 7041-А1, снимок 356, ник. II. Инъекционное мелкокристаллическое известняк железисто-гидрослюдистым материалом. Отмечено подобие линий течения



Рис. 4.4.36. Шлиф 7041-А1, снимок 360, ник. II. Перекристаллизованный известняк (1, 2) рассечён прожилком гидрослюдистого материала (3); в верхней части – связующая масса брекчии (4)

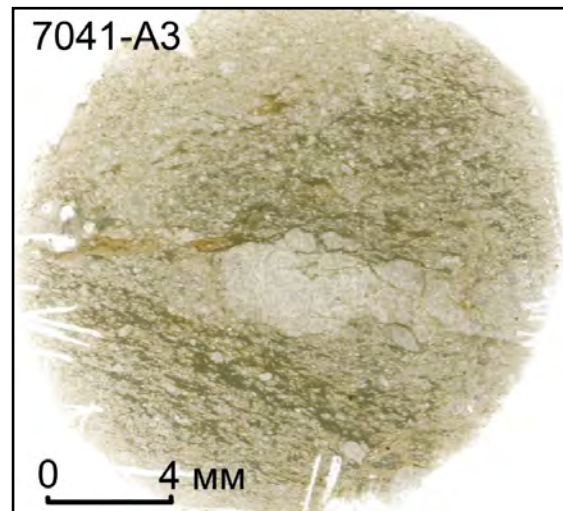


Рис. 4.4.37. Шлиф 7041-А3. Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом



Рис. 4.4.38. Шлиф 7041-А3, снимок 1313, ник. II. Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом прожилкового типа. В центре снимка – мелкий кристалл кварца (белое)

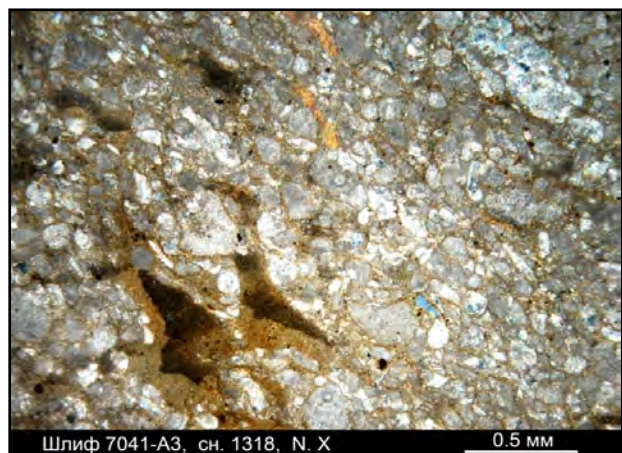


Рис. 4.4.39. Шлиф 7041-А3, снимок 1318, ник. X. Относительно крупное гнездо цементирующей массы двух разновидностей: бурого и темно-коричневого цвета

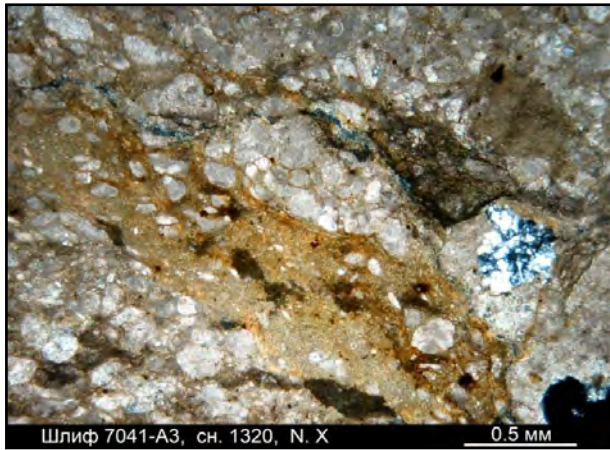


Рис. 4.4.40. Шлиф 7041-А3, снимок 1320, ник. X. Прожилки гидрослюдистого цемента бурого цвета содержит включения чёрного глинистого минерала. Справа – конкреция халцедона.

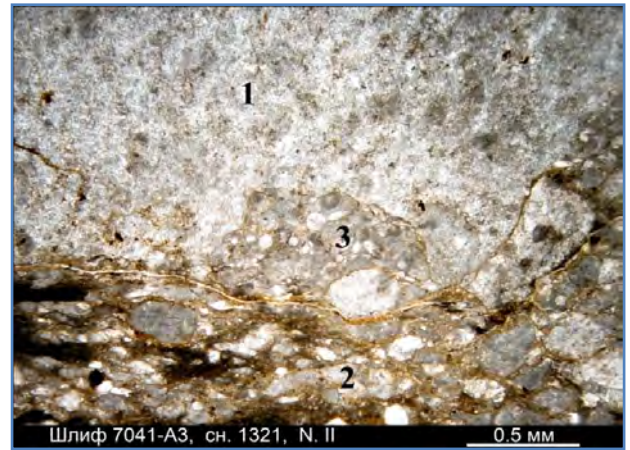


Рис. 4.4.41. Шлиф 7041-А3, снимок 1321, ник. II. Контакт карбонатного обломка (1) и цемента брекчии (2). Прожилки гидрослюды и мелкие удлиненные обломки известняка ориентированы вдоль края обломка. Снизу в обломок внедрена брекчия (3) с незначительным количеством гидрослюды

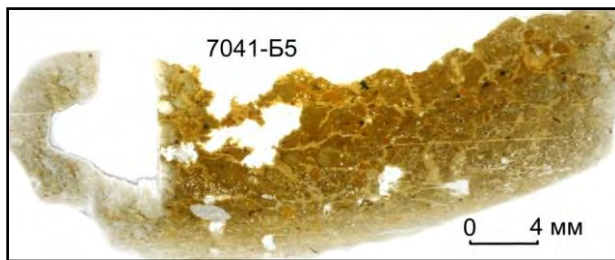


Рис. 4.4.42. Шлиф 7041-Б5. Брекчия карбонатно-гидрослюдисто-глинистого состава. Слева – обломок карбонатной брекчии

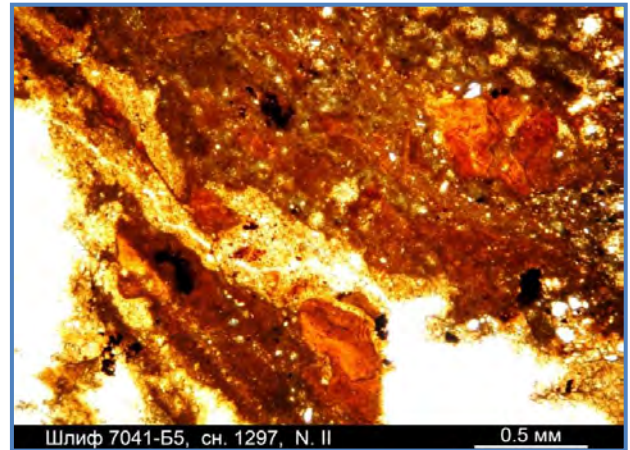


Рис. 4.4.43. Шлиф 7041-Б5, снимок 1297, ник. II. Гидрослюдистая брекчия (красновато-коричневое) с наложенными зонами изменения (жёлтое). Обломки красного цвета (изменённое стекло?) устойчивы к этим наиболее молодым изменениям

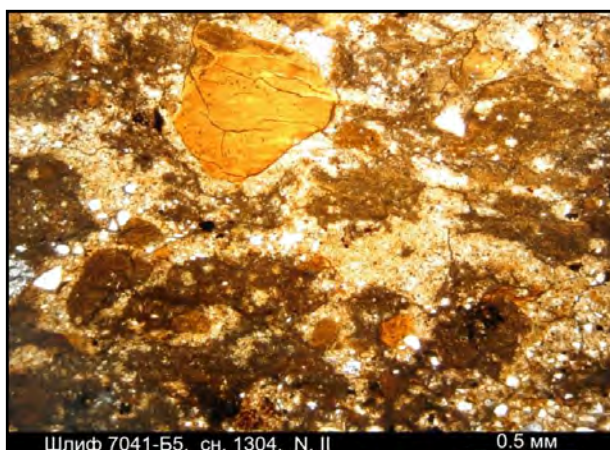


Рис. 4.4.44. Шлиф 7041-Б5, снимок 1304, ник. II. Гидрослюдистая брекчия с обилием оскольчатых зёрен кварца. По вторичному гидрослюдистому материалу коричневого цвета развиты наложенные зоны осветления. Вверху – обломок изменённого флюидального стекла (жёлтое)

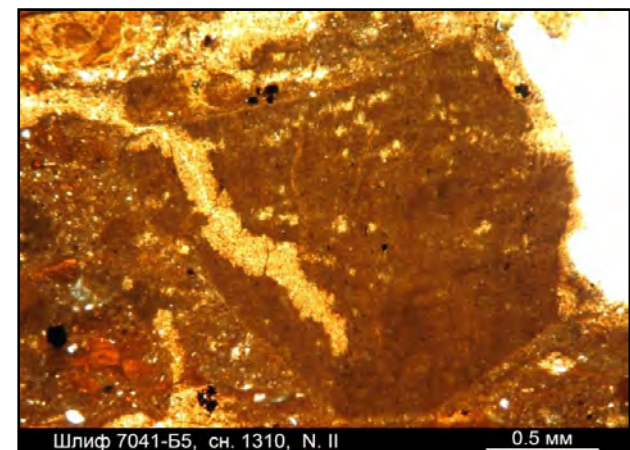


Рис. 4.4.45. Шлиф 7041-Б5, снимок 1310, ник. II. Последняя фаза изменений затронула и цемент, и крупные обломки

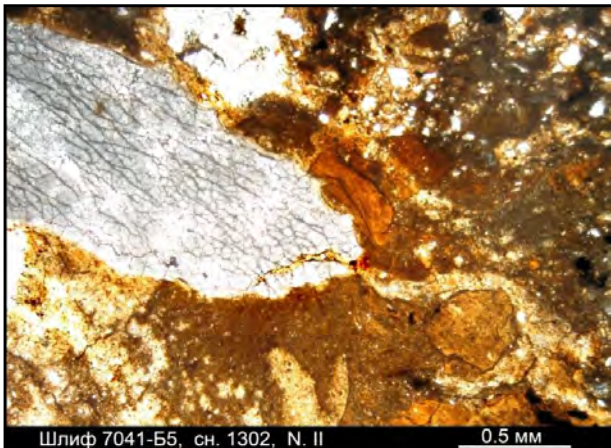


Рис. 4.4.46. Шлиф 7041-Б5, снимок 1302, ник. II. Секущее положение обломка известняка относительно крупного гидрослюдистого обломка

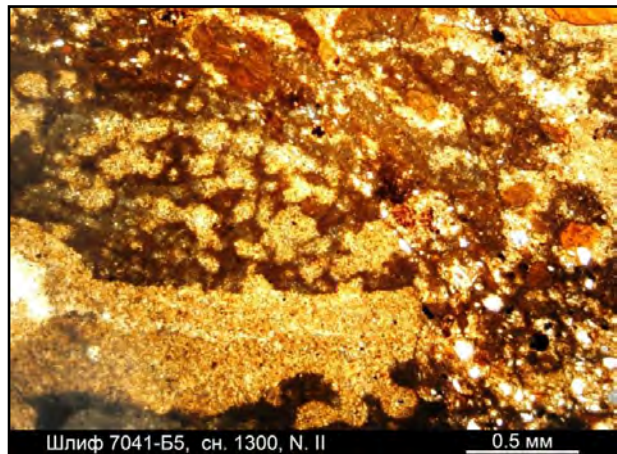


Рис. 4.4.47. Шлиф 7041-Б5, снимок 1300, ник. II. В левой части снимка - фрагмент крупного обломка гидрослюдисто-глинистой породы темно-коричневого цвета, без зёрен кварца. Более половины площади обломка составляют зоны изменения жёлтого цвета

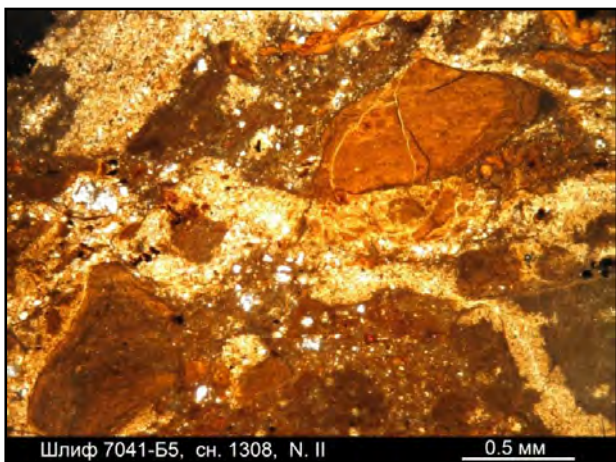


Рис. 4.4.48. Шлиф 7041-Б5, снимок 1308, ник. II. Справа сверху – обломок изменённого стекла (?), раздробленный в нижней части и сцементированный материалом зоны осветления

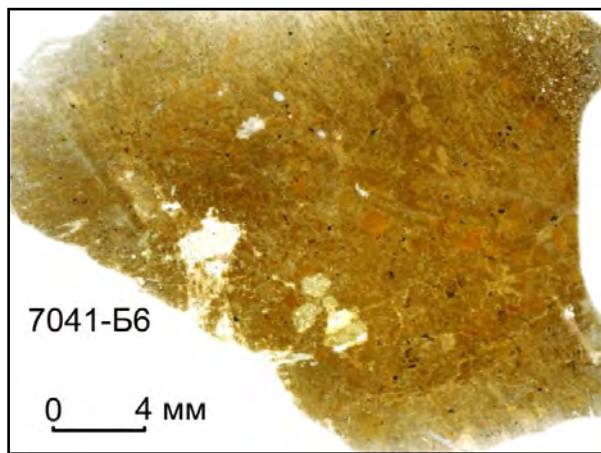


Рис. 4.4.49. Шлиф 7041-Б6. Глинистая порода литокластической текстуры, с нечёткими контактами обломков

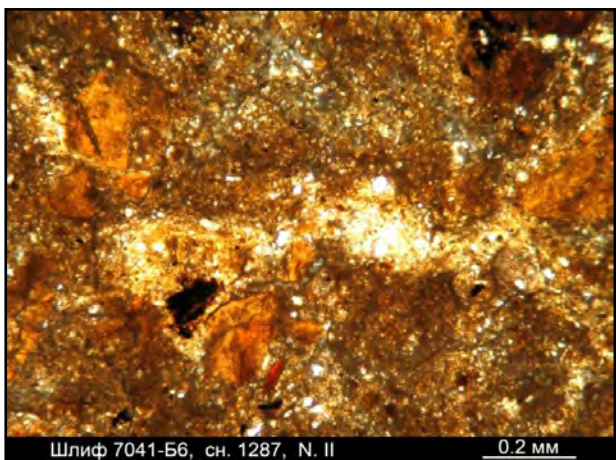


Рис. 4.4.50. Шлиф 7041-Б6, снимок 1287, ник. II. Цементирующая масса породы сложена микрозернистым глинистым материалом, неоднородным, местами обогащённым зёрнами кварца

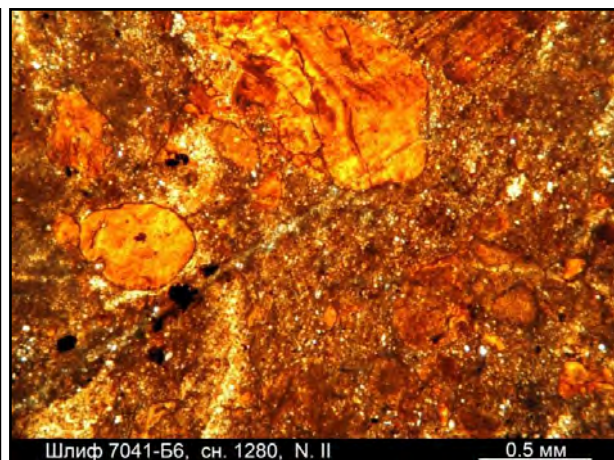


Рис. 4.4.51. Шлиф 7041-Б6, снимок 1280, ник. II. Обломки аргиллитоподобного материала желтовато-красного цвета (изменённого стекла) имеют чёткие контакты и не затронуты процессами осветления

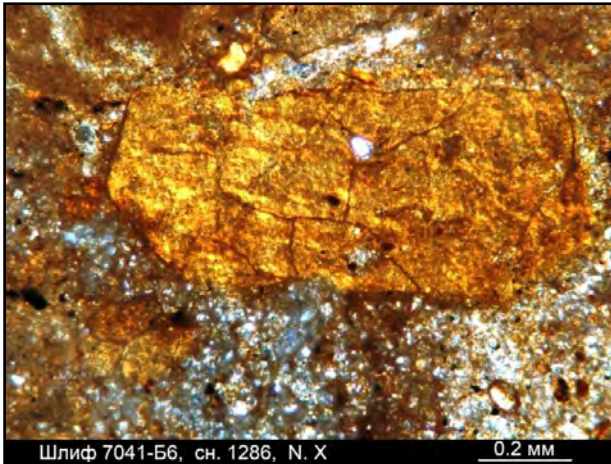


Рис. 4.4.52. Шлиф 7041-Б6, снимок 1286, ник. X. Обломок жёлтого гидрослюдистого материала с чёткими очертаниями. Изменённое стекло (?)

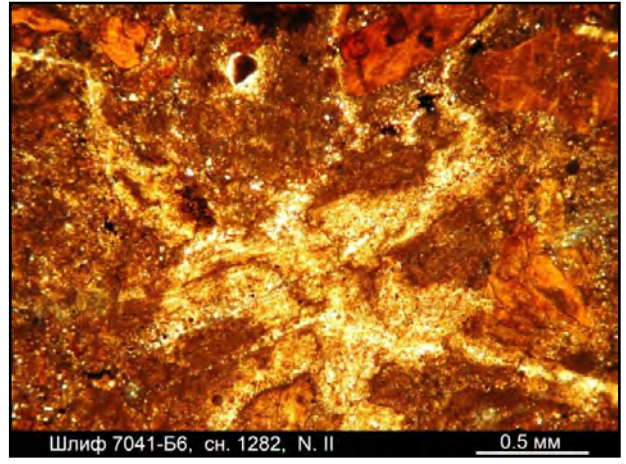


Рис. 4.4.53. Шлиф 7041-Б6, снимок 1282, ник. II. Паукообразная зона осветления. Справа сверху – красноватые обломки изменённого стекла (?)

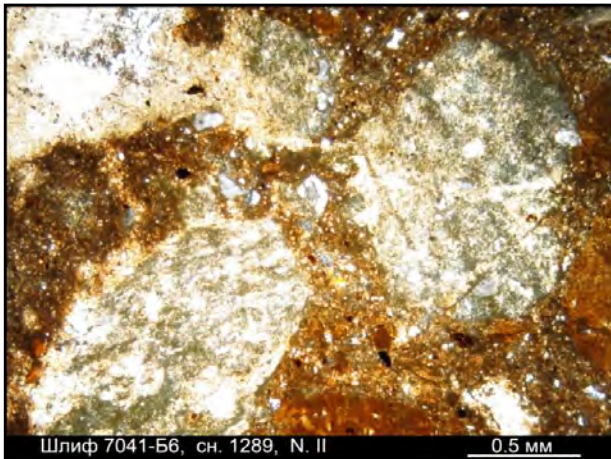


Рис. 4.4.54. Шлиф 7041-Б6, снимок 1289, ник. II. Полигональные зёрна гидрослюдистого минерала зеленоватого цвета - предположительно, псевдоморфозы по неустановленным минералам. Они корродированы материалом цемента

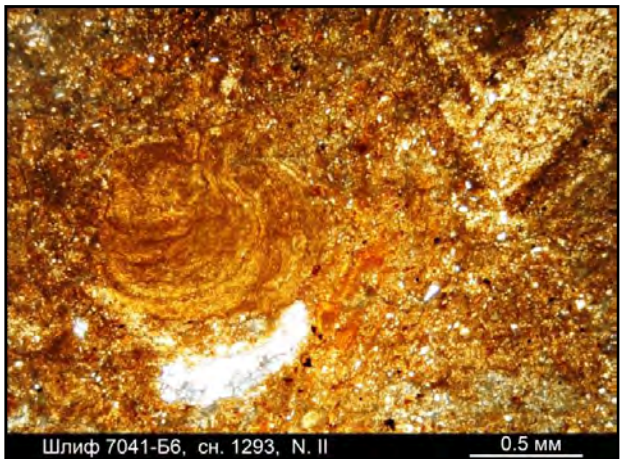


Рис. 4.4.55. Шлиф 7041-Б6, снимок 1293, ник. II. В центре - обломок концентрически-зонального гидрослюдистого материала; вдоль него (внизу, белое) – обломок известняка

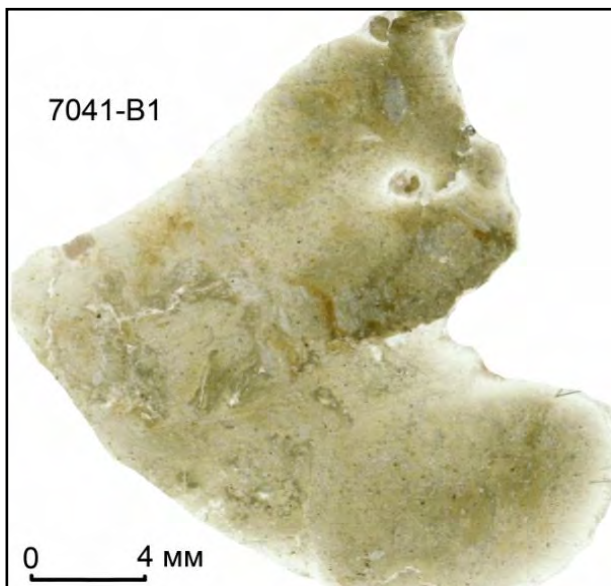


Рис. 4.4.56. Шлиф 7041-В1. Брекция карбонатно-гидрослюдистого состава



Рис. 4.4.57. Шлиф 7041-В1, снимок 1453, ник. II. В гидрослюдистой основной массе светло-бурого цвета – шлировидные скопления мелких обломков перекристаллизованного известняка



Рис. 4.4.58. Шлиф 7041-Б6, снимок 1455, ник. II. Раздробленный и сцементированный обломок известняка огибаются справа линиями течения гидрослюдистого материала и обломком известняка

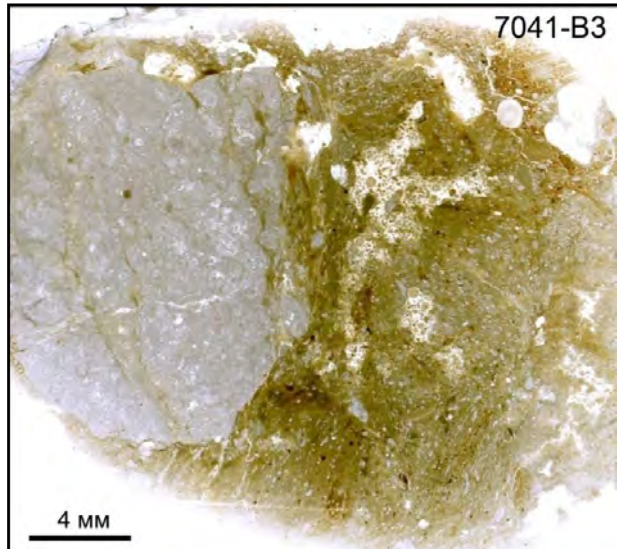


Рис. 4.4.59. Шлиф 7041-В3. Агломератовая брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава



Рис. 4.4.60. Шлиф 7041-В3, снимок 1334, ник. II. Цементирующая масса крупным планом. Обломки известняка сцементированы микрозернистым гидрослюдистым материалом



Рис. 4.4.61. Шлиф 7041-В3, снимок 1336, ник. II. Динамофлюидальная структура цемента брекчии

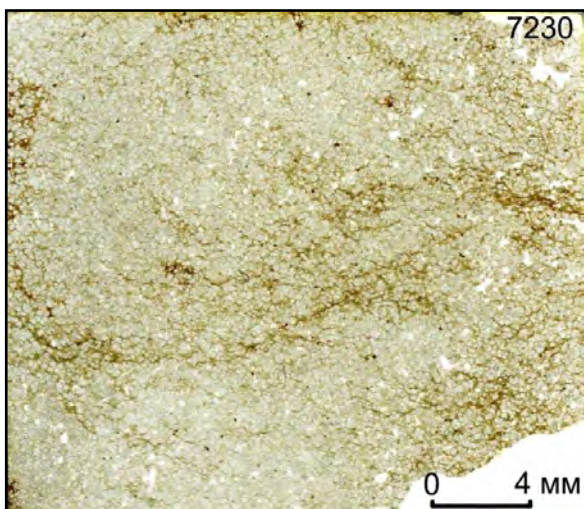


Рис. 4.4.62. Шлиф 7230. Метасоматическая гидрослюдисто-карбонатная порода



Рис. 4.4.63. Шлиф 7230, снимок 789, ник. II. Пример цементации зёрен кальцита гидрослюдистым цементом



Рис. 4.4.64. Шлиф 7230, снимок 791, ник. II. То же; прожилковидное обособление цементирующей массы, окрашенное гидроокислами железа в бурый цвет

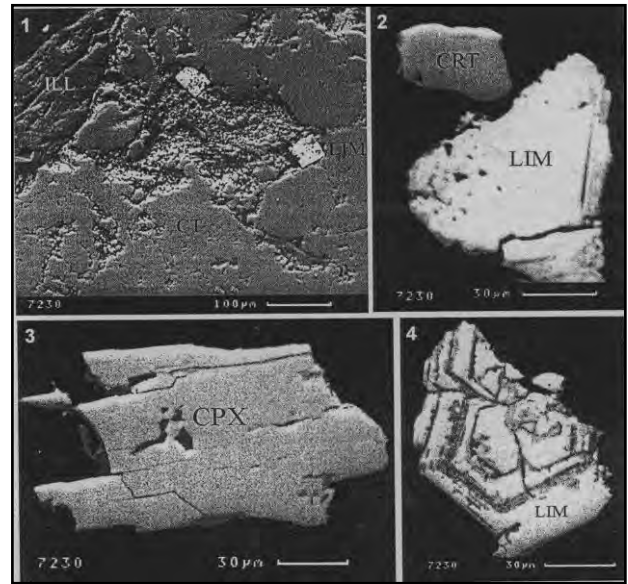


Рис. 4.4.65. Микрофотографии образца 7230: 1 – полированный шлиф, 2 ÷ 4 – «тяжёлый» концентрат. СТ – кальцит, ИЛЛ – иллит, ЛИМ – лимонит, CRT – хромит, СРХ - моноклинный пироксен

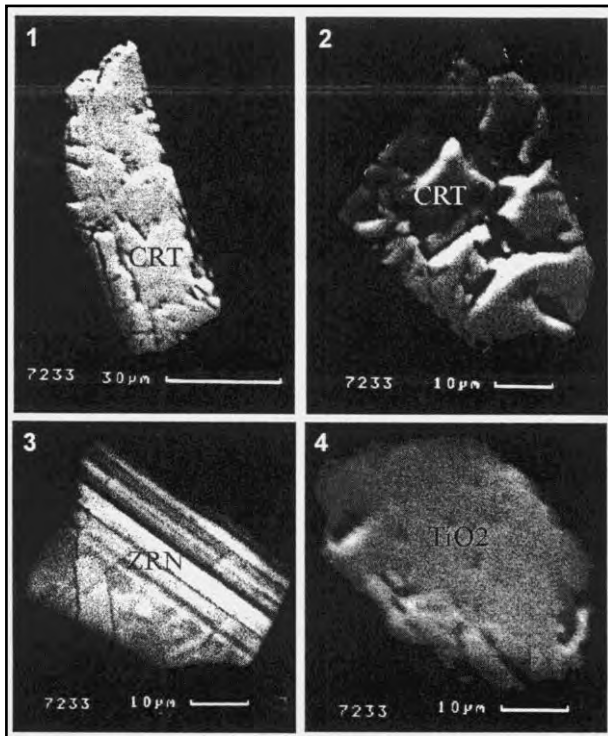


Рис. 4.4.66. Микрофотографии зёрен «тяжёлого» концентрата образца 7233: CRT – хромит, ZRN – циркон, TiO₂ – рутил

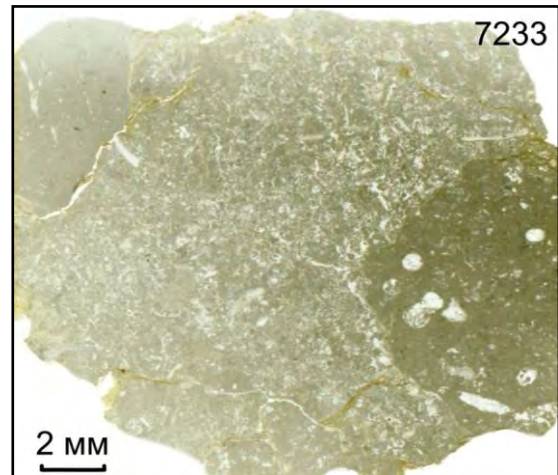
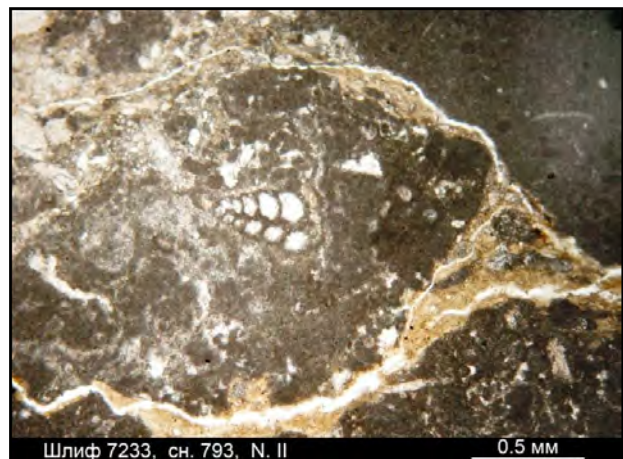


Рис. 4.4.67. Шлиф 7233. Брекчия гидрослюдисто-карбонатного состава

Рис. 4.4.68. Шлиф 7233, снимок 793, ник. II. Брекчия; контакты между обломками инъекрованы прожилками гидрослюда



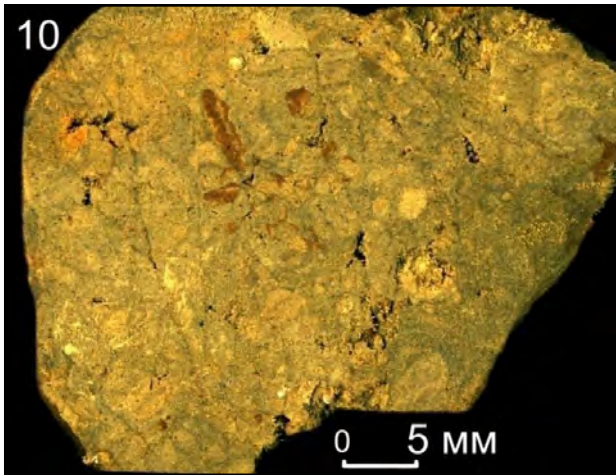


Рис. 4.4.69. Образец 10. Срез материала глинистых отложений; глинистая порода брекчиевой текстуры

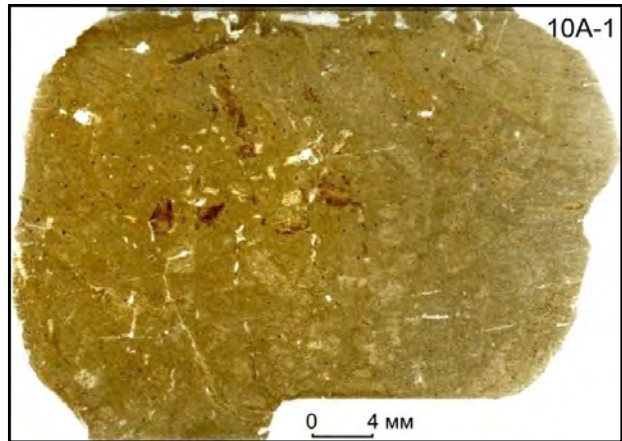


Рис. 4.4.70. Шлиф 10А-1. То же; обломки трудно-различимы на фоне связующей массы

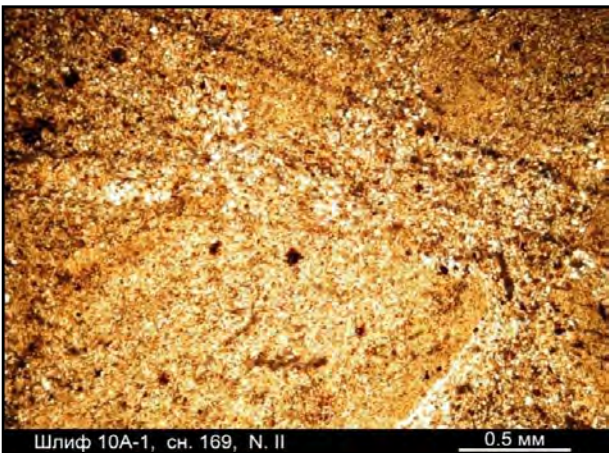


Рис. 4.4.71. Шлиф 10А-1, снимок 169, ник. II. Нечёткие контакты между обломками глинистого материала

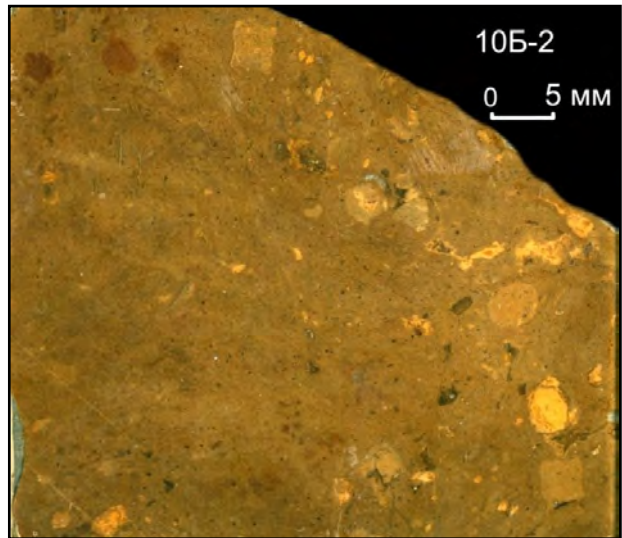


Рис. 4.4.72. Образец 10Б-2. Брекчиевая текстура глинистого материала. Обломки двух типов: одни чётко различимы, другие почти не видны на фоне связующей массы

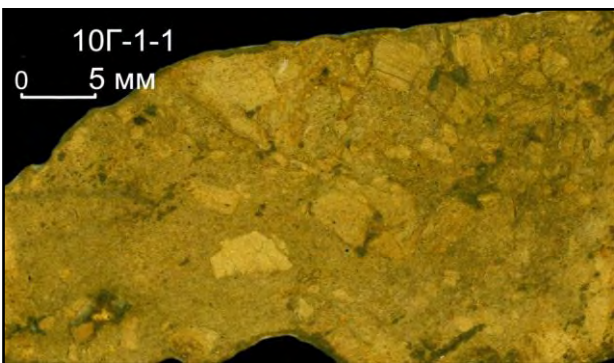


Рис. 4.4.73. Образец 10Г-1-1. Брекчиевая (литокластическая) текстура глинистого материала



Рис. 4.4.74. Шлиф 10Г-1-1, снимок 828, ник. II. Отсутствие чётких контактов между обломками глинистого материала

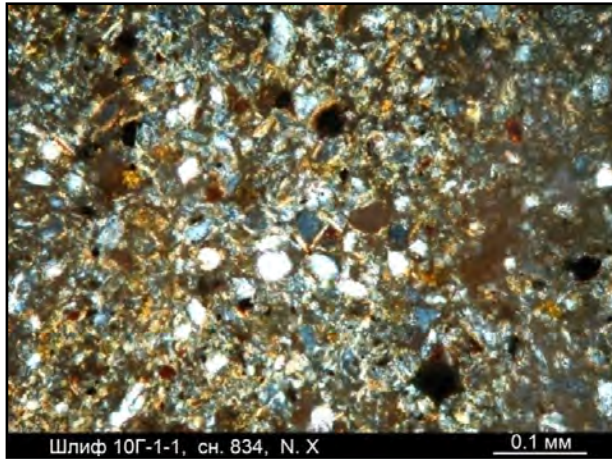


Рис. 4.4.75. Шлиф 10Г-1-1, снимок 834, ник. X. Основная масса глинистого материала крупным планом; белое – зёрна кварца

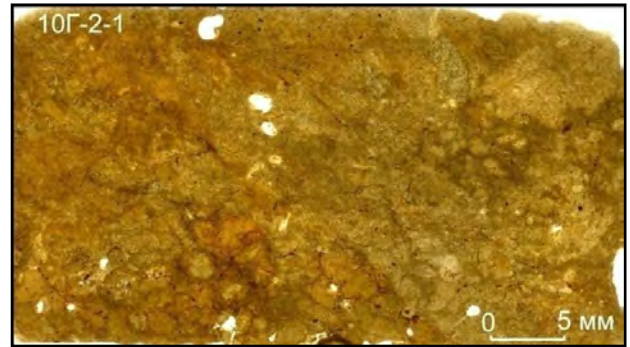


Рис. 4.4.76. Шлиф 10Г-2-1. Неоднородное внутреннее строение глинистого материала; отдельные обломки трудноразличимы

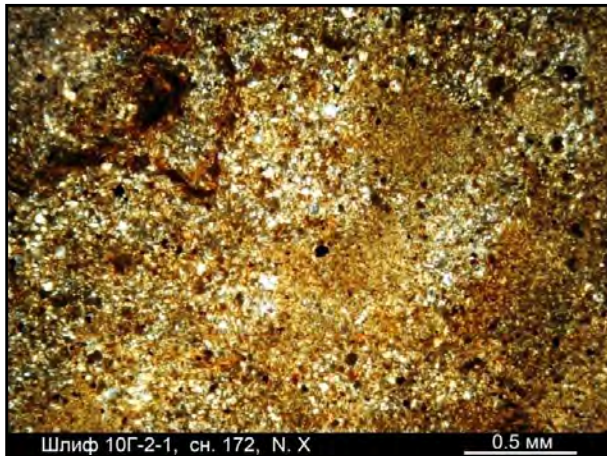


Рис. 4.4.77. Шлиф 10Г-2-1, снимок 172, ник. X. Нечёткие контакты обломков, из которых сложена брекчия

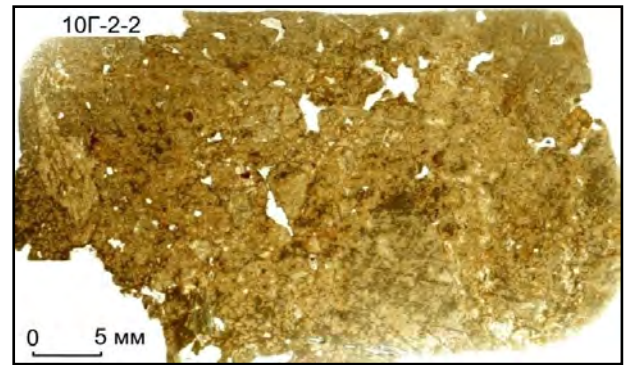


Рис. 4.4.78. Шлиф 10Г-2-2. Неоднородное внутреннее строение глинистого материала; отдельные обломки трудноразличимы. Размер обломков достигает 10 мм и более

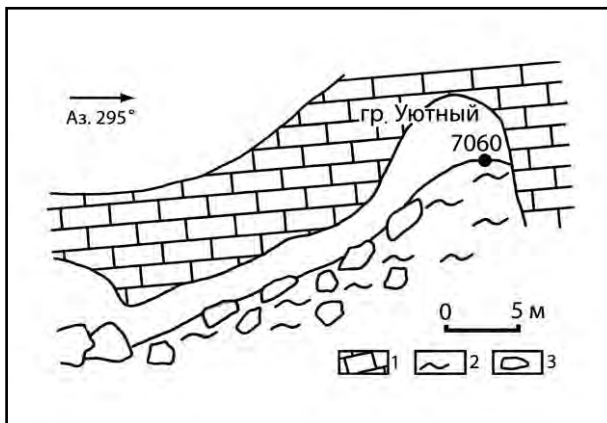


Рис. 4.4.79. Грот Уютный; схематический вертикальный разрез

4.5. Пещера Медвежья

Пещера расположена на западной окраине г. Кизел, в С-СВ части Кизеловского известнякового карьера. Протяжённость её составляет, по данным С.В. Валуйского [6], 710 м. Первоначально пещера не имела естественного выхода на поверхность; взрывными работами при отработке карьера был пробит потолок самого крупного и высокого грота, имеющего размеры 25×15 м. Наряду со следами обрушений, вызванных взрывными работами, в гроте местами сохранились участки потолка, имеющие плавные очертания и содержащие «органные трубы». Основным морфологическим элементом пещеры является Главная галерея протяжённостью более 190 м, она имеет субмеридиональное простирание и представляет собой вертикальную щель со сводчатым потолком.

Пол пещеры почти повсеместно покрыт отложениями коричневой глины. Крупных тел брекчий с гидрослюдистым цементом, наподобие тех, что залегают в откосах карьера над пещерой, не обнаружено. В стенах пещеры отмечены инъекционные взаимоотношения гидрослюдистоглинистого материала с известняками.

План пещеры и схема опробования приведены на рис. 4.5.1.

В 4-10 м выше входа в пещеру среди известняков обнажаются агломератовые брекчии с гидрослюдистым цементом (рис. 4.5.2); подошва обнажения пласта брекчий параллельна кровле грота Медвежий. Брекчии подробно описаны в главе 5.10.

Пещера находится на правом берегу р. Кизел. На левом берегу, в нескольких сотнях метров от неё, при проходке первой сотни метров ствола шахты № 1 им. Ленина в перекрывающих угленосную толщу известняках была встречена крупная обводнённая карстовая полость. Для прекращения водопритока из неё было использовано 1700 м³ глины и цемента; надо полагать, что объём пещеры, расположенной в районе шахты, был заведомо большим.

Следует отметить необычные свойства каменного угля, kern которого встречен на территории карьера, на месте проходки старой скважины. Уголь пиритизирован, имеет брекчиевую текстуру, обладает аномально высокой механической прочностью и повышенной магнитной восприимчивостью; все эти признаки не исключают наличие термических изменений каменного угля.

4.5.1. Глинистые отложения пещеры Медвежья

Глинистые отложения слагают пол пещеры почти на всём её протяжении, за исключением привходового грота, где широко распространены обвальные отложения. Признаков водного осаждения - слоистости, гравийных прослоев – в глинистом материале не обнаружено. Поверхность отложений нередко выпуклая.

4.5.1.1. Точка наблюдения 7255

Минералогическая проба взята в небольшом, до 1,5 м, расширении узкого хода, погружающегося к западу, в сторону Главной галереи. Поверхность глинистых отложений представляет собой бугор, вытянутый вдоль хода. С глубины 0,4 м отобрана минералогическая проба 7255, представленная глинистым материалом брекчиевой текстуры, без признаков слоистости. Вес минералогической пробы 8 кг, вес тяжёлой фракции размерностью 0,5-0,25 мм и 0,25-0,1 мм – 0,34 г и 0,22 г соответственно.

Вещественный состав

Минеральный состав тяжёлой фракции (0,1-0,25 мм) следующий:

- немагнитная фракция: редкие зёрна циркона, рутила, пирита, лейкоксена, корунда, моноклинного пироксена, кианита, карбоната;

- электромагнитная фракция (0,21 г): гидроксиды железа (97 %), эпидот (2 %), альмандин (1 %), редкие знаки ставролита, ильменита, моноклинного пироксена, псевдоморфоз лимонита по пириту, монацита;

- магнитная фракция: редкие зёрна магнитных гидроксидов железа, магнетита, редкие магнитные сферулы.

Лёгкая фракция представлена кварцем, карбонатом, глинистыми образованиями по флогопиту, обломками с гидроксидами марганца, полевым шпатом.

Гидроксиды железа частично карбонатизированы; отмечены единичные псевдоморфозы по кристаллам короткопризматических очертаний, находящимся, в основном, в сростках.

Текстурно-структурные признаки

Прозрачный шлиф изготовлен из образца глинистого материала № 7055, взятого в точке отбора минералогической пробы 7255.

Шлиф 7055-2 (рис. 4.5.3). Разнообломочная порода (брекчия) светло-бурого цвета, глинистого состава. Текстура разнообломочная, литокластическая.

Порода состоит из крупных, до 5-20 мм, обломков аргиллитоподобного глинистого материала зелёного и бурого цвета, преимущественно остроугольной формы, со значительными вариациями содержания гидроокислов железа (рис. 4.5.4, -5), и микрозернистой цементирующей массы.

Выделяются два типа вторичного глинистого материала, слагающего обломки: однородный и микрозернистый.

1. Связующая масса и большинство обломков сложены микрозернистым агрегатом частиц новообразованного глинистого материала. Обломки, как правило, имеют нечёткие контакты, сопровождающиеся реакционными каймами размытых очертаний (рис. 4.5.5, -6); они различаются по характеру распределения гидроокислов железа.

2. Однородный, без признаков зернистости глинистый материал слагает редкие, мелкие обломки жёлтого, красновато-жёлтого цвета (предположительно, представленные изменённым стеклом). Обломки имеют чёткие контакты и отличаются отсутствием зёрен кварца; они анизотропны (рис. 4.5.7, -8). Один из таких обломков содержит округлую полость, напоминающую газовый пузырь (рис. 4.5.9, правая часть снимка).

Связующая масса состоит из мелких обломков пород, аналогичных по составу крупным обломкам. И обломки, и связующая масса состоят из вторичных минералов (преимущественно монтмориллонита), нередко образующих микроволоконистый агрегат; зёрна кварца (0,01-0,05 мм) составляют не более 3-5% объёма породы (рис. 4.5.10). Присутствуют вкрапленность и агрегатные скопления рудного минерала (гётита).

В основной массе различаются теневые структуры, развитые по обломкам пород неустановленного состава и сложенные теми же вторичными минералами. Неоднородная, пятнистая структура основной массы отображена на рис. 4.5.11.

Среди мелкозернистой гидрослюдистой основной массы, содержащей мелкие зёрна кварца, - овальный обломок с лейстовидными выде-

лениями гидрослюды до 0,2 мм, не содержащий кварца (рис. 4.5.12).

Отмечен крупный удлинённый обломок (рис. 4.5.13), сложенный однородным микрозернистым агрегатом глинистых минералов и рассеянный (со смещением) поперечными микротрещинами, по которым развиты новообразованные глинистые минералы (или серицит?). Субпараллельная ориентировка удлинённых обломков придаёт породе подобие динамофлюидальной структуры.

В исследуемой горной породе (шлиф 7055-2) отсутствует сортировка материала, характерная для осадочных образований; порода обладает выраженной литокластической структурой. Порода состоит из агрегата нацело изменённых обломков туфов, вулканического стекла (?) и цементирующей массы, состоящей из мелких обломков пород аналогичного состава, зёрен кварца и вкрапленности рудного минерала. В ней присутствуют магнитные микросферулы, характерные для вулкаников.

Предположительно, исследуемая горная порода является нацело изменённым (гидрослюдизация, аргиллизация) литокластическим туфом. Обилие гидроокислов железа и отсутствие порфириновых выделений кварца говорят о его принадлежности к породам основного состава.

4.5.1.2. Точка наблюдения 7254

Точка наблюдения 7254 находится в небольшом, имеющем овальные очертания, расширении Главной галереи. Расположенный южнее фрагмент галереи имеет куполообразный свод высотой 30-40 см. Переход между этими морфологическими элементами резкий (рис. 4.5.14), что необъяснимо с позиций гидродинамики.

Трещины в своде галереи отсутствуют, однако рядом, в двух метрах юго-восточнее, стена и потолок рассечены выклинивающимися трещинами (рис. 4.5.15). В левой части рис. 4.5.14 стены галереи покрыты железистыми корочками.

Пол галереи сложен глинистым материалом коричневого цвета, без признаков слоистости. Поверхность глинистых отложений выпуклая. Из глинистого материала с глубины 0,4 м отобрана минералогическая проба 7254-1 весом 5,0 кг; вес тяжёлой фракции (0,1-0,5 мм) - 0,42 г.

Вещественный состав

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7254-1 следующий:

- немагнитная фракция (0,07 г): циркон

(64 %), рутил (25 %), лейкоксен (7 %), кианит (2 %), анатаз (1 %); редкие зёрна шпинели, пирита, силлиманита; единичные знаки халькопирита, моноклинного пироксена, сфена и фосфатных обломков;

- электромагнитная фракция (0,34 г): гидроксиды железа, в т.ч. развитые по пириту (46 %), ильменит (27 %), эпидот (14 %), гранат (9 %), гематит (2 %), амфибол (0,5 %); редкие зёрна хлорита, хлоритоида, хромшпинелида, слюдистых обломков, ставролита, турмалина, уваровита, карбоната, щелочного амфибола, монацита, аксинита;

- магнитная фракция (0,01 г): магнитные гидроксиды железа (50 %), магнетит + титаномагнетит (50 %).

Крупная фракция представлена редкими зёрнами гематита, гидроксидов железа и псевдоморфоз лимонита по пириту, гидроксидов марганца.

В составе лёгкой фракции преобладает кварц; в подчинённом количестве: гидроокислы железа, лимонит по пириту, слюдистые обломки, карбонат, глинистые образования по флогопиту, минералы группы гидрослюд.

Наиболее примечательным моментом является наличие в тяжёлой фракции глинистого материала редких зёрен зелёного граната - уваровита, встречающегося в магматических породах основного состава.

4.5.2. Известняк с инъекциями глины, точка наблюдения 7254

В известняке редко, но всё-таки встречаются тонкие, до 5 мм, прожилки глинистого материала. В 3 м от точки отбора пробы 7254 из известняка, слагающего стену Главной галереи и содержащего глинистый прожилок, взят образец 7137-1 (рис. 4.5.16).

Шлиф 7137-1 (рис. 4.5.17). Обломок известняка, инъецированный глинистым материалом бурого, зеленовато-бурого цвета, с включениями (точечными и крупными, до 0,4 мм) гидроокислов железа.

На рис. 4.5.18 железисто-глинистый материал инъецирует известняк преимущественно по межзерновым промежуткам. На другом снимке (рис. 4.5.19) прожилки железисто-глинистого материала разделяют обломки известняка, отличающиеся различной степенью перекристаллизации; в нижней части снимка он наиболее изменён. Структура слагающего про-

жилки глинистого материала в различных частях шлифа заметно отличается.

4.5.3. Железистые корочки на известняке, точка наблюдения 7255

В 4-5 м северо-восточнее точки отбора минералогической пробы 7255 стены галереи покрыты корочками железисто-глинистого материала бурого цвета, частично отслоившимися в ходе взрывных работ при эксплуатации карьера (на рис. 4.5.20 белое – участки стены, от которых отслоились корочки). Из корочек изготовлены шлифы.

Образец, шлиф 7255-Г1 (рис. 4.5.21). Глинистый материал двух генераций – коричневатого-жёлтого (1) и коричневого (2) цвета. Последний, расположенный в нижней части образца, содержит обломки известняка, гидрослюдистого материала различной структуры, зёрна кварца и вкрапленность рудного минерала. Присутствуют редкие обломки аргиллитоподобного материала ярко-бурого цвета - предположительно, аргиллизированного стекла.

В верхней части снимка - известняк серого цвета, перекристаллизованный, пелитоморфный, с редкими гнёздами крупнокристаллического кальцита (3). Известняк корродирован глинисто-гидрослюдистым материалом.

На рис. 4.5.22 – зональность: справа внизу – известняк, выше – прослой мелкозернистого глинисто-карбонатного материала. В центре снимка – прослой тонкозернистого серо-коричневого глинистого материала. Предположительно, известняк инъецирован ксенотуфом щёлочно-основного состава, впоследствии глинизированным.

Глинисто-гидрослюдистый материал характеризуется мозаичным погасанием, отображающим составляющие его обломки. Вдоль контакта с известняком (на расстоянии 0,5-2,5 мм) в нём прослеживается тонкий, 0,3 мм, прослой карбонатизации.

Шлиф 7255-Г4 (рис. 4.5.24). Контакт известняка и гидрослюдисто-глинистого материала. Известняк нацело перекристаллизован. Подавляющая часть его имеет микрокристаллическую структуру, что придаёт ей сероватую окраску. Выделяются локальные гнёзда среднекрупнокристаллического кальцита, являющиеся, предположительно, преобразованными реликтами фауны.

На рис. 4.5.23 – известняк (1) инъецирован гидрослюдисто-глинистым материалом зеленовато-бурого цвета, анизотропным (2), содержащим вкрапленность рудного минерала и мелких оскольчатых зёрен кварца. К инъекциям приурочены скопления остроугольных зёрен (до 0,5 мм) вторичного глинистого материала красновато-коричневого цвета (3), однородного, являющегося, скорее всего, изменённым стеклом. Фрагмент аналогичной инъекции наблюдается в нижней левой части шлифа. Известняк и глинистый материал рассечены карбонатными прожилками (4).

Наблюдается зональность: ближе к известняку находится прослой гидрослюдистого материала, характеризующийся погасанием

крупных участков, на удалении – прослой микророзернистой гидрослюды, ещё далее – прослой, более чем наполовину сложенный зёрнами карбоната кальция (рис. 4.5.25, -26).

Глинисто-гидрослюдистый материал содержит тонкие извилистые прослой и прожилки кальцита, разделяющие участки с различным размером зёрен. Местами глина частично замещена кальцитом.

Вторичный глинистый материал, слагающий корочки на поверхности известняка, содержит остроугольные обломки изменённого стекла (?), что указывает на его принадлежность к вулканогенным породам.

Иллюстрации к главе 4.5

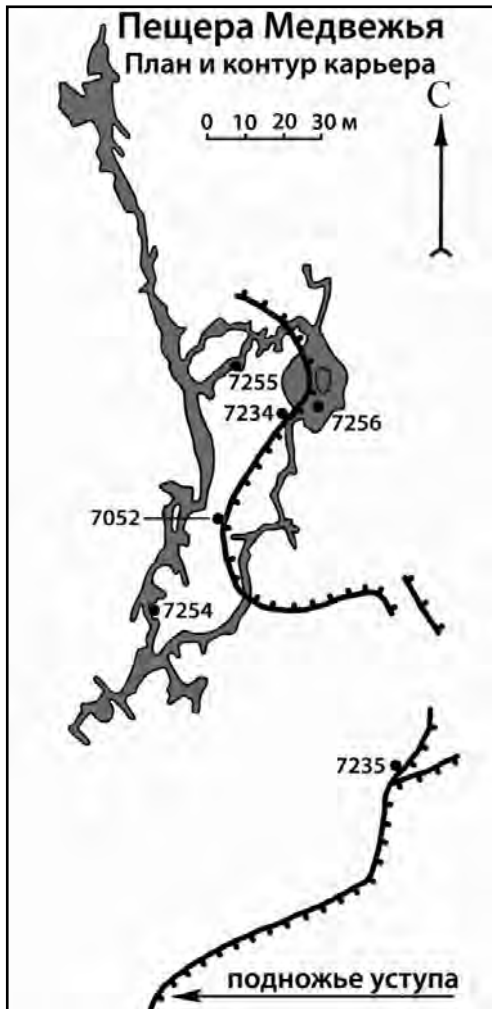


Рис. 4.5.1. Пещера Медвежья и фрагмент Кизеловского карьера. План и схема опробования

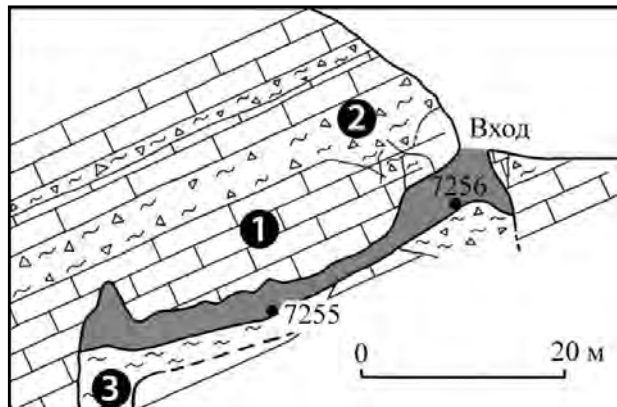


Рис. 4.5.2. Схематический вертикальный разрез через Медвежью пещеру: 1 – известняк, 2 – агломератовые брекчии, 3 – глинистые отложения

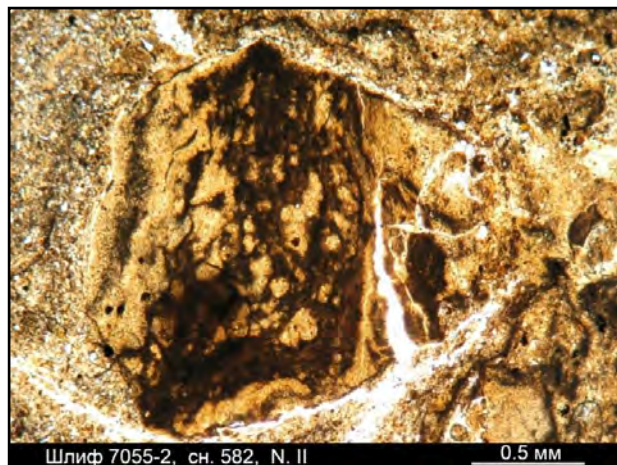


Рис. 4.5.4. Шлиф 7055-2, снимок 582, ник. II. Крупный, до 1,6 мм, угловатый обломок глинистой породы, по которой развиты дендритоподобные выделения железистого минерала.

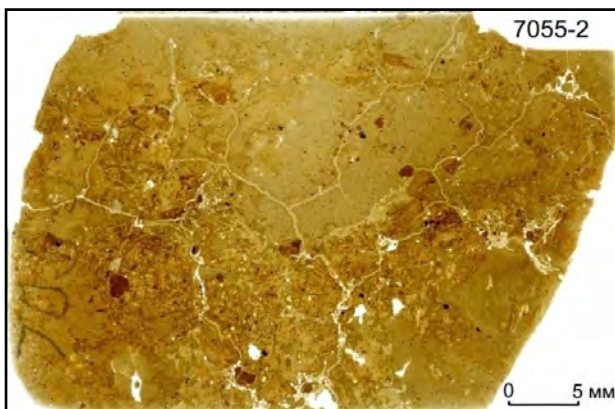


Рис. 4.5.3. Шлиф 7055-2. Литокластическая текстура вторичного глинистого материала с пола пещеры. Обломок в верхней части шлифа достигает 4 мм

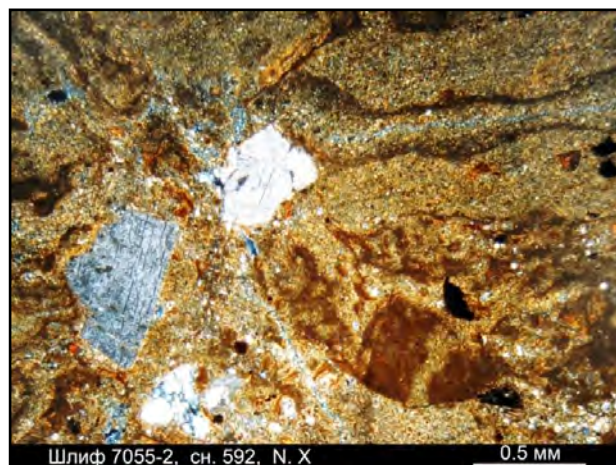


Рис. 4.5.5. Шлиф 7055-2, снимок 592, ник. X. Справа - округлое окончание крупного обломка глинистого материала, слева – обломки кварца (светлое)

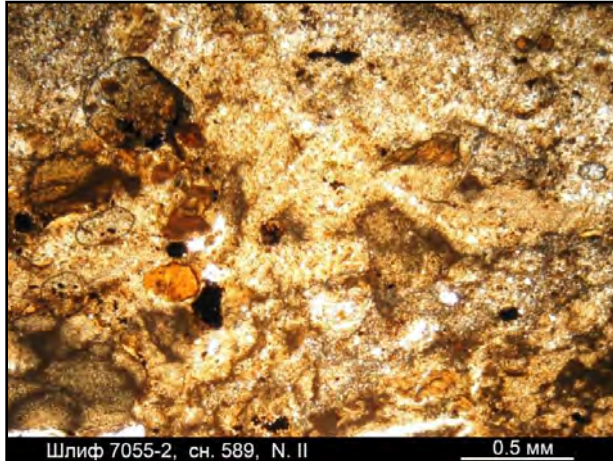


Рис. 4.5.6. Шлиф 7055-2, снимок 589, ник. II. Обломки составляют до 80-85 % площади снимка; очертания их, как правило, нечёткие

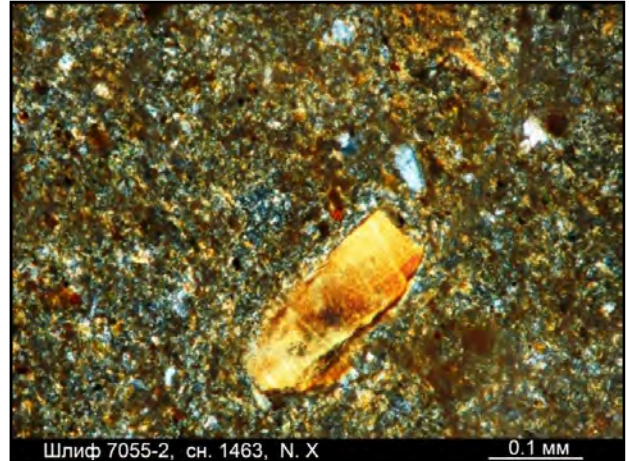


Рис. 4.5.7. Шлиф 7055-2, снимок 1463, ник. X. Среди мелкозернистой основной массы – остроугольный обломок изменённого стекла (?) жёлтого цвета

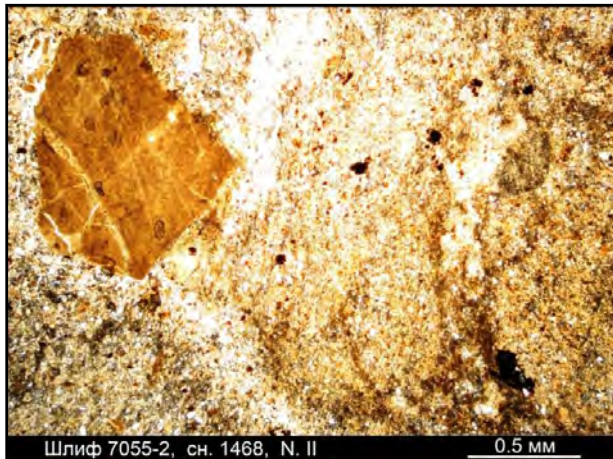


Рис. 4.5.8. Шлиф 7055-2, снимок 1468, ник. II. Обломок глинистого материала бурого цвета (слева) имеет чёткие контакты; на правой половине снимка - фрагмент крупного обломка, различимый лишь при скрещенных николях



Рис. 4.5.9. Шлиф 7055-2, снимок 1466, ник. II. Микрозернистая связующая масса с теньевыми структурами (по обломкам). В правой части – обломок флюидального изменённого стекла (?) с реликтом газового пузыря (?)

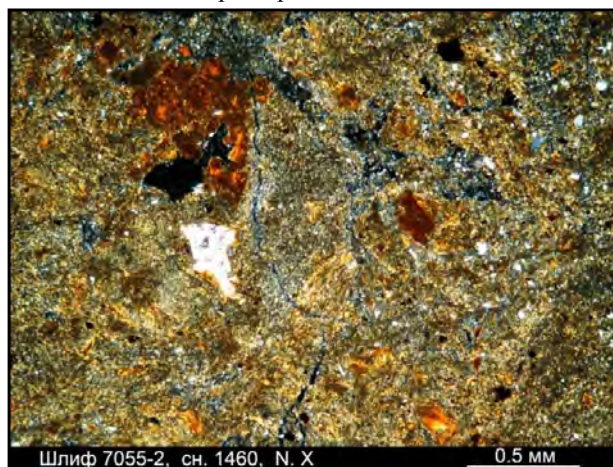


Рис. 4.5.10. Шлиф 7055-2, снимок 1460, ник. X. Связующая масса породы состоит из мелких обломков, с трудом различимых (в результате наложенных изменений) по оставшимся от них теньевым структурам



Рис. 4.5.11. Шлиф 7055-2, снимок 587, ник. X. Неоднородная, пятнистая структура цемента породы. Справа - обломок изменённого стекла (?) краснокоричневого цвета, справа внизу – полигональная псевдоморфоза



Рис. 4.5.12. Шлиф 7055-2, снимок 1458, ник. X. Среди мелкозернистой гидрослюдистой основной массы, содержащей мелкие зёрна кварца, - овалный обломок с лейстовидными выделениями гидрослюды, не содержащий кварца



Рис. 4.5.13. Шлиф 7055-2, снимок 598, ник. X. Крупный удлинённый обломок, сложенный микрозернистым агрегатом глинистых минералов и рассеянный (со смещением) поперечными микротрещинами, по которым развиты новообразованные глинистые минералы (или серицит?)



Рис. 4.5.14. Южная часть Медвежьей пещеры, т.н. 7254. Выпуклая залежь глинистого материала. Слева на известняке – железистая корочка



Рис. 4.5.15. Там же, в двух метрах восточнее. Круто выклинивающаяся трещина



Рис. 4.5.16. Т.н. 7254, фрагмент. Известняк с прожилками глинистого материала

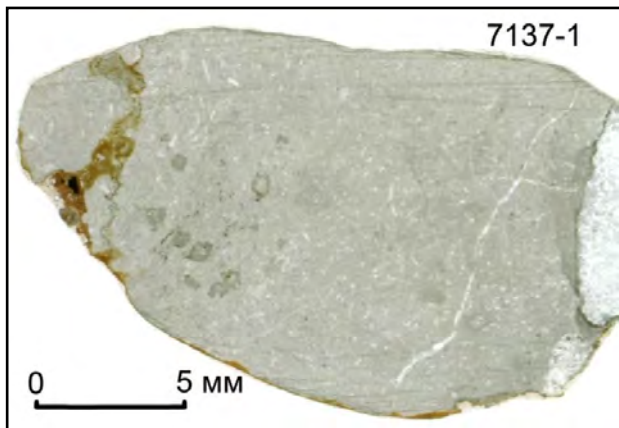


Рис. 4.5.17. Шлиф 7137-1. Обломок известняка, инъецированный (слева) глинистым материалом

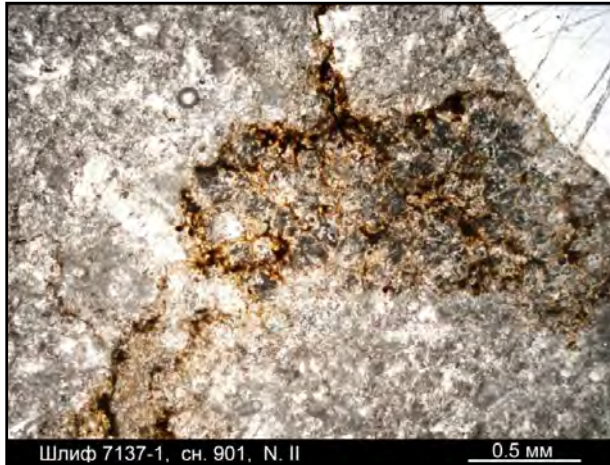


Рис. 4.5.18. Шлиф 7137-1, снимок 901, ник. II. Инъецирование перекристаллизованного известняка железисто-глинистым цементом брекчии

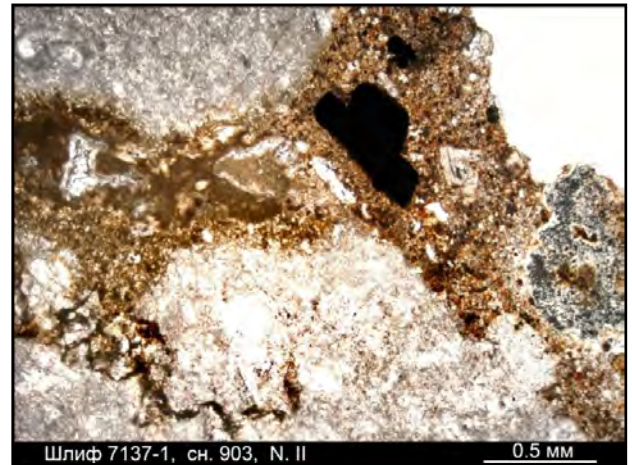


Рис. 4.5.19. Шлиф 7137-1, снимок 903, ник. II. Цементация железисто-глинистым материалом обломков известняка



Рис. 4.5.20. Пещера Медвежья, т.н. 7255. Белое – места отслоения железистых корочек

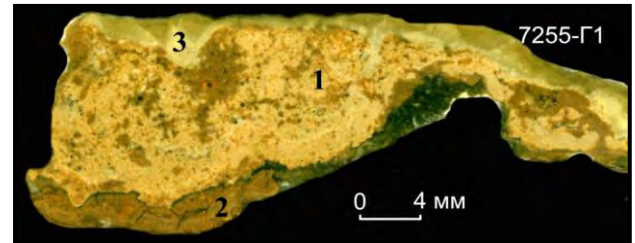


Рис. 4.5.21. Образец 7255-Г1. Коррозионный контакт известняка (3) и гидрослюдисто-глинистого материала коричневатожёлтого цвета (1). Внизу – коричневый глинистый материал (2)

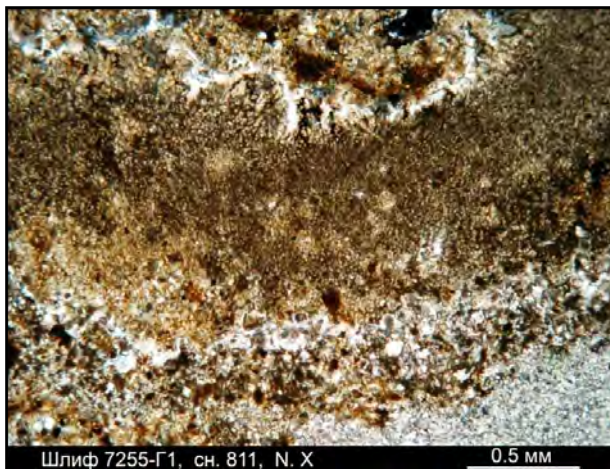


Рис. 4.5.22. Шлиф 7255-Г1, снимок 811, ник. X. Внизу – известняк. Выше – прослой мелкозернистого глинисто-карбонатного материала и прослой тонкозернистой серо-коричневой глины

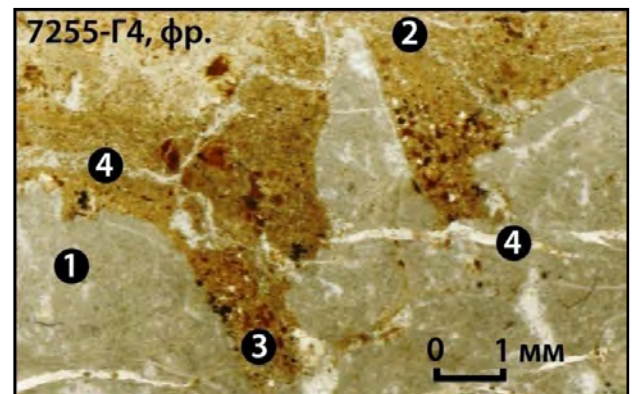


Рис. 4.5.23. Шлиф 7255-Г4, фрагмент. Контакт железистой корочки с известняком: 1 - известняк, 2 – гидрослюдисто-глинистый материал, 3 – скопление осколков изменённого стекла (?), 4 - карбонатный прожилок

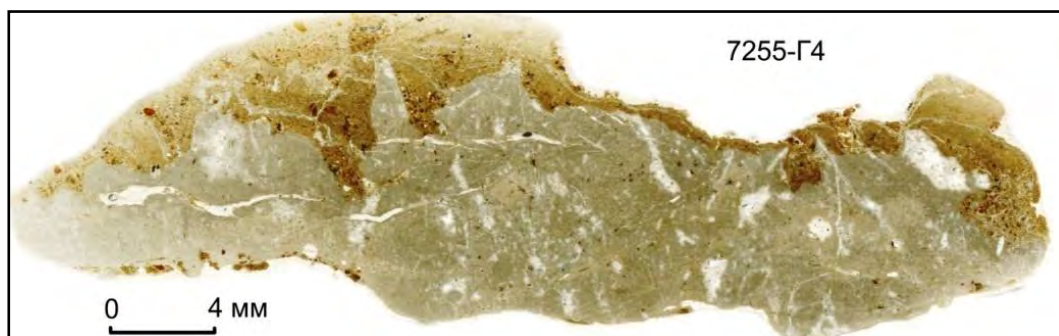


Рис. 4.5.24. Шлиф 7255-Г4. Известняк с прилегающей к нему железисто-глинистой корочкой

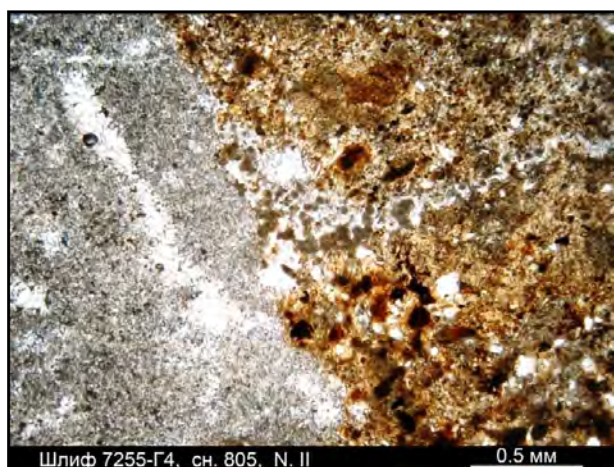


Рис. 4.5.25. Шлиф 7255-Г4, снимок 805, ник. II.
Характер контакта известняка и железисто-глинистого материала

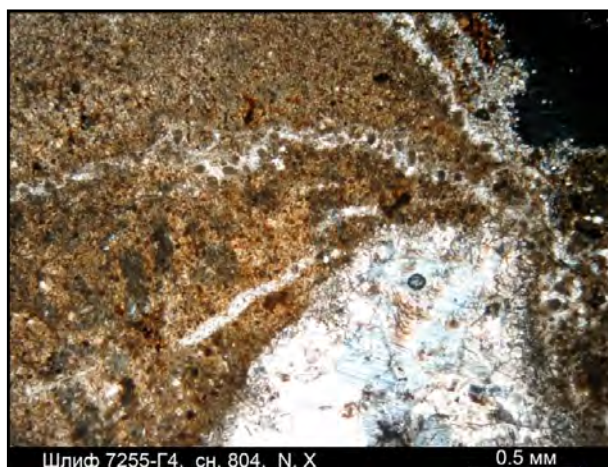


Рис. 4.5.26. Шлиф 7255-Г4, снимок 804, ник. X.
Внутреннее строение железисто-глинистой корочки:
наличие карбонатных прослоев (белое); внизу –
изменённый известняк

4.6. Пещера Мариинская

Пещера расположена на восточной окраине пос. Верхняя Губаха. Входы в пещеру находятся в левом борту Мариинского лога, в скальном обнажении брекчиевидных известняков серпуховского яруса нижнего карбона. Пещера представляет собой сложную систему пересекающихся полостей: щелевидных гротов субвертикального сечения шириной 2-4 м, высотой до 10 м, вытянутых в широтном направлении и погружающихся к востоку под углом 25-30°, и субгоризонтальных галерей, ширина которых нередко превышает высоту. Суммарная протяжённость ходов пещеры, по данным С.В. Валуйского [6], составляет 1,0 км, глубина – 47 м.

Отличительной особенностью пещеры является то, что оба её входа находятся в пределах единого крупного выхода брекчиевидных известняков, образующих скальный выход и погружающихся согласно с залеганием известняков к востоку.

Глинистые отложения распространены преимущественно в восточной (нижней) части пещеры; в центральной части они отмечаются эпизодически.

В различных частях пещеры встречаются брекчированные известняки; опробовано одно обнажение – в гроте Летучих Мышей. План пещеры и схема опробования приведены на рис. 4.6.1.

4.6.1. Глинистые отложения пещеры Мариинская

Глинистые отложения широко распространены в западной (наиболее низкой) части пещеры; небольшие реликты залежей глинистого материала находятся на т.н. Втором этаже пещеры (грот Перемычка) и на периферии грота Медвежий, расположенного в южной части пещеры. Отложения в своё время были затоплены, однако признаков их водного переотложения не наблюдается.

4.6.1.1. Точка наблюдения 7091

Из залежи коричневого глинистого материала на полу небольшого бокового ответвления грота Медвежий с глубины 30-40 см взята мине-

ралогическая проба 7091 весом 4,0 кг. Признаков сортировки материала не наблюдается, хотя грот, судя по наличию на натёчных образованиях уровней стояния воды (рис. 4.6.2), претерпевал длительные затопления.

Вещественный состав

Исходный вес минералогической пробы 7091 составлял 6,0 кг. После отмучивания глинистой фракции вес пробы уменьшился до 2,9 кг; после отсева: вес песчаной фракции < 0,7 мм - 380 г, вес тяжёлой фракции 0,33 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7091:

- немагнитная фракция: редкие зёрна карбонат-фосфатных обломков, циркона, рутила; единичные зёрна лейкоксена, анатаза, корунда, турмалина;

- электромагнитная фракция (0,31 г): гидроксиды железа, в т.ч. псевдоморфозы по пириту (99 %); редкие зёрна ильменита и хромшпинелида;

- магнитная фракция (0,02 г): магнитные гидроксиды железа (100 %), редкие зёрна магнетита.

Отмечены особенности: кристаллы ильменита и магнетита не окатаны, имеют чёткие рёбра и грани со штриховкой. Магнитные гидроксиды железа представлены округлыми зёрнами с шероховатой и глянцевой поверхностью.

Текстурно-структурные признаки

Образцы 7091-1, -2 (рис. 4.6.3, -4). Разнообломочная горная порода (брекчия) красновато-коричневого цвета, карбонатно-глинистого состава. Текстура литокластическая (туфовая). Порода практически полностью (на 90-95 %) состоит из обломков размерами 0,2-5,0 мм.

Состав породы:

- остроугольные обломки (до 6 мм) известняка и кварцевого алевrolита;

- остроугольные обломки аргиллитоподобного глинистого материала;

- обломки рудного материала;

- единичные фрагменты натёчных образований;

- связующая масса, состоящая из зёрен (преимущественно глинистых) размерами менее 0,2 мм. Признаков сортировки материала не отмечается.

Шлиф 7091-3 (рис. 4.6.5). Брекчия буровато-коричневого цвета, карбонатно-глинистого состава. Текстура литокластическая (туфовая). Обломки составляют до 70 % площади шлифа, они представлены:

- крупнокристаллическим известняком;
- кварцевым алевролитом, отдельные обломки которого замещены концентрически-зональным халцедоном;
- многочисленными конкрециями халцедона;
- костными остатками, заполненными карбонатом кальция;
- среднекристаллическим карбонатом кальция, содержащим в межзерновых промежутках гидрослюдисто-глинистый материал;
- ожелезненным глинистым материалом с костными остатками, размер обломков – до 9 мм.

Связующая масса (30 %) представляет собой разномерный агрегат (преобладают зёрна менее 0,02 мм) гидрослюды, глинистого материала, известняка, тонкодисперсного рудного минерала и редких зёрен кварца.

Отмечены гнезда крупнокристаллического кальцита (рис. 4.6.6, -7). На рис. 4.6.6: 1- мелкозернистая связующая масса породы коричневого цвета, 2 – кальцит, 3 – полигональный обломок связующей массы, 4 – брекчия с гётитовым цементом.

В обломках гётита, непрозрачных в обычном проходящем свете (рис. 4.6.8), при просвечивании интенсивным светом заметны реликты органические остатков (рис. 4.6.9). В отражённом свете в обломках гётита, непрозрачных в обычном проходящем свете, отчётливо видны детали внутреннего строения (рис. 4.6.10, -11, -12). На рис. 4.6.11 – контакт известняка (светлое) и рудного минерала.

Типичный пример структуры связующей массы породы приведён на рис. 4.6.13. Среди разномерного глинисто-карбонатного цемента базального типа (1) встречаются скопления обломков зонального халцедона (2), сосредоточенные в верхней части снимка, и крупные обломки перекристаллизованной карбонатной породы (3), инъецированной материалом цемента. Цементация породы происходила после формирования обломков халцедона.

4.6.1.2. Точка наблюдения 7092

Из глинистых отложений, заполняющих боковое ответвление в южной части грота Перемышка, с глубины 20-30 см взята минералогическая проба 7092 весом 4,3 кг.

Характер залегания глинистого материала более наглядно представлен в расчистке, расположенной в западной части грота Перемышка. Глинистый материал является связующей массой брекчии неясного происхождения (рис. 4.6.14).

Вещественный состав

После отмучивания глинистого материала пробы 7092 вес фракции размером $< 0,7$ мм составил 470 г. Вес тяжёлой фракции - 7,55 г, что соответствует $4,39 \text{ кг/м}^3$.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7092:

- немагнитная фракция (0,035 г) представлена преимущественно карбонатом и карбонат-фосфатными обломками (99 %); прочие минералы - циркон (1 %) и редкие зёрна рутила, анатаза, кварца, лейкоксена, корунда, марказита, апатита, силлиманита, турмалина;

- электромагнитная фракция (6,970 г): преобладают гидроксиды железа и псевдоморфозы лимонита по пириту (100 %); прочие минералы - редкие знаки турмалина, ильменита, хромшпинелида, псевдоморфоз лимонита по пириту, моноклинного пироксена, эпидота, гематита, амфибола, пумпеллиита и единичные знаки альмандина, хлорита и бесцветной слюды;

- магнитная фракция (0,545 г): преобладают магнитные гидроксиды железа (100 %); прочие минералы - магнитные сферулы, магнетит.

Отмечены следующие особенности:

1. Хромшпинелид представлен октаэдрами с округлыми рёбрами; размер зёрен $0,1 \times 0,15$ мм, $0,2 \times 0,25$ мм.

2. Ильменит - кристаллы таблитчатой формы и угловатые, слабоокатанные зёрна размерами 0,2 – 0,3 мм, двупреломляющие в разной степени.

3. Магнитные сферулы имеют правильную округлую форму, чёрный цвет, матовую поверхность; размеры 0,05-0,15 мм.

Глинистые отложения Мариинской пещеры, несмотря на наличие следов затопления пещеры водой, не имеют признаков сортировки материала. *Разнообломочная текстура породы и наличие магнитных микросферул позволяет предполагать её туфогенную природу.*

4.6.2. Брекчия в гроте Летучих Мышей

В южной стене грота Летучих Мышей, представляющего собой щелевидную, с верти-

кальными стенами, полость шириной порядка 3 м, среди массивных органогенных известняков на площади в несколько квадратных метров обнажаются брекчии (рис. 4.6.15). Визуально они аналогичны брекчиевидным известнякам, обнажающимся у входа в пещеру и в гроте Губахинском. Участок стены, сложенный брекчиями (т.н. 7090), не образует среди массивных известняков углубления, несмотря на то, что брекчии являются значительно менее прочными горными породами, чем массивные известняки. Более того, крупные обломки в составе брекчий отпрепарированы заподлицо с остальной стеной, а цемент брекчий корродирован на глубину не более 5 см. Очевидно, что процессы, которые привели к образованию грота, не делали различия между горными породами различной прочности.

Примечательно, что известняки, слагающие обломки, имеют чёрную окраску. На рис. 4.6.16 - зачистка по брекчии: светлое – кальцитовая натёчная кора, тёмное – обломки известняка и обохренный цемент.

Вещественный состав

Цемент брекчии составляет не более 10 % объёма породы. В его составе преобладает карбонат (70-90 %), присутствует гидрослюдистый материал зеленоватого цвета. Из цемента отобрана минералогическая проба 7090 весом всего 70 г. Исследуемый материал сильно ожелезнён и характеризуется высоким выходом тяжёлой фракции (0,04 г).

Минеральный состав тяжёлой фракции следующий:

- немагнитная фракция (0,02 г): сростки карбоната и кварца (100 %), единичные знаки лейкоксена и турмалина;

- электромагнитная фракция (0,02 г): гидроксиды железа (80 %), гидроксиды марганца (15 %), сростки кварца и железистого карбоната (5 %), редкие зёрна эпидота, ильменита, единичные зёрна псевдоморфоз лимонита по пириту, амфибола, альмандина, мартита, фосфата, ставролита;

- магнитная фракция: редкие зёрна магнитных гидроксидов железа, единичные зёрна магнетита и магнитные сферулы; последние имеют правильную округлую форму и не несут следов транспортировки.

Лёгкая фракция представлена преимущественно кварцем и карбонатом.

Характеризуя брекчии в гроте Летучих Мышей, необходимо отметить три момента:

1. В процессе дробления породы или до него светло-серый известняк подвергся изменениям, в процессе которых окраска его изменилась на чёрную.

2. Наличие в цементе брекчии магнитных сферул, имеющих правильную сферическую, не деформированную поверхность, свидетельствует о том, что цементация (возможно, и дробление) была связана с вулканическим процессом, отличительной особенностью которого была интенсивная газовая составляющая.

3. На стенах грота, в частности – на обломках известняка, слагающих брекчию, отсутствуют следы водного растворения (фасетки).

Карбонатные брекчии отмечены также в гроте Губахинском и в скалах возле входов в пещеру (рис. 4.6.17). Ранее они были описаны Л.С. Кузнецовой как «брекчиевидные известняки». Л.С. Кузнецова на основании изучения шлифов утверждает, что брекчиевидная порода образовалась в результате доломитизации известняков под влиянием экзогенных факторов [33].

Нам представляется неубедительным вариант избирательного заимствования магния, необходимого для доломитизации, из окружающей среды; более естественно выглядит миграция магния из внедрившихся магматических пород основного состава, содержащих оливин или флогопит. Наличие в цементе брекчии магнитных сферул позволяет предполагать её формирование в результате *инъектирования раздробленного известняка раскалённым флюидизированным магматическим материалом, содержащим магний, т.е. имеющим основной состав.*

Иллюстрации к главе 4.6

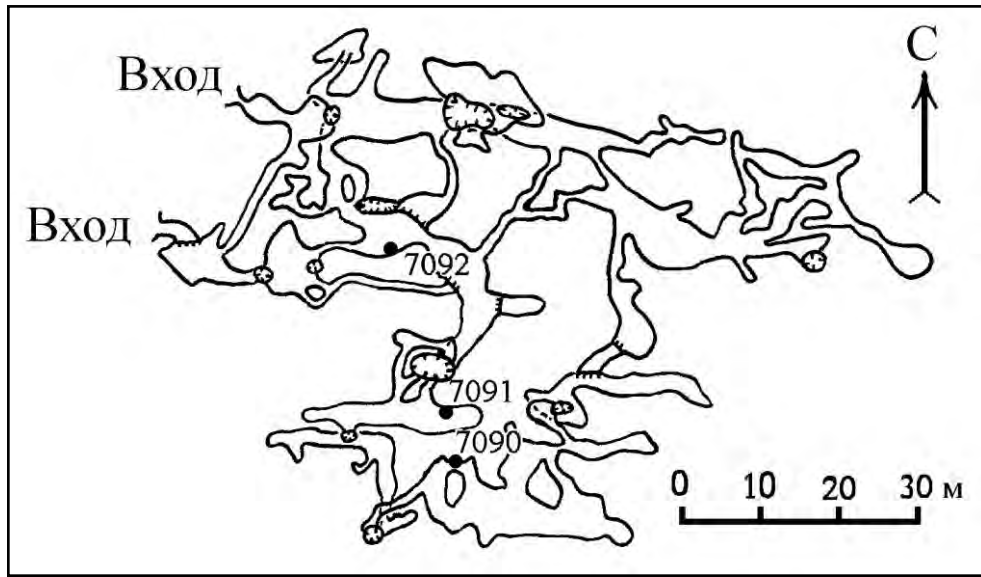


Рис. 4.6.1. Пещера Мариинская. План и схема опробования



Рис. 4.6.2. Грот Медвежий. Уровень стояния воды

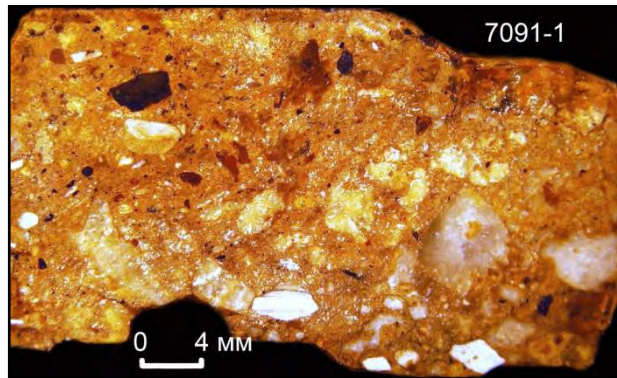


Рис. 4.6.3. Образец 7091-1. Глинистый материал с пола пещеры; брекчия, состоящая из обломков глинистого материала, известняка, кварцевого алевролита и из связующей массы

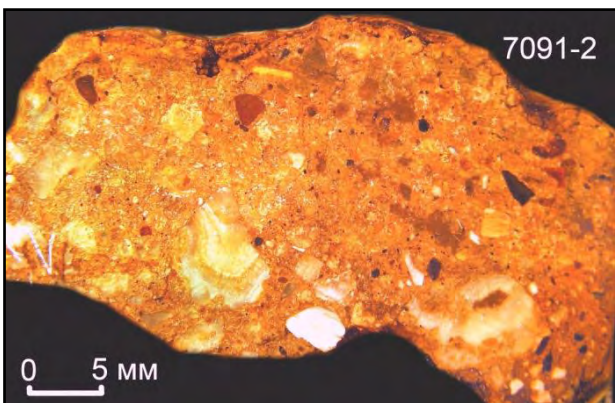


Рис. 4.6.4. Образец 7091-2. То же; присутствует обломок натёчного кальцита



Рис. 4.6.5. Шлиф 7091-3. Брекчия карбонатно-глинистого состава, литокластической текстуры

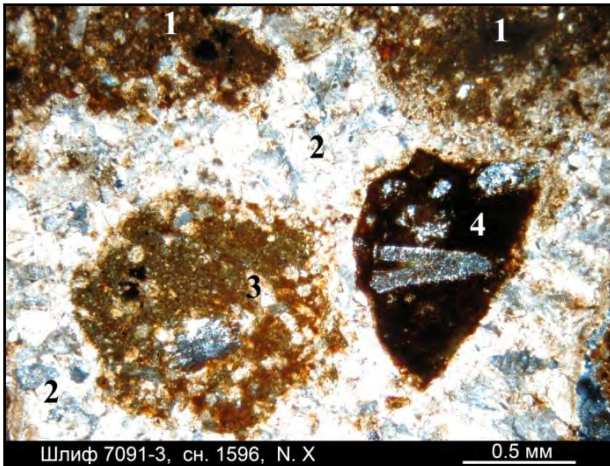


Рис. 4.6.6. Шлиф 7091-3, снимок 1596, ник. X. Среди глинистого материала (1) - гнездо крупнокристаллического кальцита (2); в нём - обломок цементующей массы (3) и обломок рудного минерала (4), предположительно - с замещёнными остатками фауны

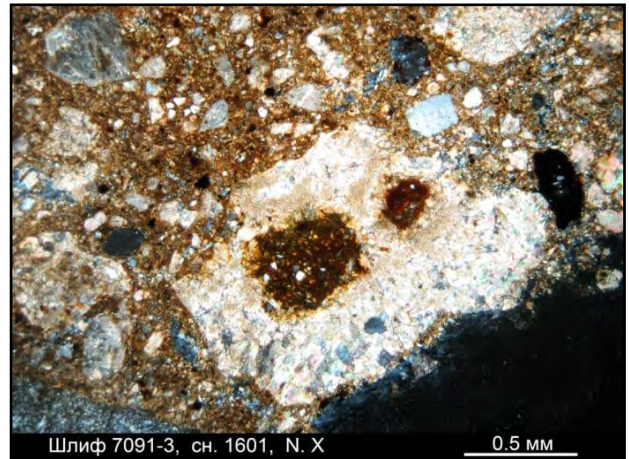


Рис. 4.6.7. Шлиф 7091-3, снимок 1601, ник. X. В связующей массе карбонатно-глинистого состава - обломок перекристаллизованной карбонатной породы с включениями ожелезнённого глинистого материала

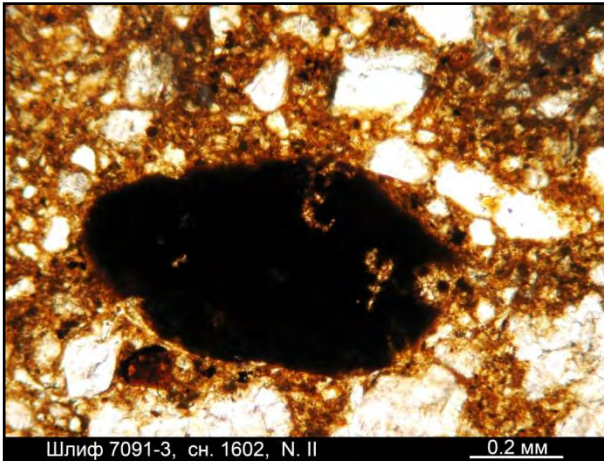


Рис. 4.6.8. Шлиф 7091-3, снимок 1602, ник. II. Овальное обособление рудного минерала (гётита?)

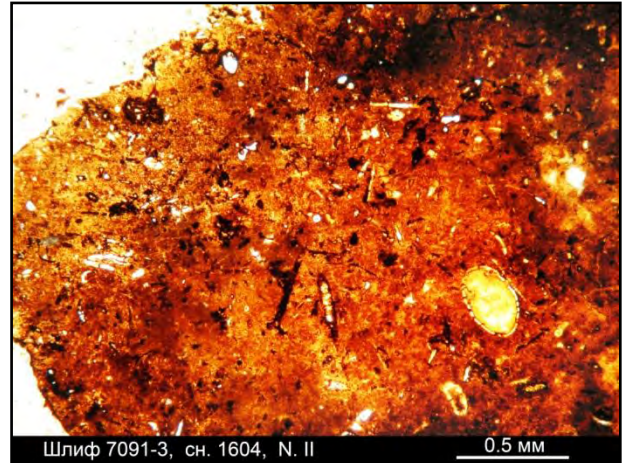


Рис. 4.6.9. Шлиф 7091-3, снимок 1604, ник. II. Внутреннее строение обломка рудного материала

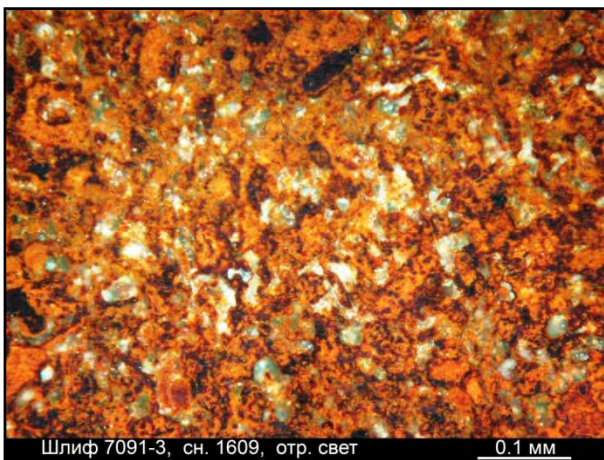


Рис. 4.6.10. Шлиф 7091-3, снимок 1609. Внутреннее строение обломка рудного материала в отражённом свете

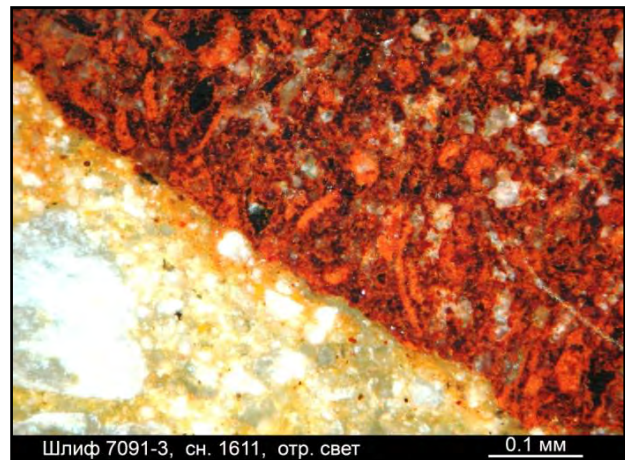


Рис. 4.6.11. Шлиф 7091-3, снимок 1611, в отражённом свете. Ровный контакт обломка рудного минерала (красновато-коричневое) и цементующей массы

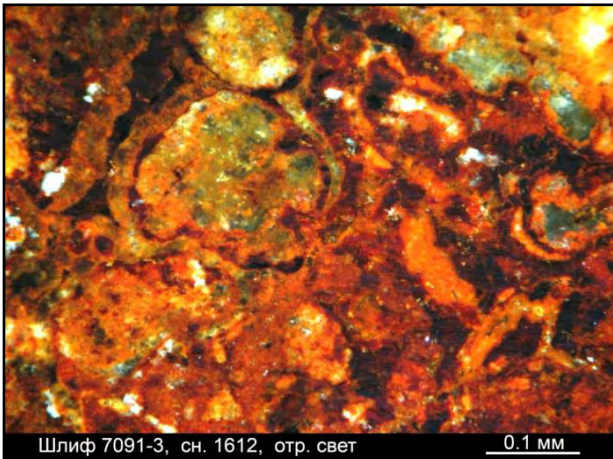


Рис. 4.6.12. Шлиф 7091-3, снимок 1612; обломок гётита в отражённом свете

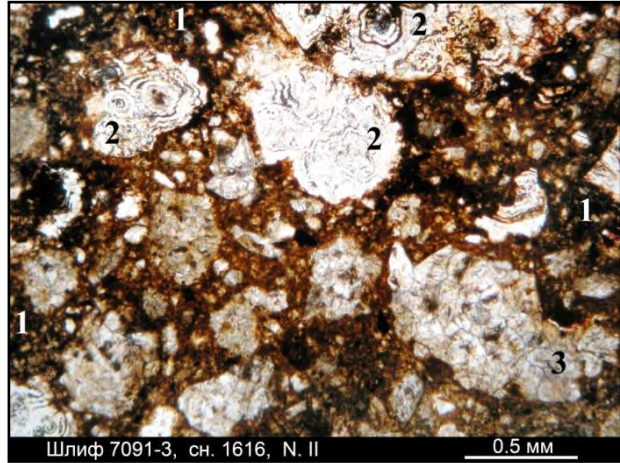


Рис. 4.6.13. Шлиф 7091-3, снимок 1616, ник. II. В связующей массе брекчии (1) – обломки зонального халцедона (2, 3)



Рис. 4.6.14. Грот Перемычка, т.н. 7092-Б. Отложения на полу грота



Рис. 4.6.15. Грот Летучих Мышей, северная стена. Т.н. 7090; общий вид обнажения брекчии



Рис. 4.6.16. Т.н. 7090, фрагмент обнажения брекчии; известняк имеет чёрную окраску



Рис. 4.6.17. Брекчиевидные известняки у входа в Мариинскую пещеру

4.7. Пещера Российская

Пещера расположена в 6 км южнее пос. Верхняя Губаха, в восточном борту Ладейного лога, в толще известняков визейского возраста, погружающейся к востоку под углами 20-25°. В структурном плане пещера находится на восточном крыле Главной Кизеловской антиклинали.

В пещере отчётливо прослеживаются два морфологических элемента: система извилистых щелевидных ходов субвертикального сечения (т.н. «меандров»), ширина которых с удалением от входа заметно возрастает, и меридиональная система крупных гротов, подавляющую часть объёма которой составляют гроты Гулливер и Великан (рис. 4.7.1). Протяжённость ходов пещеры достигает 1450 м [6]. Главная галерея пещеры полого погружается по напластованию известняков от входа до грота Гулливер, по ходу несколько увеличиваясь по ширине. Для её стен характерно обилие рёбер и полочек, подчёркивающих напластование пород; спелеологи традиционно считают их свидетельством избирательного размыва известняков водой [96].

Объектами исследования послужили выходы залегающих среди известняков тел гидрослюдистых горных пород и отложения коричневой глины, слагающие пол пещеры.

4.7.1. Брекчии с гидрослюдистым цементом

В пещере выявлены три области распространения брекчий с гидрослюдистым цементом. Одна из них находится в гроте Гулливер, другая – в средней части Главной галереи. Третья область находится южнее грота Гулливер; она не обследовалась по техническим причинам.

Почти по всему периметру грота Гулливер под его потолком обнажается выдержанный по простиранию пласт гидрослюдистых пород зелёного цвета мощностью до 30 см, полого погружающийся к востоку. Он охарактеризован точками наблюдения 7027, 7029. В северной части грота – мощная зона прожилков гидрослюдистого материала, секущих слоистость (т.н. 7240).

4.7.1.1. Грот Гулливер, точка наблюдения 7027

Обломочный материал, слагающий тело брекчий, представлен редкими, сравнительно

округлыми (но не окатанными) обломками известняка. Известняки, слагающие верхний экзоконтат тела, инъецированы глинистым материалом на глубину до 3 см, но в целом контакты тела ровные.

Из коренного выхода брекчий в западной стене грота Гулливер (рис. 4.7.2) отобрана минералогическая проба 7027 и серия образцов для изготовления шлифов.

Вещественный состав

Породообразующие минералы, по данным рентгенофазового анализа пробы 7027, представлены (по убыванию): гидрослюдой (явно более 50 %), кварцем, кальцитом, плагиоклазом.

Химический состав горной породы, по данным рентгеноспектрального флуоресцентного анализа, следующий (мас. %): SiO₂ – 55,36; TiO₂ – 0,76; Al₂O₃ – 16,63; Fe общее – 4,69; MnO – 0,024; MgO – 3,49; CaO – 2,90; Na₂O – <1, K₂O – 7,12; P₂O₅ – 0,07; V – 0,013; потери при прокаливании – 8,43.

Химический состав породы определён также микронзондовым исследованием шлифа 7027-3. Получены следующие средние (по 4 точкам) значения породообразующих окислов (мас. %): SiO₂ – 59,95; TiO₂ – 0,78; Al₂O₃ – 21,42; Fe общ. – 4,45; MnO – 0,00; MgO – 4,17; CaO – 1,48; Na₂O – 0,29; K₂O – 7,42.

Минеральный состав тяжёлой фракции цемента брекчии охарактеризован двумя минералогическими пробами. Состав их несколько различен.

Проба 7027 отобрана из коренного выхода гидрослюдистых пород зелёного цвета. Вес пробы 0,86 кг, вес тяжёлой фракции 0,53 г. Состав фракции 0,1 – 0,25 мм (0,33 г):

- немагнитная фракция (0,01 г): преобладает карбонат; присутствуют редкие зёрна циркона, рутила, анатаза, корунда, апатита, селадонита, пирита;

- электромагнитная фракция (0,32 г): преобладающая ассоциация - гидроксиды железа в сростках с карбонатом (100 %). Прочие минералы - редкие зёрна гидрослюды, кварца, марганцевых обломков, гидрослюдистого материала с рудным материалом, турмалина и эпидота;

- магнитная фракция: редкие зёрна магнетита, магнитных гидроксидов железа и магнитных сферул.

Проба 7240-6 отобрана из развала гидрослюдистых пород под обнажением 7027. Вес пробы 3,0 кг, вес тяжёлой фракции 0,89 г. Состав фракции 0,1 – 0,25 мм (0,30 г):

- немагнитная фракция: редкие зёрна циркона, карбоната, пирита, немагнитной примеси, анатаза;

- электромагнитная фракция (0,29 г): гидроксиды железа (99 %); редкие зёрна ильменита, карбоната, моноклинного пироксена, агрегата гидрослюды и рудного минерала, стекла вулканического;

- магнитная фракция: редкие зёрна магнитных гидроксидов железа, окисленной примеси, вулканического стекла; редкие магнитные сферулы правильной формы, с гладкой поверхностью.

Текстурно-структурные признаки

Шлиф 7027-1 (рис. 4.7.3). Гидрослюдистая порода грязно-зелёного цвета, аргиллитоподобная, без признаков сортировки материала. Текстура массивная, со слабо проявленной брекчиевидностью. Структура микрозернистая. Порода состоит из остроугольных обломков (до 4 мм) однородного аргиллитоподобного гидрослюдистого материала, сцементированных микрозернистым агрегатом обломков того же состава.

Аргиллитоподобный материал сложен микрозернистым агрегатом чешуек гидрослюды, рассечённым микропрожилками кальцита. Для основной массы и обломков характерно наличие слабоконтрастных теневых структур, развитых по мелким обломкам и подчёркнутых тёмными каёмками; некоторые из них имеют кристаллографические очертания (рис. 4.7.4, -5). Наблюдается тонкая вкрапленность рудного минерала и редкие разрозненные зёрна кварца алевритовой размерности. Порода карбонатизирована по трещинам и межзерновым промежуткам (белые участки на рис. 4.7.4).

В центре рис. 4.7.6 – крупный обломок породы, аналогичной по структуре основной массе породы; в его нижней части - выделение рудного минерала, расположенное на продолжении вытянутого гнезда кальцита.

В правой части рис. 4.7.7 – округлое, с элементами полигональности, гидрослюдистое образование зеленовато-коричневато-серого цвета, имеющее своеобразное «бегущее» угасание и характерные для оливина волнистые трещины (1). Напоминает округлые глинистые образования в шлифах 7059, 7095. Связующая масса (2) рассечена многочисленными гнездами и прожилками кальцита (3).

В верхней части снимка – обломок известняка, инъецированный гидрослюдистым и рудным материалом (4).

Шлиф 7027-3 (рис. 4.7.8). Массивная гидрослюдистая порода зелёного цвета, разнообломочная. Состоит из крупных, до 3-6 мм, обломков гидрослюдистого материала, имеющих относительно однородное строение, и цементирующей массы, сложенной обломками того же состава размером 0,2-0,02 мм. Выделяются участки различной степени раздробленности, имеющие субпараллельную ориентировку.

Исследуемая порода содержит тонкую вкрапленность рудного минерала; гнезда гётита размером до 0,2 мм приурочены к редким, мелким обломкам перекристаллизованного известняка.

Выводы. Исследуемая горная порода сложена вторичным гидрослюдистым материалом зелёного цвета, массивной, местами брекчиевой текстуры, без признаков сортировки материала. Структура микрозернистая. Порода состоит из остроугольных обломков (0,1-4,0 мм) однородного вторичного аргиллитоподобного материала, сложенного микрозернистым агрегатом чешуек гидрослюды, и цементирующей массы, представляющей собой агрегат меньших по размеру обломков того же состава. Порода карбонатизирована по трещинам и межзерновым промежуткам. Встречаются редкие зёрна кварца алевритовой размерности.

Судя по структурным особенностям и по наличию магнитных сферул, вторичная глинистая порода имеет туфогенную природу и первоначально сформировалась в условиях активного газового режима. Высокая концентрация K_2O указывает на повышенную щёлочность исходной породы.

4.7.1.2. Грот Гулливер, точка наблюдения 7029

В южной части грота обнажается фрагмент протяжённого пласта гидрослюдистых пород, описанных в т.н. 7027. Мощность пласта здесь меньше, чем в т.н. 7027; параллельно ему, в 1,5-2,0 м ниже, залегают менее протяжённые прослои аналогичных гидрослюдистых пород мощностью до 5 см (рис. 4.7.9).

Под обнажением встречены обломки известняка, рассечённого прожилками гидрослюдистого материала, имеющими сложную извилистую конфигурацию (рис. 4.7.10).

Вещественный состав

Породообразующие минералы, слагающие исследуемую породу, определены комплексом рентгенофазового и термического анализа (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Порода, как и в т.н. 7027, состоит из гидрослюды (70 %), кварца (20 %) и кальцита (10 %).

Химический состав гидрослюдистой породы определён микрозондовым анализом шлифа 7029-2. Средние (по 6 точкам) значения породообразующих окислов (мас. %): SiO₂ – 55,48; TiO₂ – 0,78; Al₂O₃ – 21,67; Fe общ. – 5,02; MnO – н/опр., MgO – 4,75; CaO – 0,52; Na₂O – н/опр., K₂O – 7,15.

Текстурно-структурные признаки

Текстурно-структурные характеристики исследуемой породы схожи с характеристиками породы, залегающей в т.н. 7027.

Образцы, шлиф 7029-2, -3 (рис. 4.7.11, -12, -13). Массивная гидрослюдистая порода зелёного цвета (1), однородная, трещиноватая, с сеткой микропрожилков карбоната (2). Структура вторичная чешуйчатая. В скрещенных направлениях гидрослюдистый материал имеет вид войлока. Наблюдается одновременное погасание крупных, до 4-5 мм, его участков.

По всей породе развита тонкая вкрапленность окисленного пирита. Зёрна кварца, характерные для шлифа 7027, отсутствуют.

В левой верхней части рис. 4.7.12 – обломок перекристаллизованного известняка (3), к нему примыкает зона вторичного ожелезнения (4).

4.7.1.3. Грот Гулливер, точка наблюдения 7240

В северной части грота Гулливер известняки, слагающие стены грота, отличаются сильной трещиноватостью (рис. 4.7.14); трещины заполнены зеленоватым гидрослюдистым материалом (на снимке – светлое). В восточной стене грота обнажается обширная (более 5 м) зона дробления, инъецированная глинисто-гидрослюдистым материалом голубовато-зелёного цвета. На рис. 4.7.15 изображён её фрагмент (2,0×1,5 м); между глыбами известняка – гидрослюдисто-карбонатная брекчия, в связующей массе которой преобладает (по определению Ю.Л. Крецера, ЗАО «РАЦ Механообр Инжиниринг Аналит») иллит. Признаков избира-

тельного размыва цемента брекчии не наблюдается.

Вещественный состав

Средний химический состав гидрослюдистого материала (иллита) из связующей массы брекчии (проба 7240), по данным микрозондового анализа (аналитик Ю.Л. Крецер), следующий (мас. %): SiO₂ – 50,97; TiO₂ – 0,54; Al₂O₃ – 16,52; FeO – 5,25; MnO – 0,00; MgO – 3,92; CaO – 0,00; Na₂O – 0,00; K₂O – 6,64; сумма = 83,84. Повышенное содержание калия характерно для иллита, нередко развивающегося по породам щёлочно-основного состава.

В прожилках гидрослюдистого материала отмечено значительное количество лейкоксена; средний (по 6 точкам) химический состав его следующий (мас. %): SiO₂ – 0,00; TiO₂ – 53,88; Al₂O₃ – 0,00; FeO – 33,65; MnO – 1,66; MgO – 0,36; CaO – 0,00; Na₂O – 0,00; K₂O – 0,00.

Текстурно-структурные признаки

Шлиф 7240-1В (рис. 4.7.16). Обломочный материал брекчии представлен:

- сильно трещиноватыми, инъецированными гидрослюдистым материалом известняками;

- гидрослюдистым материалом двух разновидностей: однородным и содержащим микровключения, придающие породе порфирированный облик.

Связующая масса также имеет брекчиевую структуру, размер обломков, представлен преимущественно гидрослюдистым материалом, – менее 0,2 мм. Цемент представляет собой мелко-микрозернистый агрегат частиц гидрослюдистого материала.

Предположительно, связующая масса представляет собой литокластический ксено туф щёлочно-основного состава.

4.7.1.4. Главная галерея, точка наблюдения 7124

Главная галерея представляет собой извилистый ход шириной 1-2 м, высотой от 3-4 до 8-10 м. Ширина и высота галереи возрастают по мере удаления от входа. Характерно наличие «рёбер» - полочек, выступающих из стен на 10-20 см, полого погружающихся от входа в пещеру к дальней части галереи.

В юго-восточной стене Главной галереи на высоте 2,0-2,5 м от уровня пола среди кавер-

нозных органогенных известняков залегает тело брекчий с вторичным гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета. Брекчии прослеживаются в стене галереи более чем на 20 м.

На рис. 4.7.17 изображён нижний фрагмент обнажения; характерно наличие светлых реакционных кайм на периферии обломков известняка (см. левую нижнюю часть снимка). Обломки значительно темнее, чем вмещающие массивные известняки.

Верхний контакт тела брекчии неровный (рис. 4.7.18), сопровождается инъекциями гидрослюдистого материала в известняке. Стена галереи над телом брекчий характеризуется обилием относительно небольших (порядка 10 см) полусферических углублений.

Примечательная особенность брекчий – отсутствие следов избирательного размыва: брекчии не образуют ниши на вертикальной стене галереи.

Текстурно-структурные признаки

Текстура брекчий агломератовая. Овальные обломки известняка размером 2-10, до 15 см составляют до 70 % объёма породы. Они сцементированы мелкообломочной брекчией, состоящей из обломков гидрослюдистого материала, реже известняка; связующая масса её визуальна аналогична материалу брекчии, описанной в т.н. 7027.

Образец, шлиф 7124-1 (рис. 4.7.19). Гидрослюдисто-карбонатная брекчия. Крупные, до 2,2 мм, обломки перекристаллизованного известняка сцементированы мелкообломочной брекчией гидрослюдистого состава. Состав мелкообломочной брекчии:

- остроугольные обломки гидрослюдистого материала светло-бурого цвета, микрозернистой структуры, однородные; в скрещенных николях обломки погасают целиком;
- редкие, мелкие обломки известняка;
- цементирующая масса зеленоватобурого цвета, микрозернистой структуры; в скрещенных николях гаснут составляющие её микрочастицы.

На рис. 4.7.20 – обломки анизотропного гидрослюдистого материала (1) и известняка серого цвета (2) сцементированы мелкозернистым гидрослюдистым материалом коричневого цвета (3). Крупные обломки известняка инъецированы микропрожилками гидрослюдистого материала.

Гидрослюдистая связующая масса брекчии неоднородна. Она состоит (шлиф 4.7.21) из обломков однородного гидрослюдистого материала коричневатосерого цвета (1), обломков

железисто-гидрослюдистого материала (2) и микрозернистого гидрослюдистого цемента коричневого цвета (3), содержащего мелкие ($\leq 0,1$ мм) включения вторичного гидрослюдистого материала, придающие породе порфиновый облик. В обломке известняка, занимающем правую часть снимка, наблюдаются два типа инъекций гидрослюдистого материала: по микротрещинам (4) и объёмные инъекции, возможные при ассимиляции или термическом разложении известняка (5). Известняк (6) сильно перекристаллизован.

Шлиф 7124-2 (рис. 4.7.22). Порода, аналогичная шлифу 7124-1. Карбонатно-гидрослюдистый цемент имеет фиолетово-зелёную окраску, содержит тонкодисперсную вкрапленность рудного минерала, оскольчатых зёрен кварца и обилие мелких гнёзд раскристаллизованного халцедона. Отмечены обособления цемента размером до 3×5 мм, не содержащие обломков.

В породе преобладает цемент «плёночно-го» типа, пропитывающий обломки известняка (рис. 4.7.23).

В верхней части рис. 4.7.24 – фрагмент крупного обломка известняка с микрофауной фузулинид. Ниже находится брекчия, состоящая из обломков известняка (с нечёткими контактами), пронизанных по межзерновым промежуткам ветвящимися прожилками гидрослюдистого материала. В брекчии вблизи обломка известняка – обилие мелких, до 0,3 мм, конкреций халцедона.

На рис. 4.7.25 – контакт микрозернистой связующей массы коричневого цвета и органогенного известняка; гидрослюда образует в известняке инъекции с нечёткими очертаниями. Помимо гнёзд кварца, связующая масса при контакте содержит тонкодисперсную вкрапленность окисленного пирита.

Предположительно, цементирующая масса агломератовой брекчии в т.н. 7024 представляет собой изменённую ксенотуфобрекчию.

4.7.2. Глинистые отложения Российской пещеры

Глинистые отложения широко распространены в восточной части Главной галереи, где они слагают неровный, всхолмлённый пол грота Кизеловцев (т.н. 7030), и обнажаются среди глыб известняка в средней части грота Гулливер (т.н. 7028).

Не исключено, что из юго-западной части Главной галереи глинистый материал был смыт водными потоками – на стенах нередко отмеча-

ются натёчные образования типа кораллитов, характерные для условий застойного водного режима.

4.7.2.1. Грот Гулливер, точка наблюдения 7028

Глыбы известняков, слагающие пол грота Гулливер, перекрывают обширную залежь глинистого материала мощностью более 1 м. В наиболее низкой части грота среди глыб обнажается островок этой залежи размерами 5×10 м. Он пересечён канавой глубиной 1,1 м, пройденной спелеологом С.А. Меньших.

В вертикальном разрезе выделяются три пласта (сверху вниз):

0,0-0,1 м – глина коричневого цвета, однородная, липкая, без обломков;

0,1-1,0 м - глина коричневого цвета, однородная, суховатая, рыхловатая, рассыпчатая, без признаков слоистости. На срезе глины замечена обломочная текстура; более ярко она проявлена в карбонатных стяжениях, пропитывающих глинистый материал. Встречаются редкие крупные, до 0,5 м, обломки известняков.

1,0-1,1 м – глыбы известняка, покрытые глиной *зеленоватого* цвета.

Среди глинистого материала встречаются карбонатно-глинистые стяжения овальной формы, состоящие преимущественно (на 95-99 %) из остроугольных обломков глинистого материала, сцементированных незначительным количеством карбоната. Карбонатизация позволила законсервировать первичную структуру исходной силикатной породы.

Магнитные свойства

В стенке канавы с интервалом 0,1 м произведены замеры магнитной восприимчивости глины ($n \times 10^{-3}$ ед. СИ), сверху вниз:

0,0 м – 0,18; 0,1 м – 0,18; 0,2 м – 0,26; 0,3 м – 0,56; 0,4 м – 0,61; 0,5 м – 0,94; 0,6 м – 0,87; 0,7 м – 0,81; 0,8 м – 0,57; 0,9 м – 0,60; 1,0 м – 0,62.

Как и в других пещерах, до глубины 0,3 м магнитная восприимчивость глины понижена экзогенными процессами. Ниже по разрезу её среднее значение равно 0,71. Магнитная восприимчивость известняков в стенах пещеры составляет 0,00 – 0,01 ($n \times 10^{-3}$) ед. СИ, т.е. известняки, ввиду отсутствия в них магнитных минералов, являются немагнитными образованиями; при этом магнитная восприимчивость глины близка к магнитной восприимчивости пород основного-ультраосновного состава.

Текстурно-структурные признаки

Образец, шлиф 7028-6 (рис. 4.7.26, -27). Разнообломочная горная порода карбонатно-глинистого состава. Текстура обломочная (литокластическая), структура основной массы герокластическая (кристаллолитокластическая).

Состав породы:

- крупные, до 10 мм, обломки перекристаллизованного известняка (1);

- обломки гидрослюдистого аргиллитоподобного материала (возможно, изменённого стекла) размером до 1,5 мм (2);

- обломки, сложенные агрегатом хлорита и гидрослюды (возможно, изменённое стекло);

- связующая масса фисташково-зелёного цвета (3), состоящая из микрочешуйчатого агрегата гидрослюды, зёрен кварца (до 15 % состава связующей массы) и гидроокислов железа, имеющих пятнистое распределение.

Шлиф 7028-7 (рис. 4.7.28). Порода, аналогичная шлифу 7028-6; её состав:

- обломки (до 12 мм), аргиллитоподобного материала светло-бурого цвета; контакты между ними заметны лишь по микроструктуре;

- обломки известняка, полностью перекристаллизованного;

- связующая масса гидрослюдистоглинистого состава.

Характерна тонкодисперсная вкрапленность рудного минерала и наличие оскольчатых зёрен кварца, составляющих до 5-10 % объёма породы.

На рис. 4.7.29, -30 – фрагмент шлифа 7028-7 в проходящем свете и в скрещенных николях. В гидрослюдисто-глинистой основной массе породы (1), содержащей шпировидные скопления зёрен кварца, в скрещенных николях заметны тёмные структуры мелких обломков или минералов (2). Слева внизу – остроугольный обломок мелкозернистого кварцевого песчаника (3), вверху снимка – дендриты гидроксидов железа (4).

На рис. 4.7.31 связующая масса глинистой породы (1) обогащена зёрнами кварца. Она вмещает обломки аргиллитоподобного материала жёлтого цвета, не содержащего зёрен кварца и являющегося, предположительно, изменённым стеклом (2).

Для связующей массы характерны скопления листочков гидрослюды (в скрещенных николях – жёлтые), сосредоточенные преимущественно по периферии обломков (рис. 4.7.32, -33).

В верхней части рис. 4.7.34 – краевая часть крупного обломка известняка. Известняк полностью перекристаллизован, имеет мелко-

среднекристаллическую структуру; он интенсивно инъецирован по межзерновым промежуткам гидрослюдисто-глинистым материалом бурого цвета. Связующая масса обогащена гидроокислами железа.

4.7.2.2. Грот Кизеловцев, точка наблюдения 7030

Возле северной стены грота Кизеловцев находится обширный, всхолмлённый развал глинистого материала красновато-коричневого цвета. С поверхности глинистый материал представляет собой бесструктурную массу; на глубине 20-40 см в нём отчётливо проявлено обломочное строение.

Магнитная восприимчивость глинистого материала на поверхности залежи составляет 0,3-0,4 ($\times 10^{-3}$) ед. СИ, на глубине 20-30 см – 0,7-1,0, до 1,2 ($\times 10^{-3}$) ед. СИ.

Текстурно-структурные признаки

Шлиф 7030-1 (рис. 4.7.35). Разнообломочная брекчия буровато-коричневого цвета, глинистого состава. Текстура массивная, литокластическая.

Состав породы:

- остроугольные обломки (до 1,5 мм) флюидального красновато-коричневого глинистого материала, с волнистым погасанием, без зёрен кварца, являющегося, предположительно, изменённым стеклом (70 %);

- остроугольные обломки (до 2 мм) однородного микрозернистого материала зеленовато-бурого цвета, одновременно напоминающего и аргиллит, и изменённый фельзит (20 %). Содержит редкие мельчайшие осколочные зёрна кварца. Некоторые из обломков не гаснут в скрещенных николях, некоторые погасают целиком;

- буровато-зелёный гидрослюдисто-глинистый цемент (10 %); для него характерна повышенная концентрация осколчатых зёрен кварца.

Часть обломков ожелезнена с поверхности. Отмечаются единичные гексагональные призмы кварца.

Шлиф 7030-2 (рис. 4.7.36). Разнообломочная порода (брекчия) красновато-бурого цвета, глинистого состава. Текстура массивная, литокластическая.

Состав породы:

1) остроугольные обломки (размером 0,5-7,0 мм) однородного глинистого материала коричневого, буровато-зелёного цвета, с характер-

ными равномерно распределёнными пятнами ожелезнения (40 %);

2) обломки глинистого материала светло-бурого и жёлтого цвета, тонкофлюидального, реже спутанно-плойчатого (50 %), являющегося, предположительно, аргиллизированным стеклом щёлочно-основного состава;

3) связующая масса (10 %) гидрослюдисто-глинистого состава, буровато-зелёного цвета; образована «войлоком» микрочастиц гидрослюды, более крупных, чем в составе обломков.

В одном из крупных обломков отмечаются единичные зональные псевдоморфозы гидрослюды по полигональным кристаллам.

Единичные зёрна кварца содержат микровключения серицита.

В пределах фрагмента шлифа, изображённого на рис. 4.7.37, связующая масса практически отсутствует. Преобладают обломки красновато-коричневого вторичного глинистого материала, нередко – со следами течения. В нижней части шлифа – обломки глинистого материала жёлтого цвета, однородного, с волнистым погасанием (изменённое стекло?).

На рис. 4.7.38 выделяются три разновидности глинистого материала. Правую часть снимка занимает краевая часть крупного, до 5 мм, обломка глинистого материала пятнистой коричнево-бурой окраски, ориентированной структуры - исходная порода обладала или слоистостью, или флюиальностью. В верхней части обломка находится оолитовидное включение гидрослюдистого материала жёлтого цвета, без признаков зернистости (изменённое стекло?); в скрещенных николях в нём наблюдается волнистое погасание. Рядом с ним и в верхней части шлифа находятся остроугольные обломки подобного материала.

В левой части снимка – обломок тонкофлюидального гидрослюдистого материала зеленовато-серого цвета, погасающего в скрещенных николях целиком, как единый кристалл. Угол погасания 30°.

На рис. 4.7.39 - обломок флюиальной породы гидрослюдистого состава, с толщиной отдельных прослоев до 0,01 мм. Гидрослюдистый материал имеет вторичное происхождение – в скрещенных николях все прослои погасают одновременно.

В центре рис. 4.7.40 – крупный остроугольный обломок тонкофлюидального аргиллизированного стекла (1). В пределах данного снимка имеют место ещё три структурных разновидности глинистых пород:

1) обломки глинистой породы желтовато-коричневого цвета (2) со слабо проявленными признаками флюиальности, подчеркнутыми

ориентированным расположением ожелезнённых участков;

2) обломок пятнистой, порфиридовидного облика, вторичной глинистой горной породы (3), состоящей из светло-жёлтых включений и коричневого матрикса;

3) обломки до 0,3-0,5 мм микрозернистого вторичного глинистого материала коричневого цвета (4), затронутые по периферии более поздними наложенными изменениями.

На рис. 4.7.41, -42 – фрагмент крупного пятнистого обломка гидрослюдисто-глинистого материала красновато-коричневого цвета, микрозернистой структуры. Справа он ограничен прожилком однородного аргиллитоподобного материала красновато-жёлтого цвета, анизотропного, обладающего тонкой спутанной флюидальностью и являющегося, предположительно, аргиллизированным стеклом. Прожилок ориентирован поперёк вытянутых элементов неоднородности

крупного обломка. Контакты прожилка сглажены наложенными изменениями.

Аналогичный прожилок развит по краю треугольного обломка глинистого материала буровато-жёлтого цвета (рис. 4.7.43); предположительно, он также сложен изменённым стеклом.

На рис. 4.7.44 - обломок гидрослюдистого материала зонального строения. Центральная часть (1) погасает целиком, как единый кристалл; окружающие его зоны изменения (2) имеют волнистое погасание.

Предположительно, исследуемая горная порода является сильно изменённым (аргиллизированным) витро-литокластическим туфом. Состав исходной породы, судя по высокой концентрации соединений железа (и по высокой магнитной восприимчивости), а также по отсутствию порфирировых выделений кварца, основной или щёлочно-основной.

Иллюстрации к главе 4.7



Рис. 4.7.1. Пещера Российская.
План и схема опробования



Рис. 4.7.2. Грот Гулливер, т.н. 7027. Коренной выход гидрослюдистой брекчии

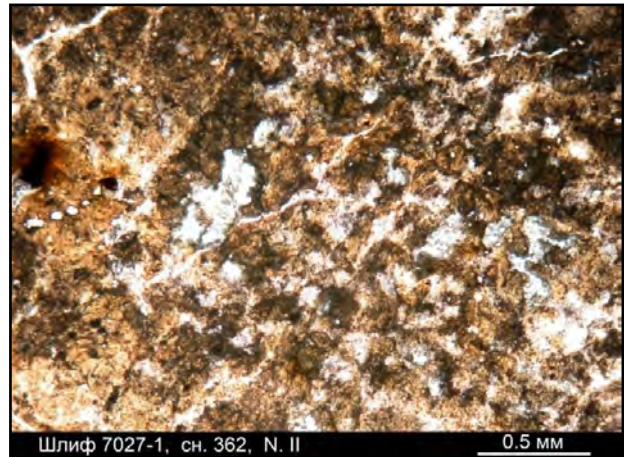


Рис. 4.7.4. Шлиф 7027-1, снимок 362, ник. II.
Разнообломочная гидрослюдистая брекчия.
Белое - карбонатизация

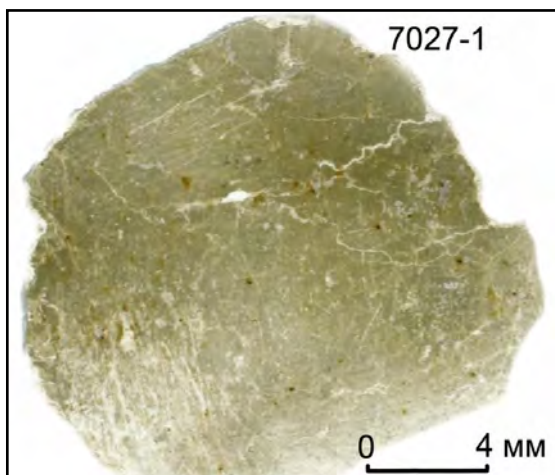


Рис. 4.7.3. Шлиф 7027-1.
Гидрослюдистая порода

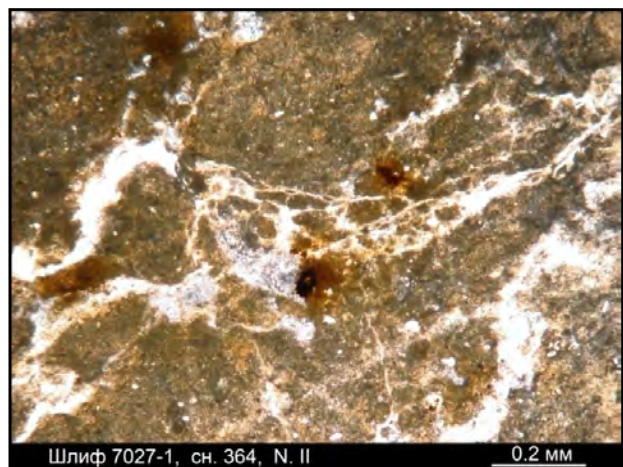


Рис. 4.7.5. Шлиф 7027-1, снимок 364, ник. II.
То же; кальцит – в виде прожилков

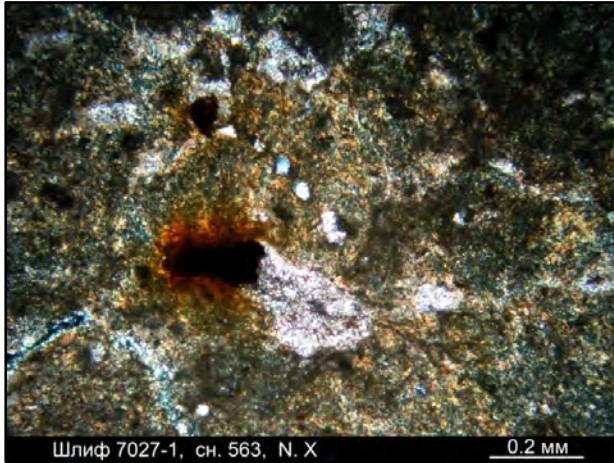


Рис. 4.7.6. Шлиф 7027-1, снимок 563, ник. X. Гидрослюдистая порода пятнистой окраски, отражающей её обломочную текстуру. Светлое – гнезда кальцита

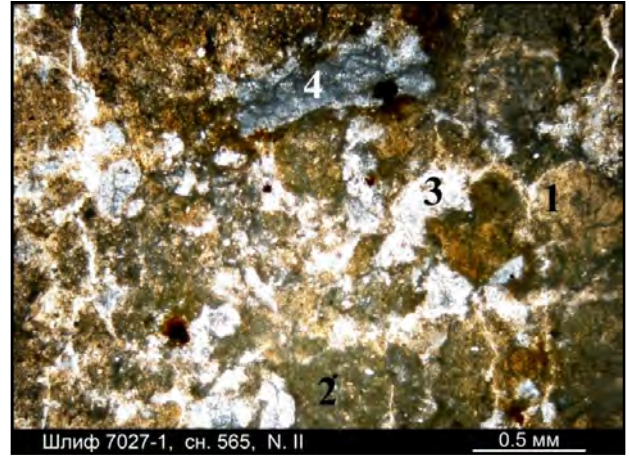


Рис. 4.7.7. Шлиф 7027-1, снимок 565, ник. II. Карбонатно-гидрослюдистая брекчия: 1 – оолитовидное гидрослюдистое образование, 2 – гидрослюдистая связующая масса; 3 – прожилки кальцита



Рис. 4.7.8. Шлиф 7027-3. Массивная, разнообломочная гидрослюдистая порода (брекчия). Обломки – от 3-6 мм до 0,2-0,02 мм (в цементе)

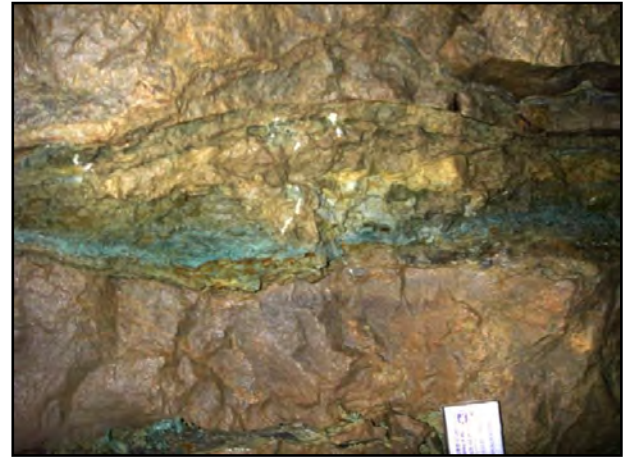


Рис. 4.7.9. Грот Гулливер, т.н. 7029. Пласт гидрослюдистого материала в известняке (центр снимка). Внизу – прослой гидрослюды меньшей мощности

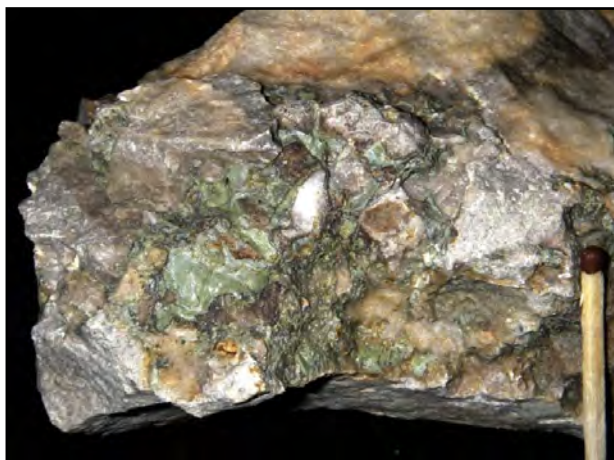


Рис. 4.7.10. Образец 7029. Известняк с прожилками гидрослюды (зелёное)

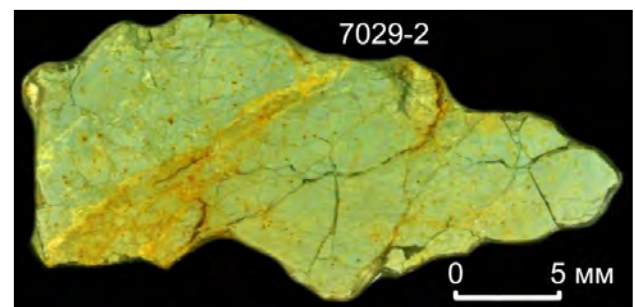


Рис. 4.7.11. Образец 7029-2. Однородный гидрослюдистый материал

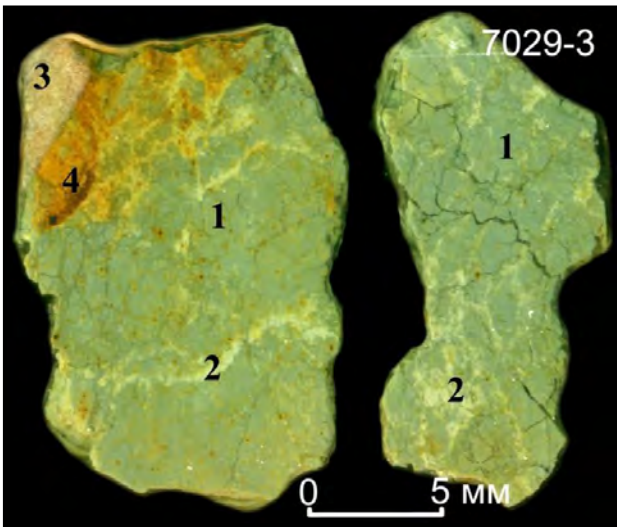


Рис. 4.7.12. Образец 7029-3. Гидрослюдистая порода (1) с микропрожилками кальцита (2). Слева - обломок перекристаллизованного известняка (3) и зона ожелезнения (4)



Рис. 4.7.13. Шлиф 7029-3. То же, в проходящем свете



Рис. 4.7.14. Грот Гулливер. Известняки с прожилками гидрослюдистого материала (голубоватое) возле т.н. 7240



Рис. 4.7.15. Грот Гулливер, т.н.7240. Фрагмент зоны дробления, инъецированной гидрослюдистой брекчией

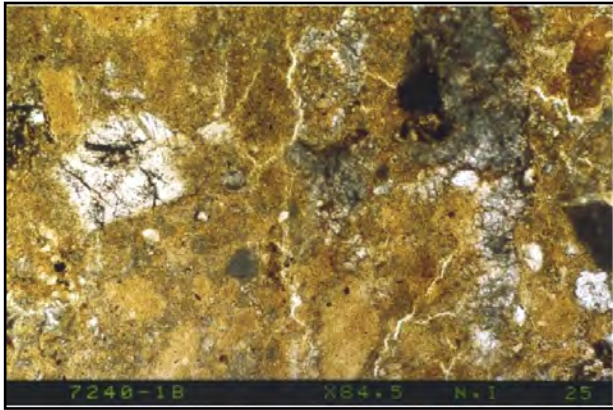


Рис. 4.7.16. Шлиф 7240-1В, ник. II.
Литокластическая структура гидрослюдистой
брекчии. Белое – карбонатные обломки



Рис. 4.7.17. Главная галерея, т.н. 7124.
Нижняя часть выхода брекчии



Рис. 4.7.18. Главная галерея, т.н. 7024.
В стене галереи под известняками (центр и верх
снимка) обнажается тело брекчии с гидрослюди-
стым цементом (зелёное). Полностью
отсутствуют следы размыва брекчии

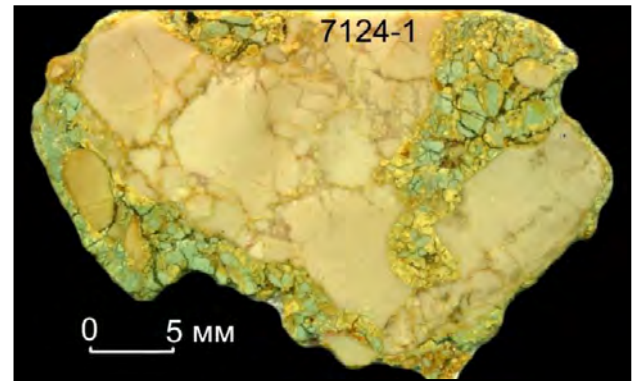


Рис. 4.7.19. Образец 7124-1.
Брекчированный известняк содержит инъекции
зеленоватого гидрослюдистого материала

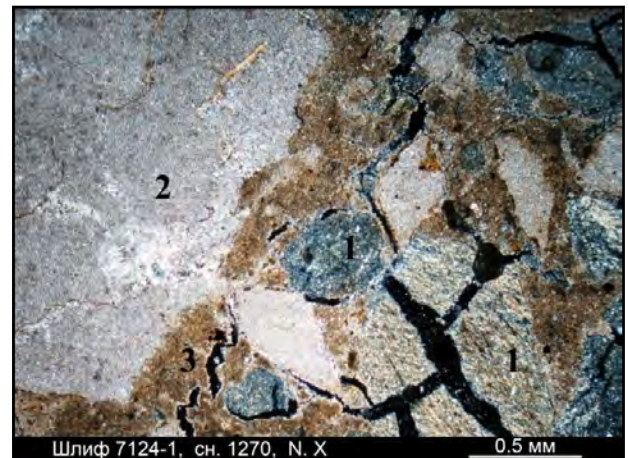


Рис. 4.7.20. Шлиф 7124-1, снимок 1270, ник. X.
Карбонатно-гидрослюдистая брекчия: 1 – анизотроп-
ный гидрослюдистый материал, 2 – известняк,
3 - гидрослюдистая связующая масса

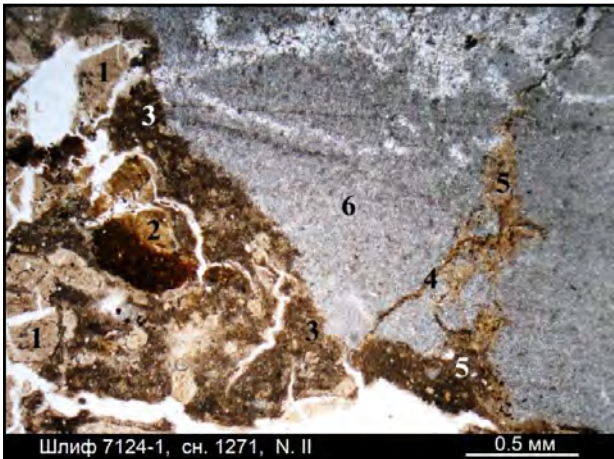


Рис. 4.7.21. Шлиф 7124-1, снимок 1271, ник. II.
Карбонатно-гидрослюдистая брекчия:
1 – обломки гидрослюдистого материала, 2 - железо-гидрослюдистый материал, 3 – гидрослюдистый цемент, 4 – микропрожилки гидрослюды, 5 - объёмные инъекции гидрослюды, 6 - известняк



Рис. 4.7.23. Шлиф 7124-2, снимок 1277, ник. II.
Гидрослюдистый цемент, «пропитывающий» брекчию

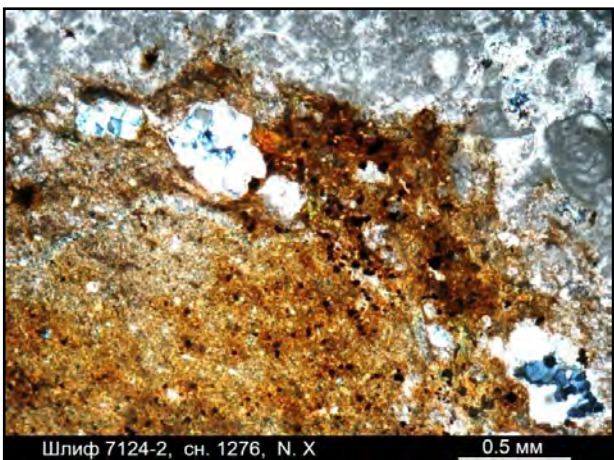


Рис. 4.7.25. Шлиф 7124-2, снимок 1276, ник. X.
Инъекционный контакт известняка и гидрослюдистого материала

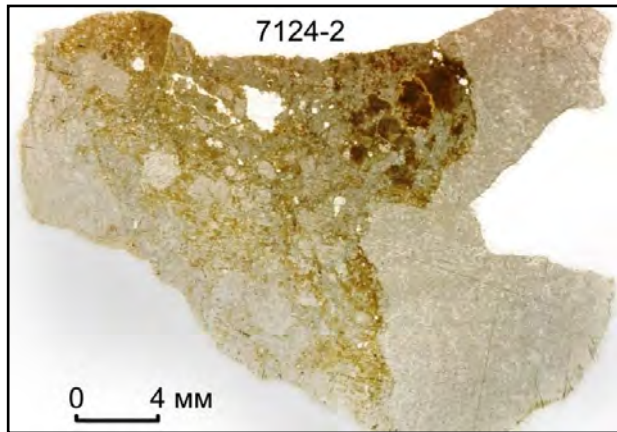


Рис. 4.7.22. Шлиф 7124-2. Карбонатно-гидрослюдистая брекчия

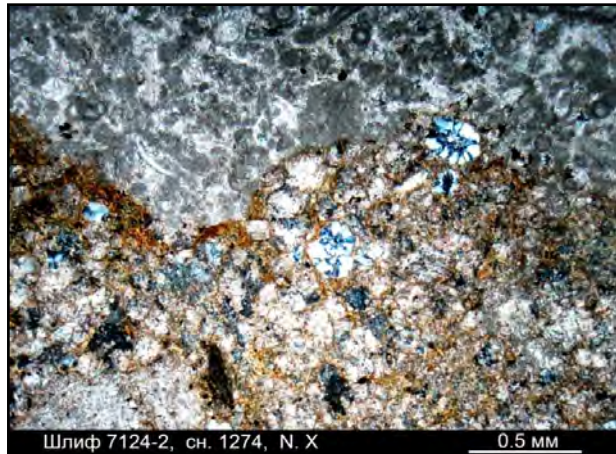


Рис. 4.7.24. Шлиф 7124-2, снимок 1274, ник. X.
Кон.такт известняка (верх снимка) и карбонатной брекчии с прожилковым гидрослюдистым цементом.
В брекчии – новообразования халцедона (голубоватое)

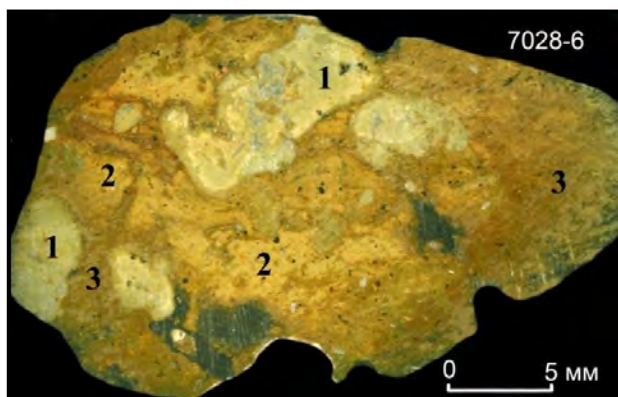


Рис. 4.7.26. Образец 7028-6. Отложения с пола грота:
1 – известняк, 2 – обломки гидрослюдистого материала, 3 – глинисто-гидрослюдистый цемент



Рис. 4.7.27. Шлиф 7028-6. Карбонатно-гидрослюдистая порода с пола грота Гулливер; светлое – обломки известняка

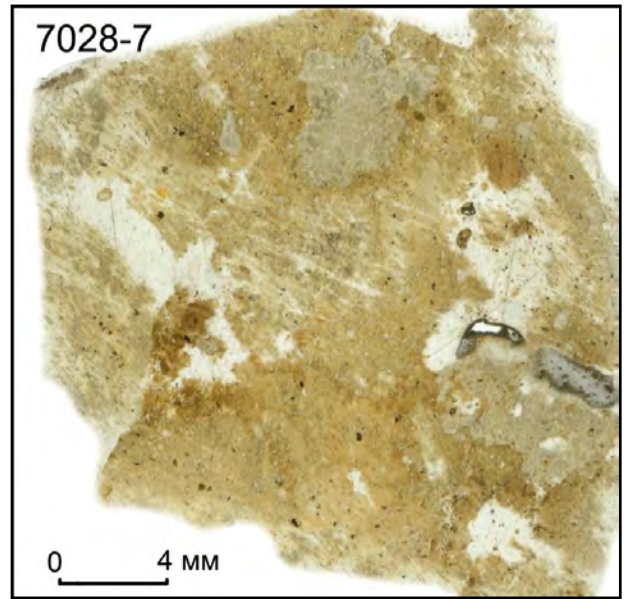


Рис. 4.8.28. Шлиф 7028-7. Глинистая брекчия: Неровные контакты обломков глинистого материала

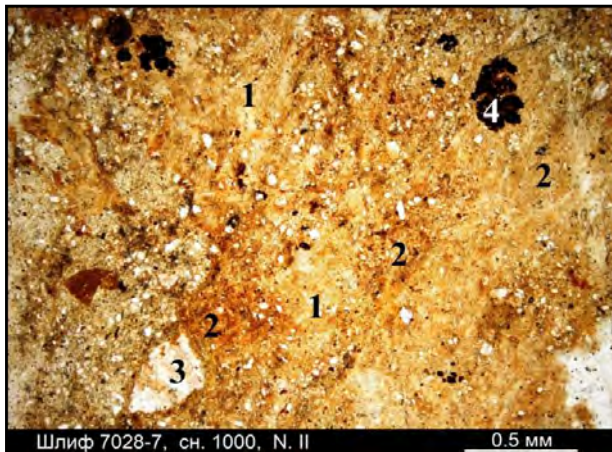


Рис. 4.7.29. Шлиф 7028-7, снимок 1000, ник. II. Глинистая брекчия: 1 - связующая масса, 2 – тенивые структуры обломков, 3 – обломок кварцевого песчаника, 4 – гидроокислы железа

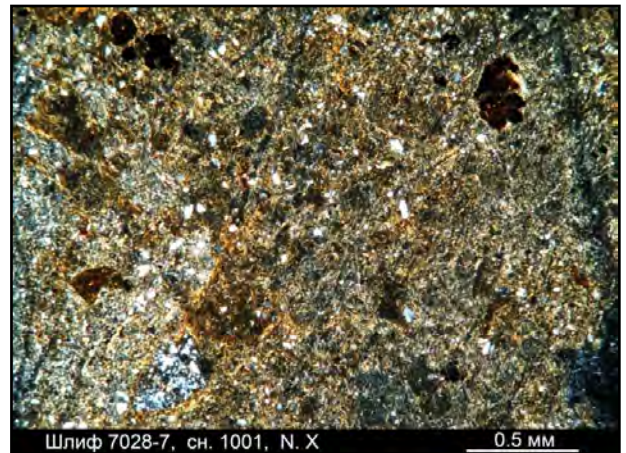


Рис. 4.7.30. Шлиф 7028-7, снимок 1001. То же, ник. X.

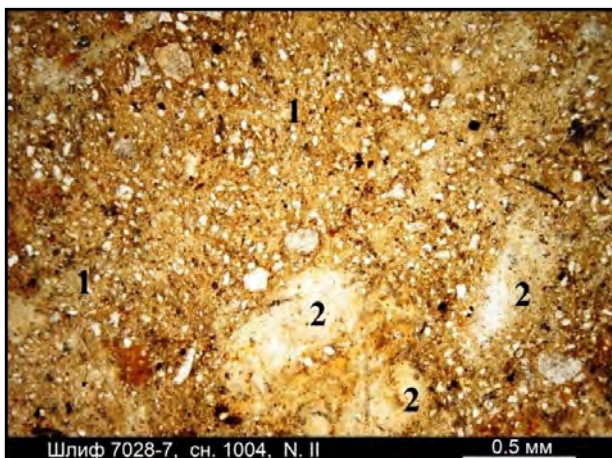


Рис. 4.7.31. Шлиф 7028-7, снимок 1004, ник. II. Глинистая брекчия: 1 - связующая масса, 2 – обломки вторичного глинистого материала

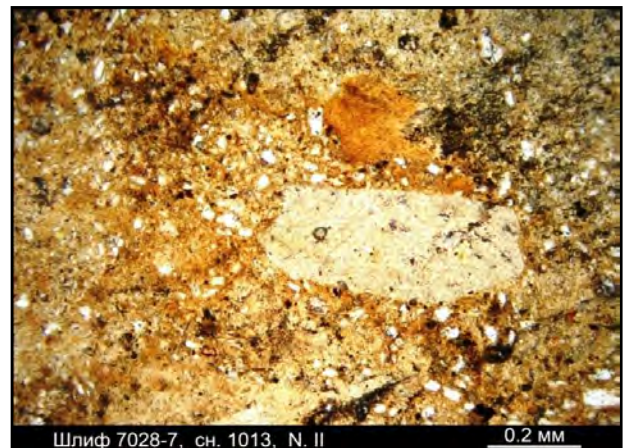


Рис. 4.7.32. Шлиф 7028-7, снимок 1013, ник. II. Связующая масса брекчии крупным планом

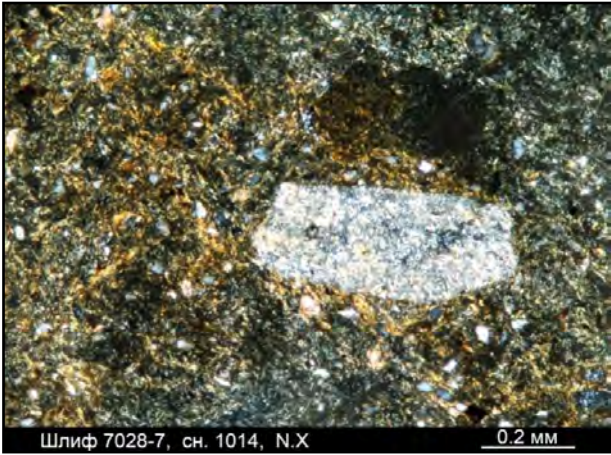


Рис. 4.7.33. Шлиф 7028-7, снимок 1014, ник. X.
То же; жёлтое – листочки гидрослюды

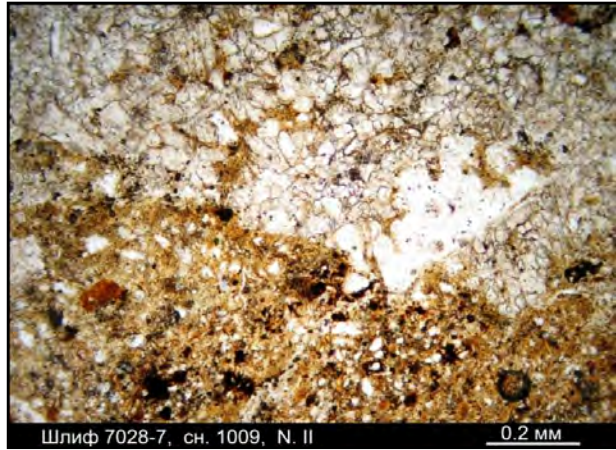


Рис. 4.7.34. Шлиф 7028-7, снимок 1009, ник. II.
Контакт известняка (верх снимка) и глинистого материала

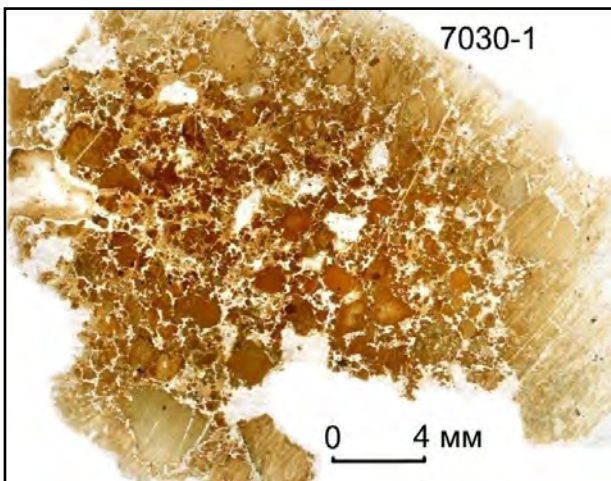


Рис. 4.7.35. Шлиф 7030-1. Разнообломочная
глинистая брекчия

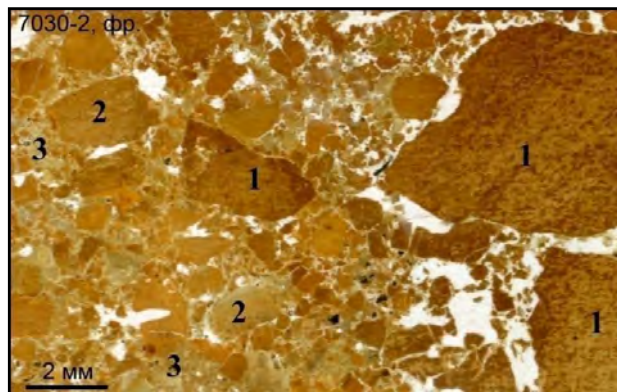


Рис. 4.7.36. Шлиф 7030-2, фрагмент.
Брекчия, состоящая из обломков глинистого
материала с железистой вкрапленностью (1) и
флюидального (2) и из связующей массы (3)

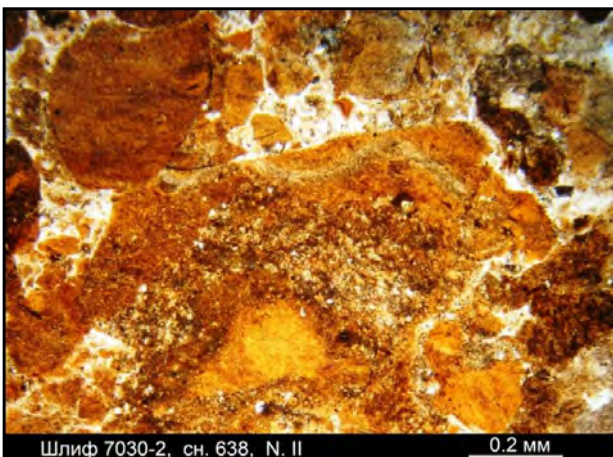


Рис. 4.7.37. Шлиф 7030-2, снимок 638, ник. II.
Глинистая брекчия, состоящая из обломков
глинистого материала



Рис. 4.7.38. Шлиф 7030-2, снимок 643, ник. II.
На одном фрагменте шлифа – не менее 4-х
структурных разновидностей глинистого
материала

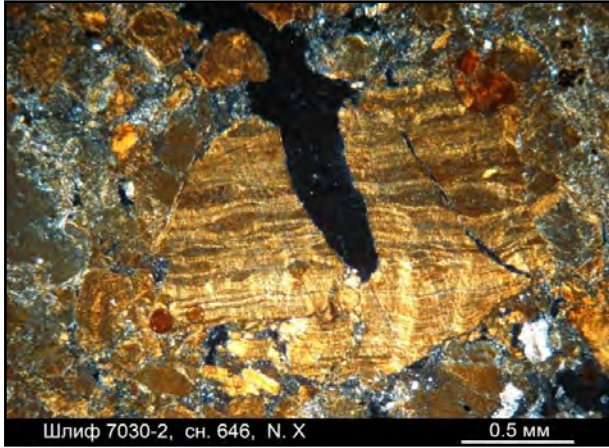


Рис. 4.7.39. Шлиф 7030-2, снимок 646, ник. X. Крупный обломок вторичного глинистого материала флюидальной структуры

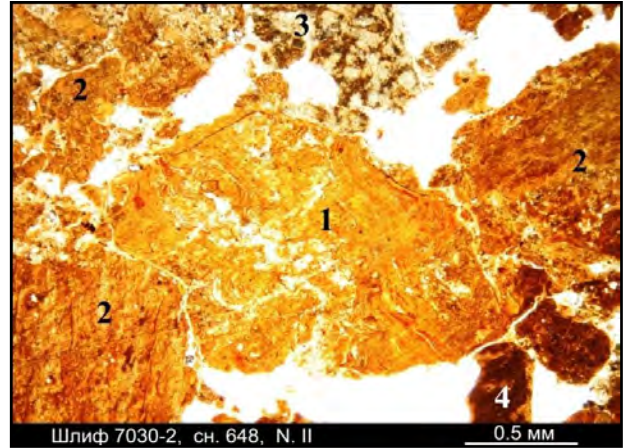


Рис. 4.7.40. Шлиф 7030-2, снимок 648, ник. II. Различная структура обломков вторичного глинистого материала: 1 – флюидальная, 2 – пятнистая (со следами флюидальности), 3 – порфировая (?), 4 - микрозернистая

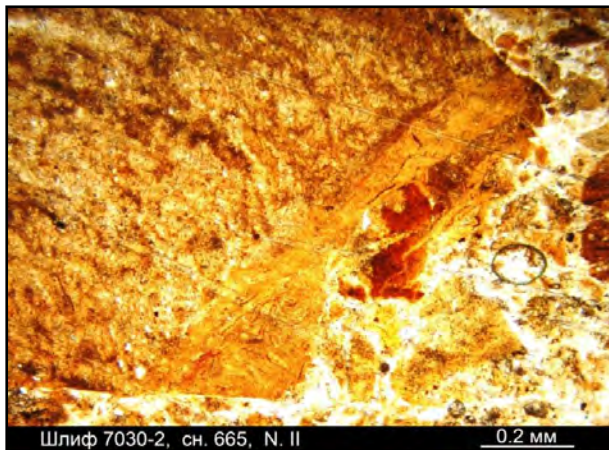


Рис. 4.7.41. Шлиф 7030-2, снимок 665, ник. II. Край крупного обломка вторичного глинистого материала (левая часть снимка) имеет флюидальную структуру (изменённое стекло?)

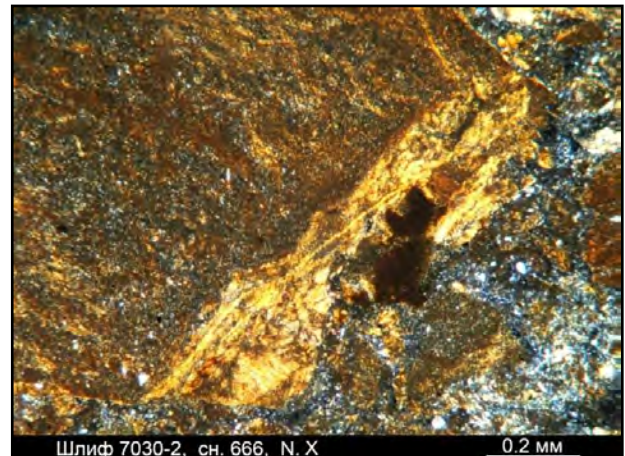


Рис. 4.7.42. Шлиф 7030-2, снимок 666, ник. X. Край крупного обломка глинистого материала резко выделяется в скрещенных николях (жёлтое) – возможно, сложен изменённым стеклом (?)

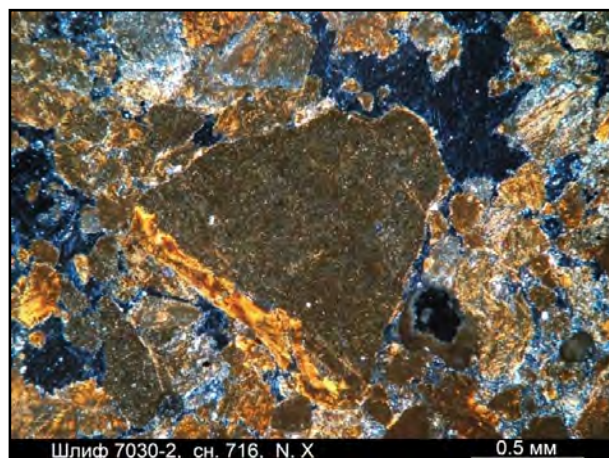


Рис. 4.7.43. Шлиф 7030-2, снимок 716, ник. X. Один из краёв крупного обломка вторичного анизотропного глинистого минерала сложен изменённым стеклом (?)

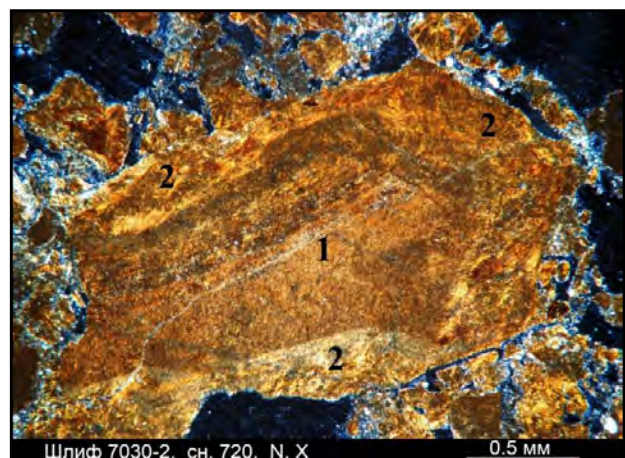


Рис. 4.7.44. Шлиф 7030-2, снимок 720, ник. X. Зональность обломка гидрослюдистого материала: Центральная часть (1) анизотропна, периферия (2) имеет волнистое погасание

4.8. Пещера Расикский Лабиринт

Пещера Расикский Лабиринт расположена в пределах Кизеловского каменноугольного бассейна, в 2,5 км западнее г. Кизел. В районе неё закартированы известняки сакмарского яруса пермской системы, полого погружающиеся в западном направлении.

Пещера относится к разряду вскрытых: полость была обнаружена при прокладке железнодорожного полотна, до этого она не имела связи с поверхностью.

В морфологическом плане большая часть пещеры представляет собой лабиринт низких разноориентированных ходов со следами обрушения кровли (рис. 4.8.1). Резко отличается от них линейная в плане галерея, идущая на С-СЗ от входа: она представляет собой вертикальную щель с куполообразным потолком. Суммарная длина пещеры, по С.В. Валуйскому [6], составляет 135 м.

4.8.1. Глинистые отложения, т.н. 7253

Пол пещеры сложен преимущественно обвальными отложениями - глыбами известняка, отслоившимися от потолка по пологим трещинам. Отложения коричневой глины встречены в северной части пещерного лабиринта, где обвалов не было; подобные образования принято называть остаточными элювиальными отложениями, формирующимися за счёт накопления и переотложения нерастворимого остатка вмещающих пород [18]. Проведённые исследования заставляют взглянуть на их происхождение под иным углом.

Из глинистых отложений с глубины 0,4-0,5 м взята минералогическая проба 7253 весом 5,0 кг (вес тяжёлой фракции - 0,09 г) и ряд образцов. Комплексное изучение материала пробы - рентгенофазовый, термический и микрозондовый анализы, а также петрографическое изучение шлифов - позволило выявить ряд интересных особенностей глинистых отложений данной пещеры [76].

Вещественный состав

Породообразующие минералы. По данным рентгенофазового анализа и термоаналитических исследований, проба 7253 состоит из монтмориллонита (до 55 %), кварца (до 10 %), гидрослюда (до 10 %), хлорита (5 %), калиевого

полевого шпата (5 %), плагиоклаза (4 %), гетита (5-6 %), кальцита (5 %). Наличие гидрослюда и хлорита указывает на имевшие место гидролизные преобразования.

Минеральный состав тяжёлой фракции следующей:

- немагнитная фракция: редкие зёрна циркона, рутила, пирита, псевдоморфоз гидроксидов железа по марказиту, фосфатные обломки;

- электромагнитная фракция (0,09 г): лимонит, в т.ч. по пириту (85 %), псевдоморфозы гидроксидов железа по марказиту (15 %), редкие зёрна гематита и гидроксидов марганца, единичные зёрна карбоната, моноклинного пироксена и малахита;

- магнитная фракция: редкие зёрна магнетита и магнитных гидроксидов железа.

Лёгкая фракция представлена карбонатом, фосфатными обломками, гидроокислами марганца, глинистыми образования (по флогопиту?), зёрнами омарганцованных пород и единичными зёрнами кварца.

Химический состав. Представления о химическом составе глинистых отложений получены на основании микрозондового изучения прозрачного шлифа 7253-1. Средние значения (по трём точкам, мас. %) следующие: SiO_2 - 59,56; TiO_2 - 0,69; Al_2O_3 - 18,56; Cr_2O_3 - 0,00; Fe общ. - 8,18; MnO - 1,17; MgO - 1,71; CaO - 6,05; Na_2O - 0,31; K_2O - 2,40; P_2O_5 - 0,40; Y_2O_3 - 0,18.

Аномально высокие концентрации окиси иттрия отмечены и в обломках глинистого материала, и в связующей массе.

О повышенном содержании в пещерных глинах ряда микроэлементов, в том числе иттрия, упоминали В.Н. Дублянский и А.А. Ломаев [22], имея в виду сорбцию микроэлементов глинистым материалом. В данном случае речь идёт об аномально высоких содержаниях иттрия (до 2200 г/т при кларковом содержании 26 г/т), которые трудно объяснить процессом сорбции.

Магнитная восприимчивость глинистого материала составляет 0,25-0,30, до 0,43 ($\times 10^{-3}$) ед. СИ.

Текстурно-структурные признаки

Образец 7253-1 (рис. 4.8.2). Обломочная порода (брекчия) серовато-коричневого цвета, глинистого состава. Текстура литокластическая, туфовая.

Порода сложена:

- остроугольными обломками аргиллитоподобного глинистого материала красновато-бурого цвета (с чёрными пятнами), размером до 6 мм (1);

- редкими, крупными обломками перекристаллизованного известняка (2);

- остроугольными обломками вторичного глинистого (хлоритового?) материала зеленовато-чёрного цвета (3);

- рудным материалом (гётитом), слагающим обломки до 2 мм и тонкую вкрапленность;

- разномасштабной связующей массой, состоящей из агрегата зёрен пород перечисленного состава (4).

Часть обломков представлена агрегатом микрочастиц, идентичным связующей массе породы.

Отмечаются псевдоморфозы полигональных очертаний. В частности, в нижней части фрагмента образца (рис. 4.8.3) – гексагональная псевдоморфоза, выполненная хлоритом (1); в левой части этого снимка – обломок тонкофлюидального глинистого материала с прослоями, сложенными, предположительно, хлоритом (2).

Образец, шлиф 7253-2 (рис. 4.8.4, -5). Порода, аналогичная образцу 7053-1. Текстура литокластическая. Крупные, до 3 мм, обломки глинистого материала бурого, желтовато-бурого цвета (предположительно, являющиеся аргиллизированным стеклом) нередко анизотропны.

Присутствуют обломки (до 2,5 мм) пелитоморфного карбоната, окружённые по периферии скоплениями гидроокислов железа.

На рис. 4.8.6 - связующая масса красновато-жёлтого цвета, составляющая не более 15 % объёма породы (1); она имеет существенно глинистый состав, разномасштабную структуру и состоит из мелких, < 0,1 мм, обломков аргиллитоподобного материала жёлтого цвета (изменённого стекла?), зёрен рудного минерала и мелких оскольчатых зёрен кварца. В правой части снимка – фрагмент крупного, > 2 мм, обломка (2) жёлтого аргиллитоподобного материала с волнистым погасанием, неравномерно пропитанного гидроокислами железа.

Обломки аргиллитоподобного материала желтовато-красного цвета (рис. 4.8.7) обладают волнистым погасанием и являются, предположительно, изменённым вулканическим стеклом (1); отдельные фрагменты их интенсивно железисты (2). В верхней части снимка – обломок халцедона, инъецированный железисто-глинистым материалом цемента (3).

В нижней части рис. 4.8.8 - обломок карбонатного материала пятнистой окраски (1); светлые участки сложены среднекристалличе-

ским кальцитом, тёмные – пелитоморфным. Выше находится остроугольный обломок вторичной глинистой породы коричневого цвета, железистая, имеющей ориентированную структуру наподобие линий течения (2).

Образец, шлиф 7253-3 (рис. 4.8.9, -10). Разнообломочная порода (брекчия) серовато-коричневого цвета, глинистого состава. Текстура литокластическая, туфовая.

Более 75 % объёма породы представлено угловатыми обломками глинистого аргиллитоподобного материала (аргиллизированного стекла?) красновато-жёлтого цвета, однородного или с отчётливыми линиями течения, в различной степени железистыми (рис. 4.8.11 ÷ 4.8.15). Для них характерно волнистое погасание в скрещенных николях. Некоторые обломки частично или полностью замещены гидроокислами железа.

До 15 % площади шлифа составляют псевдоморфозы халцедона по неустановленным горным породам, в отдельных случаях - возможно, по аргиллитам.

Связующая масса составляет не более 5 % площади шлифа. Она образована мелкозернистым (менее 0,05 мм) агрегатом обломков тех же аргиллитоподобных пород и рудного минерала.

В центре рис. 4.8.11 – крупный треугольный обломок глинистого материала красновато-коричневого цвета, по ряду признаков напоминающего изменённое стекло, с ориентированными и дендритовидными скоплениями рудного минерала, группирующимися по периферии обломка. Левее крупного обломка – мелкая псевдоморфоза (0,15 мм) по неустановленному минералу полигональных очертаний, оконтуренная корочкой лимонита. В цементе брекчии также содержится обилие выделений рудного минерала и светлые обломки мелкозернистого халцедона.

На рис. 4.8.12 – три крупных обломка разнородных аргиллизированных силикатных пород:

1). В верхней части снимка – обломок однородной мелкозернистой глинистой породы красновато-жёлтого цвета, с редкими, мелкими зёрнами кварца (на снимке – белые точки); обломок имеет резкие очертания.

2). Ниже расположен обломок вторичного глинистого материала жёлтого цвета, флюидальной структуры, являющегося, с большой долей вероятности, аргиллизированным вулканическим стеклом. Верхний контакт обломка с цементом резкий, нижний – постепенный, при этом секущий флюидальность.

3). В правой нижней части снимка – остроугольный обломок глинистой породы красно-

вато-коричневого цвета с аномально высоким (до 20-25 %) содержанием рудного минерала, группирующегося в дендритовидные сростки.

Связующая масса брекчии (4) состоит из мелких обломков пород того же состава и структуры; для неё характерно обилие крупных, нередко полигональных, выделений рудного минерала.

Треугольный обломок глинистого материала жёлтого цвета, в значительной мере замещённого гидроксидами железа (рис. 4.8.13), окружён связующей массой брекчии, содержащей на порядок меньшее количество железистого компонента. Очевидно, что данный обломок был ожелезнён до того, как попал в брекчию.

На рис. 4.8.14 - брекчия, состоящая из угловатых обломков глинистого материала красновато-коричневого цвета, ожелезнённых в различной степени. Цемент образован мелкозернистым агрегатом обломков тех же пород и рудного минерала, количество которого достигает 5 %. Рудная минерализация составляет 4-5 % площади шлифа, обломки рудного материала не несут следов окатанности (рис. 4.8.15).

На краю шлифа - крупный, до 7 мм, обломок вторичной хлорит-кварцевой породы (рис. 4.8.16) с обилием псевдоморфоз халцедона игольчатой формы (размером до 0,5×0,05 мм), развитых, предположительно, по лейстам плаггиоклаза.

4.8.2. Выводы

Порода имеет брекчиевую, литокластическую текстуру, признаки сортировки материала отсутствуют. Более 75 % объёма породы представлено крупными, до 5 мм, остроугольными

обломками аргиллитоподобного вторичного глинистого материала красновато-бурого цвета (аргиллизированного стекла), однородного или флюидального, имеющего микроволокнистую структуру. Для него характерно волнистое погасание в скрещенных николях. Некоторые обломки частично или полностью замещены гидроксидами железа. Отмечаются редкие зёрна полигональных очертаний, состоящие из аргиллитоподобного материала, и полигональные тёмные структуры.

Остроугольная форма обломков глинистого материала и их состав указывает на то, что изначально они были сложены хрупкой силикатной горной породой, содержащей повышенные концентрации железа, калия и иттрия. Относительно хорошая сохранность обломков обусловлена тем, что пещера не имела естественного выхода на земную поверхность и, следовательно, отложения в ней меньше были подвергнуты влиянию экзогенных факторов.

Связующая масса составляет 5-15 % площади шлифа, она представлена обломками (менее 0,1 мм) аргиллитоподобных пород, чешуйками гидрослюда, тонкой вкрапленностью рудного минерала и мелкими, оскольчатыми зёрнами кварца. Рудный минерал (гётит) слагает также обломки до 2 мм и дендритовидные обособления.

Текстура горной породы не имеет ничего общего ни с осадочными горными породами, ни с тектоническими брекчиями. На основании изучения прозрачных шлифов и анализа косвенных признаков высказано предположение о принадлежности исследуемых образований к вулканогенным породам. Предположительно, она представляет собой аргиллизированный ксенотуф основного состава.

Иллюстрации к главе 4.8

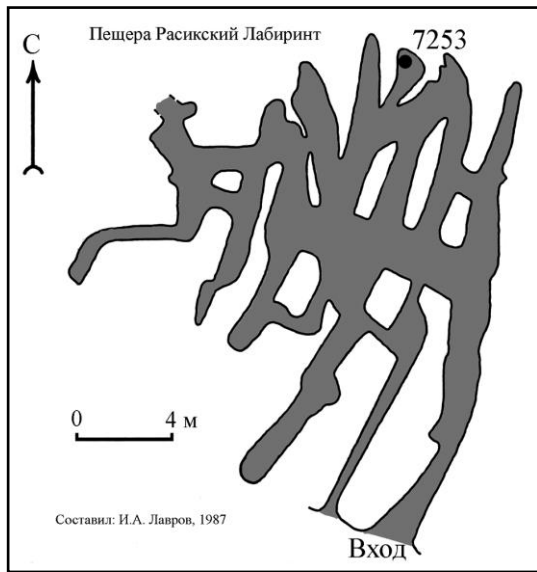


Рис. 4.8.1. Пещера Расикский Лабиринт;
точка отбора пробы 7253

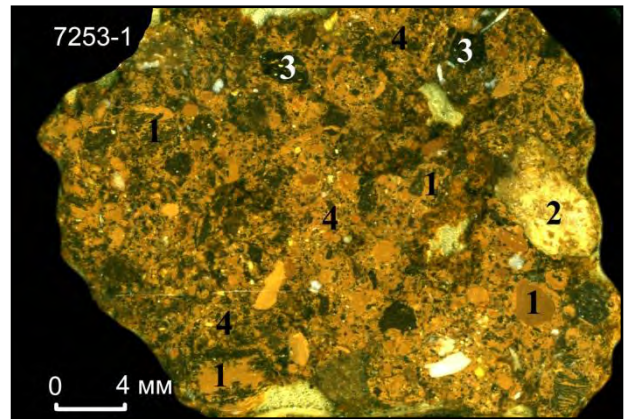


Рис. 4.8.2. Образец 7253-1
Глинистый материал с пола пещеры.
Текстура литокластическая

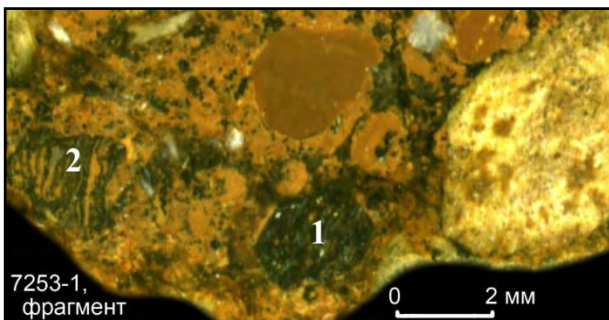


Рис. 4.8.3. Образец 7253-1, фрагмент.
В составе глинистой брекчии: гексагональная псевдоморфоза (1) и обломок вторичного глинистого материала флюидальной структуры (2)

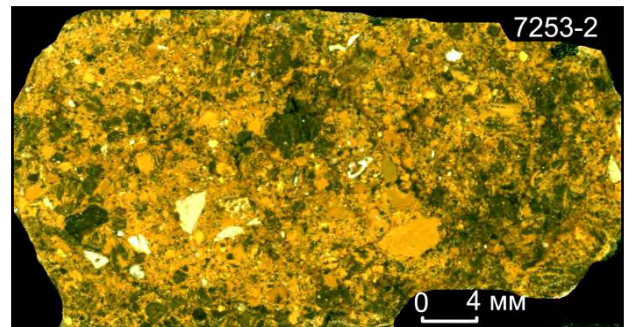


Рис. 4.8.4. Образец 7253-2. Глинистый материал
с пола пещеры. Порода состоит преимущественно
из обломков различного размера

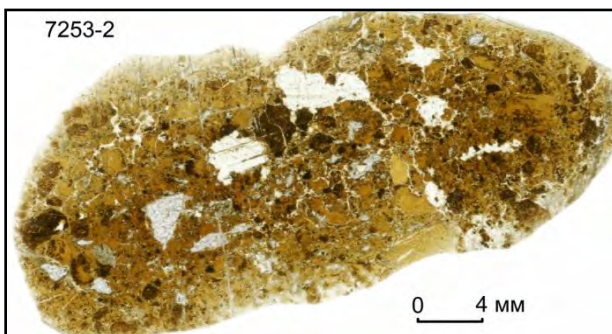


Рис. 4.8.5. Шлиф 7253-2. То же,
в проходящем свете

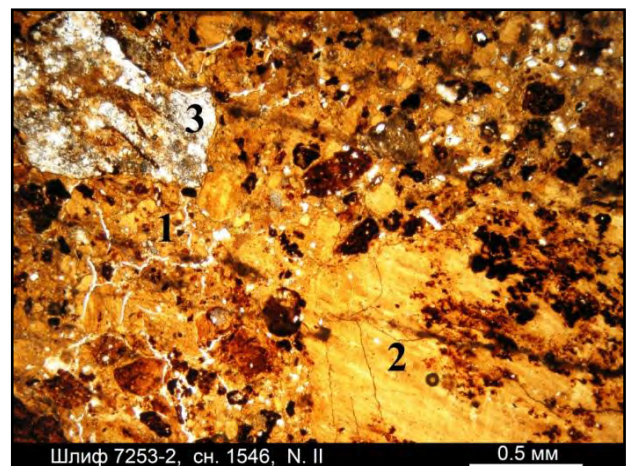


Рис. 4.8.6. Шлиф 7253-2, снимок 1546, ник. II.
Глинистая брекчия: 1 – связующая масса, 2 – обломок глинистого материала с волнистым погасанием, 3 – халцедон с инъекциями глины

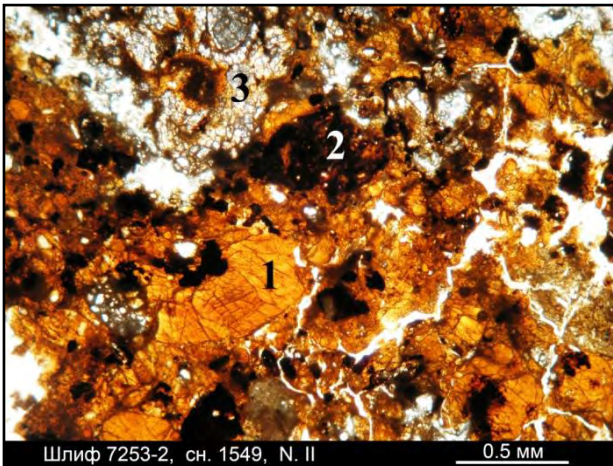


Рис. 4.8.7. Шлиф 7253-2, снимок 1549, ник. II. Глинистая брекчия: 1 – однородный глинистый материал (изменённое стекло?), 2 – ожезённённый глинистый материал, 3 – халцедон с инъекциями глины

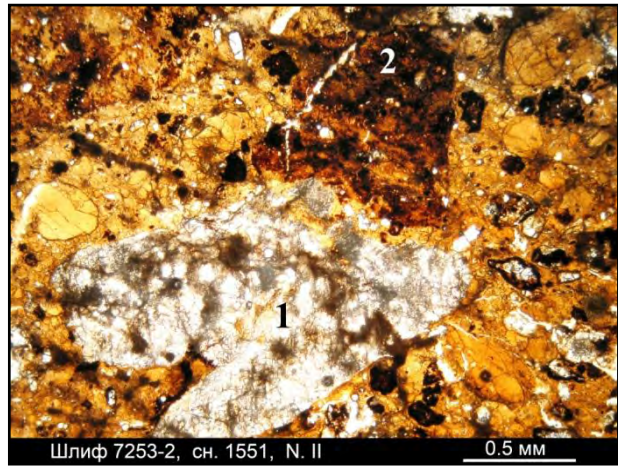


Рис. 4.8.8. Шлиф 7253-2, снимок 1551, ник. II. Глинистая брекчия. Среди буровато-жёлтой связующей массы: 1 – перекристаллизованный известняк, 2 – ожезённённый обломок

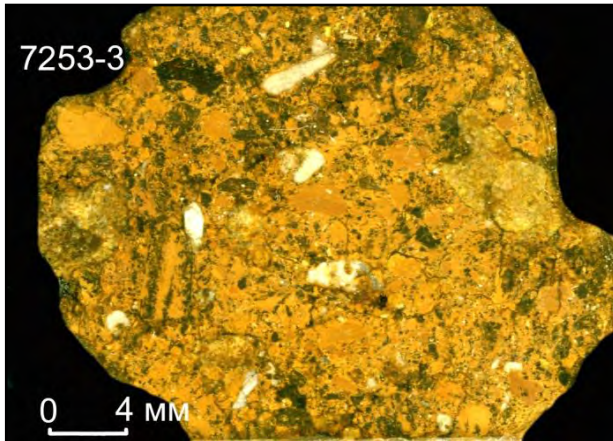


Рис. 4.8.9. Образец 7253-3. Разнообломочная глинистая порода

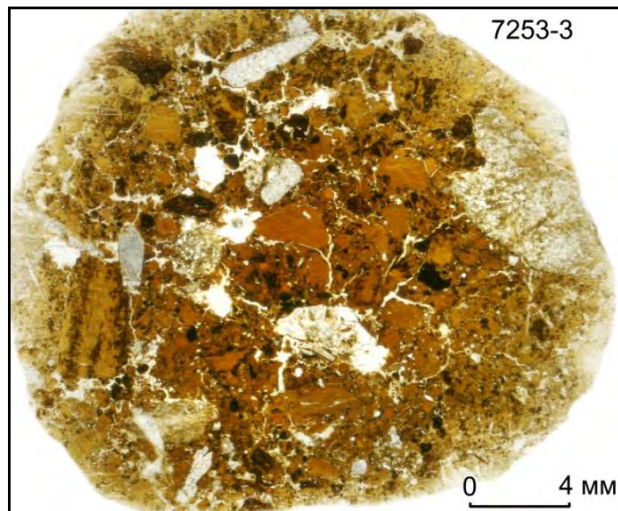


Рис. 4.8.10. Шлиф 7253-3. Глинистая брекчия. Светлое – карбонатные обломки, в т.ч. инжецированные гидротермальной жидкостью

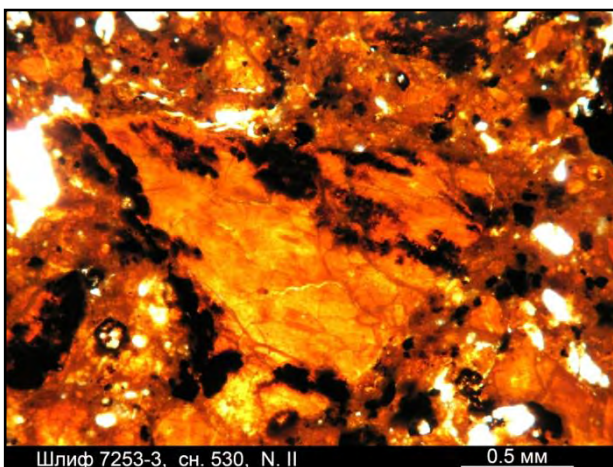


Рис. 4.8.11. Шлиф 7253-3, снимок 530, ник. II. Треугольный обломок глинистого материала со скоплениями рудного минерала

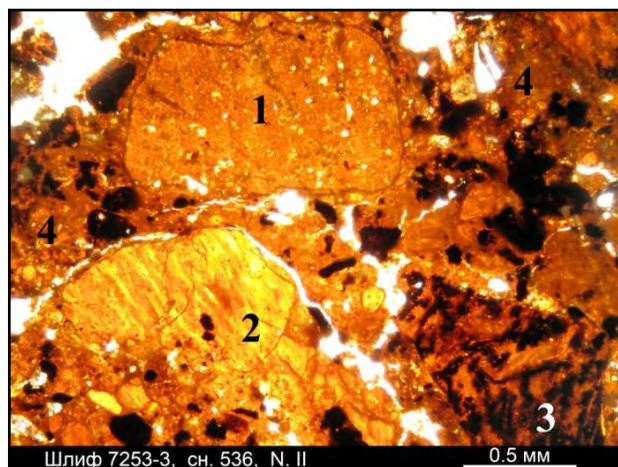


Рис. 4.8.12. Шлиф 7253-3, снимок 536, ник. II. Три крупных обломка глинистого материала, имеющие различную структуру

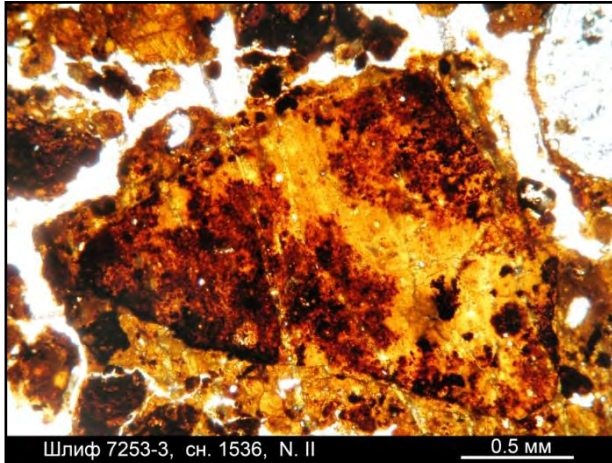


Рис. 4.8.13. Шлиф 7253-3, снимок 1536, ник. II. Избирательное замещение треугольного обломка глинистого материала гидроокислами железа

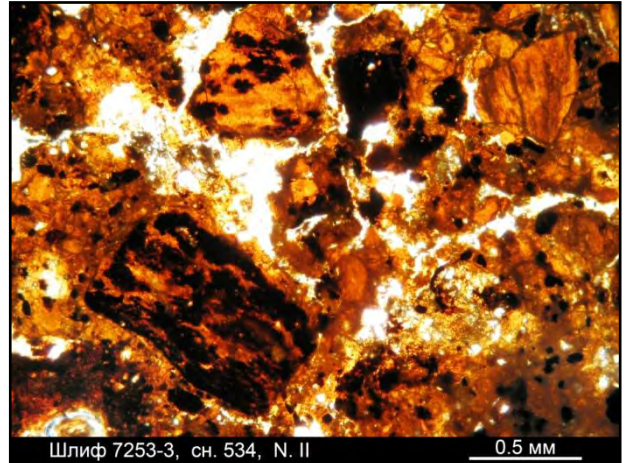


Рис. 4.8.14. Шлиф 7253-3, снимок 534, ник. II. Глинистая брекчия. Отдельные обломки имеют необычайно высокую степень вторичного ожелезнения

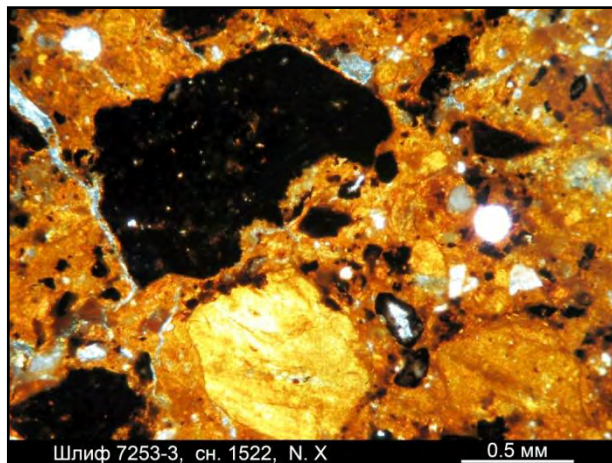


Рис. 4.8.15. Шлиф 7253-3, снимок 1522, ник. X. Глинистая брекчия. Рудный минерал неокатан

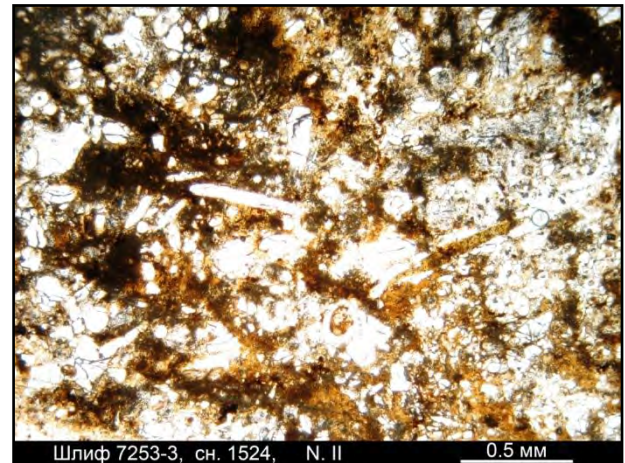


Рис. 4.8.16. Шлиф 7253-3, снимок 1524, ник. II. Вторичная хлорит-кварцевая порода с игловидными псевдоморфозами халцедона

4.9. Мариинские карьеры

На окраине пос. Верхняя Губаха, на южном окончании горы Белой расположены четыре заброшенных известняковых карьера (№№ 1-4). Карьер № 5 расположен на пологой вершине г. Белой, в 0,4-0,8 км севернее них (рис. 4.9.1, -2, -3).

Южные склоны г. Белой в районе карьеров сложены слоистыми светло-серыми известняками серпуховского (С₁) и башкирского (С₂) возраста, залегающими моноклинально. Азимут падения пород 65°, угол 28-30° [66].

Карьеры разрабатывались как месторождение известняка для нужд химической и цементной промышленности. Разведка месторождения была начата в 30-х годах XX века и неоднократно возобновлялась. В связи с высокой степенью закарстованности месторождения для выделения участков незаполненного и заполненного карста использовались геофизические методы (различные модификации электроразведки).

В пределах контура месторождения находится крупная Мариинская пещера и две незначительные полости, являющиеся фрагментами отработанной карьером № 2 пещерной системы (пещеры Труда и Безымьянная). Карьерами вскрыты также многочисленные мелкие полости в известняках.

В известняках обнаружены три разновидности силикатных горных пород, отнесённых ранее, при разведке месторождения, к разряду палеокарстовых:

- брекчии нетектонической природы, большей частью агломератовые, с вторичным гидрослюдистым цементом (точки наблюдения 7245, 7060);

- глинистые отложения, встреченные в незначительных по размерам полостях (точки наблюдения 7237, 7244, 301) и в Мариинской пещере (т.н. 7090, 7092);

- брекчии, состоящие из обломков глинистого материала, визуально напоминающие глинистые отложения пещер, но находящиеся в интрузивном залегании (точки наблюдения 7059, 7063, 301).

Изучение этих горных пород показало, что все они имеют, скорее всего, не карстовое происхождение.

Схема опробования карьеров №№ 2-4 приведена на рис. 4.9.2, карьера № 5 – на рис. 4.9.4.

4.9.1. Брекчии с гидрослюдистым цементом

Брекчии с гидрослюдистым цементом выявлены в карьерах №№ 3 и 5.

Карьером № 3 – средним из трёх карьеров, расположенных на южном окончании горы Белой - вскрыты слоистые органогенные известняки светло-серого цвета. В северо-восточной части карьера обследован крупный выход агломератовых брекчий яркой буровато-красной окраски (рис. 4.9.5), находящийся всего в 200 м восточнее входа в Мариинскую пещеру – одну из интереснейших пещер Пермского края. Расстояние до ближайших известных ходов этой пещеры и того меньше – около 100 м. Ближайшая к агломератовым брекчиям полость меньшего размера (т.н. 7247) находится в западном борту карьера № 3 всего в 40 м западнее коренных выходов брекчий.

Данные брекчии были обнаружены геологами давно, десятки лет назад, ещё до отработки известняковых карьеров. По результатам разведочного бурения они были признаны некондиционными из-за обилия глины и гидроксидов железа и исключились из отработки, в результате чего скальные выходы брекчий вдаются углом в общий контур карьера. Истинным происхождением брекчий ранее никто не интересовался, в одном из геологических отчётов они были названы «карстом, заполненным конгломератобрекчиями» [66].

Агломератовые брекчии слагают крупное до 50×60 м в плане, секущее тело с субвертикальными контактами. Его залегание и взаимоотношение с вмещающими слоистыми известняками отчётливо видно на фотоснимках (рис. 4.9.5, -6). Брекчии представляют собой нагромождение овальных, как правило, обломков известняка размерами от первых сантиметров до первых метров. Крупные обломки цементируются мелкими, те – еще более мелкими. Собственно цемент брекчий, связывающий и наиболее мелкие обломки, и крупные глыбы, а также слагающий разноориентированные субпластовые тела мощностью до 0,5 м, представлен в одних случаях слабо литифицированной глинистой породой коричневого цвета (рис. 4.9.7), в других – зеленоватым гидрослюдистым материалом; нередко обе разновидности цемента залегают совместно.

Термин «брекчии» применительно к опи-

сываемым породам является условным, т.к. обломки в большинстве случаев в различной степени скруглены, но не окатаны.

Границы тела брекчий постепенные, ширина зоны контакта 2-3 метра. Определить их по степени раздробленности пород сложно, легче сделать это по смене окраски известняков и по исчезновению признаков слоистости. Падение обнажающихся в карьере контактов – южного и северо-западного – в целом субвертикальное, однако отдельные фрагменты имеют наклонное залегание, причём в направлении, противоположном слоистости (рис. 4.9.8).

Версия о том, что тело брекчий могло возникнуть вследствие обрушения кровли крупного грота, опровергается овальной формой обломков (в пещерах обломки обрушившейся кровли всегда остроугольные) и отсутствием при контактах тела стен полости, заваленной обломками. На рис. 4.9.6 видно, как пласты известняков в районе северо-восточного контакта тела брекчий вдаются в него на 3-4 м.

Южный контакт тела имеет более отчетливую вертикальную ориентировку. В одной из ниш, образовавшихся в результате обвалов цемента, заметны субвертикальные элементы сортировки материала (рис. 4.9.9).

Схема расположения точек наблюдения, характеризующих тело агломератовых брекчий, приведена на рис. 4.9.10.

Карьер № 5 расположен севернее карьеров 2,3 и 4, на вершине г. Белой. В его пределах выявлено несколько участков развития гидрослюдистого материала; исследованы три объекта: точка наблюдения 7060, где в известняках наблюдается частые (через 10 мм и менее) тонкие прожилки гидрослюды, и точки наблюдения 7059, 7063 - зоны гидрослюдистых прожилков в экзоконтактах крупных тел гидрослюдистоглинистого материала.

4.9.1.1. Карьер № 3, точка наблюдения 7245-1

Среди глыб известняков обнажается линза литифицированной глинистой (аргиллитоподобной) породы коричневого цвета, однородной, хрупкой, без признаков слоистости, с раковистым изломом. Материал аналогичен породе, описанной в шлифах 7245-21. Линза имеет переменную мощность (0,2-0,3 м), падает к югу под углом 20-30°. Общий вид фрагмента обнажения, в пределах которого находится т.н. 7245-1, приведён на рис. 4.9.6 и 4.9.11.

Вещественный состав

Из аргиллитоподобного материала отобраны пробы 7245-1, -2 для определения химического и минерального состава породы и ряд образцов. Характерной особенностью породы является повышенная способность к выветриванию: с поверхности на глубину 5-10 см порода за 40 лет, прошедших со времени эксплуатации карьера, превратилась в пластичную коричневую глину; из неё отобрана минералогическая проба 7245-2. Вес пробы составляет 0,67 кг, вес тяжёлой фракции размерностью < 0,5 мм - 0,94 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7245-2 следующий:

- немагнитная фракция (0,01 г): карбонатные обломки – 90 %, циркон – 10 %; редкие зёрна пирита, рутила и апатита;

- электромагнитная фракция (0,43 г): гидроксиды железа и обломки глинистого материала, содержащего гидроксиды железа (99 %); редкие зёрна эпидота, гематита, хромшпинелида, граната, моноклинного пироксена, ставролита, хлоритоида, малахита, амфибола; редкие лимонитизированные сферулы;

- магнитная фракция (0,02 г): магнитные сферулы (95 %), обломки глинистого материала с магнетитом (5 %);

- крупная фракция (0,48 г): гидроксиды железа и обломки глинистого материала, пропитанные гидроксидами железа (100 %).

В лёгкой фракции присутствуют зёрна коричневого глинистого минерала (предположительно, вторичного по флогопиту), карбоната, кварца и гидрослюдистого минерала зеленоватого цвета.

Химический состав пробы 7245-1, взятой из менее выветрелого материала, следующий (мас. %): SiO₂ – 31,51; TiO₂ – 0,373; Al₂O₃ – 11,31; Fe общ. – 3,28; MnO – 0,017; MgO – 2,71; CaO – 20,26; Na₂O - < 1; K₂O – 4,16; P₂O₅ – 0,12; V – 0,005. Потери при прокаливании - 25,85.

Высокое значение потерь при прокаливании и высокая концентрация CaO указывают на повышенную концентрацию карбоната кальция в исходной породе; рассчитав состав пробы без карбонатной составляющей, можно получить более высокие значения щёлочности силикатной составляющей.

Текстурно-структурные признаки исследуемого материала идентичны признакам, описанным в шлифах 7245-21-1, -3, -4.

Судя по значительному содержанию магнитных сферул, характерных (в общем случае) для вулканических горных пород [60, 61, 62], исследуемая порода (пробы 7245-1, -2) может иметь вулканическое происхождение.

4.9.1.2. Карьер № 3, точка наблюдения 7245-10

В пределах вышеописанного обнажения, в двух метрах южнее (и гипсометрически ниже) места отбора пробы 7245-1 (рис. 4.9.11), пласт коричневого аргиллитоподобного материала сменяется брекчий зеленоватого цвета и выклинивается до 10 см (рис. 4.9.12). Из неё взяты две минералогические пробы: 7245-10 весом 3,0 кг (вес тяжёлой фракции размерностью 0,1-0,25 мм = 0,96 г) и 7245-10А весом 1,46 кг (вес тяжёлой фракции < 0,25 мм равен 1,11 г.).

Вещественный состав

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7245-10 следующий:

- немагнитная фракция: редкие зёрна циркона, рутила, пирита, лейкоксена, анатаза, карбоната, апатита, турмалина;

- электромагнитная фракция (0,95 г): гидроксиды железа и гидрослюдистый материал с гидроокислами железа (99 %); редкие зёрна эпидота, хромшпинелида, граната (альмандина), гематита, гидрослюдистого материала с рудными включениями;

- магнитная фракция (0,01 г): магнитные сферулы (95 %), обломки гидрослюдистого материала с магнетитом (5 %);

- крупная фракция (0,25 г): гидроксиды железа и гидрослюдистый материал с гидроксидами железа (100 %).

В лёгкой фракции преобладают карбонат и бледно-зелёная гидрослюда.

Результаты изучения магнитных сферул из т.н. 7245-10 приведены ниже, в главе 4.11. В строении сферул, по данным электронной микроскопии, участвует оплавленный алюмосиликатный и магнетитовый материал.

Помимо округлых сферул, описаны сферулы, сформированные на слагающем цемент брекчий алюмосиликатном материале. Наличие их указывает на то, что они сформировались in situ, а не были привнесены в породу извне, и на то, что температура формирования цемента брекчий превышала 1000°C.

4.9.1.3. Карьер № 3, точка наблюдения 7245-20

Проба 7245-20 взята в двух метрах восточнее и выше проб 7245-1, -2. Среди глыб инъецированного гидрослюдистым материалом известняка обнажается линзообразное, неправиль-

ной формы тело брекчий (одно из многих) с гидрослюдисто-глинистым цементом, мощностью до 0,4 м, падающий к югу под углом 45° (рис. 4.9.13). Связующая масса брекчий образует инъекции во вмещающие известняки (рис. 4.9.14, -15).

В верхней части пласта (рис. 4.9.13) цемент брекчий представлен однородным глинистым материалом коричневого цвета, с раковистым изломом (1), аналогичным породе в т.н. 7245-1, -2. Ниже залегает брекчия с гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета (2), имеющая грубообломочную текстуру и также содержащая обломки известняков. Помимо остроугольных обломков, в зеленоватом гидрослюдистом материале закатаны округлые обломки известняка (псевдогальки) размером 1-10 см; отмечается инъецирование их цементом брекчий. Гидрослюдистый материал инъецирует также крупные глыбы известняка (3).

Вещественный состав

Цемент брекчий охарактеризован минералогической пробой 7245-20. Вес пробы 1,46 кг; вес тяжёлой фракции (0,1-0,25 мм) составляет 0,73 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7245-20 следующий:

- немагнитная фракция: редкие зёрна циркона и кварца;

- электромагнитная фракция (0,72 г): гидроксиды железа и ожелезнённые глинисто-гидрослюдистые агрегаты (99 %); редкие зёрна ильменита, граната, турмалина, хромшпинелида, слюдистых обломков, циркона, апатита;

- магнитная фракция (0,05 г): преобладают магнитные гидроксиды железа и магнетит; в подчинённом количестве - магнитные сферулы.

Отмечены особенности:

1. Ильменит неокатан - кристаллы и их сростки обладают чёткими рёбрами и блестящими гранями.

2. Гидроксиды железа, светло-бурые глинисто-гидрослюдистые агрегаты и карбонат образуют слоистые пакеты.

Текстурно-структурные признаки

В точке опробования 7245-20 шлифами охарактеризованы три разновидности брекчий с гидрослюдистым цементом. Первая разновидность (рис. 4.9.14, -15) представлена вмещающими известняками, рассечёнными прожилками гидрослюдистого материала зелёного цвета. Вторая (рис. 4.9.16, -21) представлена гидрослюдисто-карбонатной брекчий с гидрослюдистым

цементом, местами флюидальным. Третья разновидность (рис. 4.9.26) – овалы обломки известняка в гидрослюдистом цементе.

Образец, шлиф 7245-20 (рис. 4.9.14, -15). Гидрослюдисто-карбонатная брекчия. Образец взят из глыбы известняков, рассечённых прожилками гидрослюдистого материала зелёного цвета.

Порода состоит из крупных, до 5×22 мм, остроугольных обломков органогенного известняка светло-серого цвета (60 %) и из прожилков гидрослюдистого материала зелёного цвета мощностью до 3 мм (40 %), инъецирующих и цементирующих обломки известняка. На контактах с цементом известняк слабо осветлён. Инъецирование известняка материалом цемента происходило без смещения, *in situ*.

Цемент представляет собой разномасштабный агрегат зёрен гидрослюды размерами менее 0,1 мм и псевдоморфоз гидрослюды по минералам и обломкам пород не установленного состава. Характерна тонкая вкрапленность окисленного рудного минерала.

Вторичные изменения выражены в перекристаллизации известняка, гидрослюдизации, а также лимонитизации связующей массы. Гнёзда и микропрожилки лимонита в связующей массе распределены крайне неоднородно.

Образец, шлиф 7245-20-1 (рис. 4.9.16, -17). Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом. Текстура брекчиевая, местами динамофлюидальная. Окраска варьирует от коричневой до зелёной. Порода состоит из остроугольных обломков известняка размером от долей мм до 8 мм, составляющих до 50 % площади шлифа, и из связующей массы коричневого и зелёного цвета, гидрослюдистого состава, базального типа, разномасштабной.

Известняк перекристаллизован. Преобладают обломки органогенного известняка с фрагментами раковин брахиопод; отмечаются обломки пелитоморфного и крупнокристаллического известняка, изредка – с кристаллами доломита. Широко распространено инъецирование обломков известняка цементом брекчии (рис. 4.9.18).

Гидрослюдистый цемент в нижней части шлифа (рис. 4.9.17) имеет коричневую окраску, в верхней – зелёную. Линия смены окраски нечёткая. Окраска не зависит от количества рудной примеси, характерной для цемента брекчии.

Структура цемента неоднородна. В большинстве случаев она мелкозернистая, цемент сформирован микрочастицами гидрослюды с незначительной примесью рудного минерала. Среди мелкозернистого цемента выделяются от-

дельные шпирсы, обладающие более однородной фельзитоподобной структурой. Отмечаются линии течения, подчеркнутые ориентированным расположением шпировидных неоднородностей структуры цемента и ориентированным расположением удлинённых обломков.

На рис. 4.9.19 - связующая масса брекчии, имеющая коричнево-бурую окраску, рассечена извилистым прожилком (до 0,3 мм) светло-бурого гидрослюдистого материала, анизотропного, однородного и не содержащего рудной вкрапленности. Возможно, секущий прожилок является зоной более поздних вторичных изменений.

На рис. 4.9.20 - обломок гидрослюдисто-хлоритового материала серовато-бурого цвета, с зёрнами осколькоатого кварца алевритовой размерности, расположенный среди гидрослюдистого цемента красновато-коричневого цвета, мелкозернистой структуры. Не содержит обломков известняка, отчётливо выделяется в скрещённых николях. Данный обломок и обломки перекристаллизованного известняка в нижней части снимка инъецированы красновато-коричневым цементом.

Образец, шлиф 7245-20-2 (рис. 4.9.21, -22). Порода аналогична образцу 7245-20-1. Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом. Текстура брекчиевая, динамофлюидальная.

Состав породы:

- обломки перекристаллизованного известняка (до 4×6 мм) светло-серого цвета, остроугольной, реже овальной формы, сложенного мелким детритом или полностью перекристаллизованного;

- остроугольные обломки (до 4×8 мм) аргиллитоподобного глинисто-гидрослюдистого материала коричневого цвета;

- связующая масса, сложенная мелкозернистым агрегатом гидрослюды и зёрнами осколькоатого кварца, местами составляющими до 5 % её объёма.

Локальные зоны осветления зеленовато-серого цвета, наложенные на цемент брекчии, подчинены расположению трещин (рис. 4.9.23). Обломки известняка разбиты трещинами и инъецированы по ним материалом цемента (рис. 4.9.23, левая часть).

На рис. 4.9.24 прожилок железисто-гидрослюдистого цемента отсекает от крупного обломка органогенного известняка мелкий обломок, причём степень ожелезнения цемента убывает по мере его проникновения в известняк.

Выделяются крупные участки цемента, не содержащие обломков известняка, и участки, на 50-70 % представленные его обломками. Тек-

Вещественный состав

стура течения подчеркнута субпараллельным расположением шпировидных неоднородностей цемента и удлинённых обломков известняка (рис. 4.9.25).

В тонких срезах цемента наблюдается погасание (в скрещенных николях) отдельных слагающих цемент микрочастиц; погасания крупных участков цемента не отмечено.

Образец, шлиф 7245-20-3 (рис. 4.9.26).

Обломок известняка коричневатого цвета, овальных очертаний закатан в гидрослюдистую связующую массу зелёного цвета, анизотропную, с мелкими разрозненными зёрнами кварца. Для неё характерны ориентированные вдоль контакта с известняком неоднородности, напоминающие линии течения.

В правой части снимка гидрослюдистый материал слагает извилистую инъекцию в известняке (рис. 4.9.26, -27, -28). В ней также наблюдаются линии течения и отмечаются мелкие слабоконтрастные полигональные теневые структуры – возможно, псевдоморфозы по неустановленным минералам.

Исследуемый материал (шлифы 7245-20 ÷ 7245-20-3) представляет собой брекчию, состоящую из обломков известняка и, предположительно, из изменённой вулканогенной связующей массы.

4.9.1.4. Карьер № 3, точка наблюдения 7245-21

В 15 м севернее места взятия пробы 7245-2 вскрыт наклонный пласт брекчий с глинисто-гидрослюдистой связующей массой, содержащей округлые и остроугольные обломки известняков, инъецированные глинистым цементом брекчий (рис. 4.9.29, -30). Он имеет сложное строение. Наиболее интересной особенностью данной точки наблюдения является наличие в верхней части пласта оторочек коричневого аргиллитоподобного материала вокруг карбонатных обломков размерами около 10 см, погружённых (закатанных) в дресвяно-гидрослюдистый цемент зеленоватого цвета. Вокруг меньших по размерам обломков оторочек нет.

Нижняя часть пласта представлена аргиллитоподобной породой коричневого цвета, с раковистым изломом, аналогичной породе в т.н. 7245-2 и находящейся в сложных, возможно – инъекционных взаимоотношениях с залегающей выше гидрослюдистой брекчией зелёного цвета. В коричневом цементе содержатся ксенолиты зелёной брекчии.

Породообразующие минералы, по данным рентгенофазового и термического анализа пробы 7245-21, представлены гидрослюдой типа глауконита или селадонита (59 %), кальцитом (24 %), кварцем (11 %), гетитом (5 %) и следами плагиоклаза.

Из брекчии коричневого цвета отобрана минералогическая проба № 7245-21. Вес пробы 3,0 кг, вес фракции менее 1,0 мм (после отмывки пробы) – 1,25 кг. Общий вес тяжёлой фракции равен 0,043 г (фракция 0,05-0,1 мм – 0,040 г, фракция 0,1-0,25 мм – 0,003 г).

Минеральный состав тяжёлой фракции (разм. 0,05-0,1 мм) следующий:

- немагнитная фракция представлена редкими зёрнами апатита, рутила, карбоната, пирита, турмалина, циркона, металлической примеси;

- электромагнитная фракция (0,04 г): преобладают гидроксиды железа и карбонатные обломки с гидроксидами железа (99 %); редкие зёрна амфибола, граната, ильменита, хромшпинелида, хлорита, слюды, кианита, пирита, циркона, рутила, амфибола;

- магнитная фракция представлена редкими знаками магнетита (50 %) и магнитных гидроксидов железа (45 %). До 5 % объёма фракции представлено магнитной металлической примесью. Присутствуют единичные магнитные сферулы.

Отмечено наличие двух разновидностей кристаллов магнетита: зёрна скруглённой формы и «свежего» облика (с резкими рёбрами и блестящими плоскостями).

Текстурно-структурные признаки

Связующая масса агломератовых брекчий в точке опробования 7245-21 представлена двумя литологическими разновидностями: мелкозернистой, напоминающей алевролит, красновато-коричневой породой, и брекчией зеленоватого цвета, состоящей из обломков гидрослюдистого материала, известняка и связующей массы базального типа.

Нередко отмечаются сложные взаимоотношения между разноокрашенными разновидностями связующей массы, причём контакты между ними, как правило, чёткие, без постепенных переходов (рис. 4.9.30).

Шлиф 7245-21-1 (рис. 4.9.31, -32). Глинисто-гидрослюдистая порода коричневатобурого цвета, аргиллитоподобная. Текстура массивная, структура микрозернистая. Порода сложена мелкими, 0,01-0,05 мм, зёрнами гидрослюдо-

ды (70 %), кальцита (25 %), кварца (3 %), окисленного рудного минерала (1-2 %). Отмечаются разрозненные пластинки слюдистого минерала и обособления относительно крупнозернистого материала, напоминающие элементы слоистости.

Связующей массой породы является микрозернистый агрегат зёрен гидрослюды. Порода содержит тонкий (0,2-0,7 мм) прослой, обогащённый относительно крупными (0,1-0,4 мм) остроугольными зёрнами кальцита (рис. 4.9.33).

Образец 7245-21-2 (рис. 4.9.34.). Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, коричневого цвета, состоящая из обломков однородного гидрослюдистого материала псаммитовой размерности и редких карбонатных обломков размером 1-3 мм, в т.ч. кремнёвых. Снизу к данному образцу прилегал крупный обломок известняка; между ним и коричневой цементирующей массой проходил тонкий, 0,5-1,0 мм, прослой гидрослюдистого материала зелёного цвета, фрагмент которого сохранился в нижней части образца.

Шлиф 7245-21-3 (рис. 4.9.35). Глинисто-гидрослюдистая порода коричнево-бурого цвета, аргиллитоподобная, аналогичная шлифу 7245-21-1. Текстура полосчатая, структура основной массы микрочешуйчатая.

Основная масса породы сложена агрегатом микрочешуек гидрослюды (70-80 %), остроугольных обломков карбоната кальция размером 0,01-0,05 мм (20-25 %), оскольчатых зёрен кварца (1-3 %), рудного минерала (1-2 %).

В верхней части шлифа – прослой мощностью 1 мм, обогащённый зёрнами карбоната алевритовой размерности (рис. 4.9.36).

Прослой рассечён прожилками гидрослюдисто-глинистого материала, не содержащего карбонатных включений. В левой части рис. 4.9.35 – ветвистый прожилок аналогичного микрозернистого гидрослюдисто-глинистого материала, не содержащего включений карбоната кальция (на рис. 4.10.37 он дан крупным планом); прожилок расположен ортогонально прослою «алевролита».

Образец 7245-21-5 (рис. 4.9.38). Брекчия гидрослюдистого состава со следами течения. Слоистая порода фиштакково-зелёного цвета, с разнообломочная, с единичными карбонатными обломками, вмещает прослой мощностью 7 мм, сложенный массивной, однородной аргиллитоподобной породой аналогичного состава.

Образец 7245-21-5А (рис. 4.9.39). Массивная гидрослюдисто-глинистая порода корич-

невого цвета, без признаков слоистости, с густой вкрапленностью мелких (доли мм) зёрен карбоната и с ветвистыми микропрожилками, выполненными гидроксидами железа. Внешне напоминает песчанистый аргиллит.

Образец 7245-21-6 (рис. 4.9.40). Фрагмент обломка брекчии, состоящей из обломков известняка (1) и гидрослюдисто-карбонатной связующей массы, подновлённой дендритовидными инъекциями гидрослюдистого материала (2). Обломок брекчии облучён по периферии гидрослюдистым материалом зелёного цвета, являющимся цементом брекчии поздней генерации (3).

Образец 7245-21-10 (рис. 4.9.41). Карбонатно-гидрослюдистая брекчия красновато-коричневого цвета, разнообломочная.

Состав породы:

- остроугольные обломки однородного гидрослюдистого материала зеленоватого, буровато-серого и красновато-коричневого цвета;

- редкие остроугольные обломки темно-серого известняка (рис. 4.9.42);

- цемент базального типа, красновато-коричневого цвета, гидрослюдисто-глинистого состава, брекчиевой текстуры. В цементе заметны теневые структуры слагающих его обломков и удлинённые плейчатые, линзовидные обособления глинистого и хлорит-карбонатного состава, подчёркивающие направление течения породы (рис. 4.9.42).

Шлиф 7245-21-11 (рис. 4.9.43). Карбонатно-глинисто-гидрослюдистая брекчия контрастной коричнево-зелёной расцветки.

В верхней части снимка остроугольные обломки известняка (1) сцементированы гидрослюдистым материалом зеленоватого цвета (2), брекчированным, анизотропным, содержащим тонкодисперсную рудную вкрапленность (рис. 4.9.44) и редкие оскольчатые зёрна кварца. Отмечается подобие линий течения.

В нижней части снимка количество и размеры обломков известняка заметно ниже. В качестве цемента выступает сравнительно однородная гидрослюдистая масса характерной тонкополосчатой расцветки, коричневого цвета (3). Примечательно, что полосчатость сечёт линию изменения гранулометрии цемента (рис. 4.9.45, слева вверху), т.е. она имеет не осадочное происхождение. Периферические части карбонатных обломков обогащены гидроксидами железа.

На рис. 4.9.46 – фрагмент связующей массы породы. Гидрослюдистый материал светло-коричневого (без анализатора) цвета, микро-

зернистой структуры, содержащий редкие округлые оолитоподобные глинистые образования до 0,15 мм, выделяющиеся в скрещенных николях. Имеют место мелкие, до 0,05 мм, слабоконтрастные теневого структуры полигональных очертаний – псевдоморфозы по неустановленным минералам. В левой части снимка – фрагмент обломка кремнённого известняка.

На рис. 4.9.47 - фрагмент снимка 156. Микрозернистая структура основной массы, с теновыми структурами, развитыми по неустановленным минералам. Основная масса породы состоит из частиц размерами около 0,01-0,03 мм, нередко имеющих полигональные очертания. Их центральные части имеют зеленоватую окраску, периферия – светло-коричневую.

Шлиф 7245-21-14 (рис. 4.9.48). Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, зеленоватого цвета. Текстура брекчиевая. Порода состоит из обломков органогенного известняка (1), зеленовато-бурого и зелёного гидрослюдистого материала (2) и из разнотернистого базального цемента фишашково-зелёного цвета (3), содержащего тонкодисперсную рудную вкрапленность.

Обломки известняка имеют остроугольные, коррозионные очертания; они окружены скоплениями гидроксидов железа и инъецированы материалом цемента (рис. 4.9.49, -50). Субпараллельная ориентировка вытянутых обломков известняка и линзовидных выделений рудного минерала в цементе (динамофлюидальная структура) указывают на пластичность породы в момент её становления.

Образец 7245-21-15 (рис. 4.9.51). Брекчия гидрослюдистого состава. Сложена остроугольными обломками (до 3 мм) аргиллитоподобного зелёного гидрослюдистого материала, группирующимися в подобие прослоев, и микрозернистой связующей массой аналогичного состава. Порода сильно трещиновата.

Верхняя часть образца окрашена гидроксидами железа в красновато-коричневый цвет. Линия смены окраски извилистая, чёткая.

Осыпь под обнажением 7245-21 состоит из обломков известняка, высвободившихся из брекчий. Форма большинства обломков близка к округлой (вне зависимости от их размеров), но не напоминает форму галек, - окатанность отсутствует. Снаружи некоторые из них покрыты тальковидной слюдой; с поверхности и по трещинам слагающий обломки известняк инъецирован железисто-глинистым и гидрослюдистым материалом связующей массы (рис. 4.9.52).

Отмечаются случаи одновременного инъ-

ецирования обломков известняка мелкозернистым карбонатно-гидрослюдистым материалом зеленовато-серого цвета и литифицированным железисто-глинистым материалом (рис. 4.9.53).

В осыпи встречен образец известняка, рассечённый полым трубчатым каналом диаметром 15-20 мм, стенки которого покрыты коричневым железисто-глинистым материалом, аналогичным цементу брекчий (рис. 4.9.54). Канал имеет боковые ответвления в виде выклинивающихся трещин и округлых зон химического замещения, выполненных тем же веществом. Формирование канала, бесспорно, связано с инъецированием в известняк цемента брекчий, содержавшего газовую фазу.

Предположительно, связующая масса агломератовой брекчии (образцы, шлифы 7245-21-1 ÷ 7245-21-15) представляет собой нацело изменённую ксенотуфоловаобрекчию. Обращает внимание структурное разнообразие связующей массы брекчии.

4.9.1.5. Карьер № 3, точка наблюдения 7245-23

Проба 7245-23 взята из вдающегося в карьер юго-западного угла скального выхода брекчий, более чем на 95 % состоящих из обломков известняка (рис. 4.9.55). Глыбы известняка сцементированы брекчией, состоящей из мелких карбонатных обломков и незначительного количества гидрослюдистого материала зеленоватого, реже коричневого цвета (рис. 4.9.56).

Вещественный состав

Цемент брекчии охарактеризован минералогической пробой 7245-23. Вес пробы 1,30 кг; общий вес тяжёлой фракции – 0,25 г (< 0,1 мм – 0,05 г; 0,1-0,25 мм – 0,15 г; 0,25-0,5 мм – 0,05 г).

Минеральный состав тяжёлой фракции (< 0,25 мм) следующий:

- немагнитная фракция: редкие зёрна циркона, карбоната, амфибола, пирита, кианита и единичные зёрна малахита;

- электромагнитная фракция (0,135 г): гидроксиды железа и обломки карбоната с гидроксидами железа (99 %); редкие зёрна ставролита, хлоритоида, моноклинного пироксена, граната, эпидота, шпинели, турмалина, гематита и слюдистых обломков;

- магнитная фракция (0,01 г): магнитные гидроксиды железа (95 %) и сростки магнитных гидроксидов железа с карбонатом (5 %).

Лёгкая фракция: железистый карбонат (70 %), карбонат (25 %), агрегаты гидрослюдистого материала (4 %), редкие бипирамидальные кристаллы горного хрусталя, пластинки мусковита.

Текстурно-структурные признаки

Шлиф 7245-23-1 (рис. 4.9.57). Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета. Крупные обломки органогенного (с остатками фузулинид) известняка сцементированы брекчией, состоящей из мелких остроугольных обломков известняка и гидрослюдистой основной массы зелёного цвета. Местами цемент пропитывает раздробленную породу. Отмечаются микропрожилки гидроксидов железа и редкие новообразования халцедона.

Образец, шлиф 7245-23-2 (рис. 4.9.58, -59). Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета.

Порода сложена:

- крупными, до 25 мм, ожелезненными с поверхности обломками органогенного известняка с остатками микрофауны;

- цементирующей массой прожилкового и базального типа, представляющей собой мелкообломочную брекчию, состоящую из зелёного гидрослюдистого материала брекчиевой текстуры и карбонатных обломков размерами ≤ 2 мм.

Органогенный известняк брекчирован и рассечён извилистыми прожилками гидрослюдистого материала зеленовато-бурого цвета мощностью 0,1-1,0 мм, в раздувах – до 2 мм. В тонких срезах (менее 0,02 мм) заметна его анизотропия. В створках раковин брахиопод отмечаются новообразования халцедона буровато-жёлтого цвета. Отмечен случай огибания зерна халцедона глинистым прожилком, т.е. формирование халцедона предшествовало дроблению. С прожилками сопряжены скопления рудного минерала.

Контакты между крупными обломками известняка носят характер стилолитовых швов: контур одного обломка в деталях повторяет контур другого (рис. 4.9.59, справа внизу), а между обломками обязательно присутствует гидрослюдистый материал в виде извилистого прожилка выдержанной мощности (доли мм). В верхней части рис. 4.9.58 небольшой, разбитый трещиной обломок известняка «вдавлен» в крупный обломок брекчии; они также разделены гидрослюдистым цементом.

В обломках органогенного известняка встречаются раковины фузулинид (рис. 4.9.60); присутствуют мелкие овальные обособления

оранжевого халцедона со слабо выраженной зональностью.

Образец, шлиф 7245-23-4 (рис. 4.9.61, -62). Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом, аналогичная образцам 7245-23-1, -2. Обломки известняка различаются по степени изменения: наряду со слабо изменёнными органогенными известняками присутствуют крупные обломки перекристаллизованных, фарфоровидных известняков, окаймлённые гидроксидами железа. Те и другие разбиты (без смещения) трещинами, заполненными гидрослюдистым материалом.

Цементирующая масса представлена гидрослюдистым материалом зелёного цвета, местами флюидальным. Отмечаются редкие крупные, до 0,3 мм, чешуйки гидрослюды ($Ng-Np \leq 0,013$). Нередко гидрослюдистый материал «пропитывает» породу, составляя до 50 % её объёма. В одних случаях он образует тонкие (доли мм) прожилки, секущие крупные обломки известняка (рис. 4.9.64), в других – цементирует мелкие обломки, образуя базальный цемент. Ориентированное расположение мелких удлинённых карбонатных обломков придаёт цементирующей массе динамофлюидальный облик (рис. 4.9.63).

Шлиф 7245-23-5 (рис. 4.9.65, -66). Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета. Порода состоит из обломков органогенного известняка, сцементированных анизотропным гидрослюдистым материалом фишашково-зелёного цвета.

В центральной части шлифа наблюдается проникновение фрагмента раковины брахиоподы (толщиной до 3 мм) в крупный обломок органогенного известняка (рис. 4.9.67); подобная структура называется *инкорпорационной*.

Проникновение не носило характер механического продавливания: тонкие, 0,3-0,5 мм, кальцитовые прослои, входящие в состав обломка известняка, при контакте с раковиной не сминаются, а «срезаются» (рис. 4.9.67). По контакту развита перекристаллизация известняка (ширина зоны – 0,2-0,3 мм), сопряжённая с инъектированием зоны контакта железисто-глинистым материалом: обломок раковины окружён тонкой каймой глинисто-гидрослюдистого материала, с одной стороны обогащённого гидроксидами железа.

На рис. 4.9.68 - участок брекчии, сложенной обломками известняка с глинистым цементом, сильно обогащён гидроксидами железа. На снимке – два крупных обломка, сложенных метакристаллами доломита (серое). В обломке, расположенном в центре снимка, определить исходный состав породы, на которую наложена

карбонатизация, затруднительно; в центре левого обломка находится реликт брекчии с глинистым цементом.

Образец, шлиф 7245-23-6 (рис. 4.9.69, - 70). Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом зелёного цвета.

Порода сложена:

- крупными обломками органогенного известняка;

- цементом брекчиевой текстуры, фисташково-зелёного цвета, состоящим из обломков (менее 1 мм) гидрослюдистого материала и известняка.

Гидрослюдистый материал характеризуется погасанием в скрещенных николях крупных участков. Общее количество гидрослюдистого материала в породе не превышает 5 % её объёма.

В верхней части снимков – локальные участки ожелезнения. Карбонатная порода расчленена сеткой трещин, выполненных железисто-гидрослюдистым материалом.

В правой части снимка находится обломок однородного гидрослюдистого материала бурого цвета, обладающего волнистым погасанием (рис. 4.9.71). Извилистые трещины в нём выполнены рудным минералом. Рисунок трещин, секущих обломок, резко отличен от системы трещин карбонатной породы.

На рис. 4.9.72 – линейный контакт крупного обломка органогенного пелитоморфного известняка (верхняя часть снимка) и цементирующей массы, представляющей собой мелкообломочную брекчию с гидрослюдистым цементом базального типа. В цементирующей массе – два обломка доломита (с анализатором – темно-серых). Один из них, правый, имеет гексагональные очертания; в другом проявлена зональность вторичных изменений.

Предположительно, связующая масса агломератовой брекчии (образцы, шлифы 7245-23-1 ÷ 7245-23-5) представляет собой изменённую ксенолавобрекчию.

4.9.1.6. Карьер № 3, точка наблюдения 7245-22

Обнажение расположено за пределами вышеописанного тела брекчий, в 17 м южнее его южного контакта. В откосе карьера среди грубослоистых органогенных известняков обнажается пологий пласт мощностью около 0,5 м, сложенный гидрослюдистым аргиллитоподобным материалом. Верхняя часть пласта имеет зелено-

ватую окраску, нижняя – коричневатую-серую (рис. 4.9.73). Залегание – $Az.80^\circ$, угол 20° . С поверхности слагающая пласт порода превращена в глину. В нижней части пласта аргиллитоподобный материал цементирует овальные обломки известняка. Во вмещающих известняках (в экзоконтактах тела брекчии) наблюдаются стяжения халцедона, ориентированные параллельно контактам тела.

В основании пласта брекчии находится прослой (5-7 см) сцементированных глинистой породой обломков известняка округлой, лепёшковидной формы. Ниже него в известняках (до 15 см от контакта) отмечается прерывистый прослой новообразованного халцедона коричневатого цвета мощностью до 5 см, ещё ниже – разрозненные гнёзда его.

Верхний контакт данного тела с известняками носит инъекционный характер, гидрослюдистый материал проникает по трещинам в известняки на 15-20 см (рис. 4.9.74).

Область контакта данного тела с большим вертикальным телом брекчий перекрыта дельювием. В 5-7 метрах выше описываемого пласта в стене карьера залегает ещё один пласт глинистых пород.

Глубина ниши в стене карьера, образовавшейся в течение 40 лет при выветривании исследуемого пласта, составляет 0,3-0,6 м; под действием экзогенных факторов она, несомненно, будет возрастать. Это типичный пример формирования ниши в известняках без влияния карстовых процессов.

Верхний контакт данного тела с известняками носит инъекционный характер, гидрослюдистый материал проникает по трещинам в известняки на 15-20 см (рис. 4.9.74).

Вещественный состав

Породообразующие минералы, по данным рентгенофазового и термического анализа пробы 7245-22, представлены гидрослюдой типа глауконита или селадонита (48 %), кальцитом (45 %), кварцем (5 %) и органическим веществом (1 %).

Из зачистки по обнажению брекчии отобрана минералогическая проба 7245-22 весом 1,45 кг. Общий вес тяжёлой фракции равен 0,48 г; дифференциация по крупности: < 0,1 мм – 0,13 г, 0,1-0,25 мм – 0,21 г, 0,25-0,5 мм – 0,04 г, 0,5 – 1,0 мм – 0,10 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции (разм. 0,1-0,25 мм):

- немагнитная фракция: редкие зёрна циркона, карбоната, кианита, апатита;

- электромагнитная фракция (0,19 г): гидроксиды железа и обломки карбоната с гидроксидами железа (97 %), хромшпинелид (2 %), редкие зёрна эпидота, граната, амфибола, ильменита, пирита, корунда, ставролита, шпинели, турмалина, моноклинного пироксена, рутила;

- магнитная фракция (0,005 г): магнитные гидроксиды железа (70 %), магнетит (20 %), примесь (10 %) и редкие магнитные сферулы.

Лёгкая фракция представлена карбонатом (97 %), редкими пакетами мусковита (1 %), зёрнами кварца (1 %) и гидроксидов железа (1 %).

Текстурно-структурные признаки

В полированных образцах и прозрачных шлифах определена разномасштабная горная порода гидрослюдистого состава, зеленовато-бурого цвета, с мелкими (0,1-1,0 мм) округлыми, разрозненными карбонатными обломками. Внешне она напоминает известковистый алевролит.

Образец 7245-22-5 (рис. 4.9.75). Разномасштабная аргиллитоподобная порода гидрослюдистого состава, зеленовато-бурого цвета, без признаков слоистости, с мелкими (0,1-1,0 мм) разрозненными карбонатными обломками. В верхней части снимка – овальное включение высокожелезистой горной породы темно-бурого цвета размером 8,5×6,0 мм, сильно изменённой, с тёмными структурами полигональных очертаний. Вокруг включения вмещающая порода осветлена.

Шлиф 7245-22-6 (рис. 4.9.76). Параллельный срез образца 7245-22-5. Мелкие, редкие обломки органогенного известняка размерами до 0,5 мм имеют округлые очертания (рис. 4.9.77, -78). Цемент представлен микрозернистым (< 0,01 мм) материалом, состоящим из обломков глинистых образований, реже карбоната. По структурным признакам порода напоминает разномасштабный песчаник; цемент сложен, по данным рентгенофазового анализа, преимущественно гидрослюдой.

Обломочный материал имеет преимущественно овальную форму (рис. 4.9.77, -78). Он погружён в микрозернистый цемент буровато-зеленовато-серого цвета, состоящий из зёрен карбоната < 0,01 мм и из обломков глинистого материала с нечёткими ограничениями. Для цемента характерна тонкодисперсная вкрапленность окисленного рудного минерала. На рис. 4.9.79 – общий вид цемента брекчии и расположенных в нём обломков.

Трещина в овальном обломке органогенного известняка (рис. 4.9.80) заполнена дендри-

тоидным прожилком гидроксидов железа. Мелкие удлиненные карбонатные обломки и линзовидные неоднородности цемента имеют субпараллельную ориентировку.

На рис. 4.9.81 - фрагмент крупного (> 10 мм) овального гнезда ожелезнения в известняке, образованного скоплением кристаллов окисленного пирита (~ 0,01 мм) в количестве 20-30 % объёма породы, и сплошными агрегатами гидроксидов железа. В его пределах находится псевдоморфоза гидроксидов железа по кристаллу не установленного минерала, имеющему кристаллографические очертания (рис. 4.9.82).

Исследуемая порода не является осадочной ввиду наличия инъекций во вмещающие известняки и отсутствия сортировки материала. Её структурные признаки, а также наличие магнитных сферул позволяют считать её вулканогенным образованием. Порода нацело изменена (гидрослюдизирована).

4.9.1.7. Карьер № 5, точка наблюдения 7060

В центральной части карьера № 5 встречен развал глыб до двух метров в поперечнике, сложенных известняковыми брекчиями с гидрослюдистым цементом плёночного типа. Аналогичная горная порода обнажается в южной части карьера, где она слагает пласт мощностью 0,3-0,4 м, падающий согласно с общим залеганием пород – Аз. 90°, угол 25°.

За 20 лет, прошедших с окончания эксплуатации карьера, глыбы брекчии под воздействием экзогенных факторов (разбухания глины) с поверхности частично разрушились, превратились в рыхлый глинисто-дресвяный материал буровато-серого цвета (рис. 4.9.83), имеющий невысокую, $k = 0,08 \times 10^{-3}$ ед. СИ, магнитную восприимчивость. Глыбы раскалываются по микротрещинам, выполненным гидрослюдистым материалом зелёного цвета. Из наименее выветрелой части одной из глыб взята проба 7060.

Текстурно-структурные признаки

Шлиф 7060-1 (рис. 4.9.84). Брекчия известняков с вторичным карбонатно- гидрослюдистым цементом. Состав породы:

- редкие обломки (до 0,8 мм) органогенного известняка, инъецированные гидрослюдистым материалом зеленовато-светло-серого цвета;

- овалы зёрна (0,05-0,5 мм) гидрослюдистого материала светло-бурого цвета, анизотропного, частично карбонатизированного;

- связующая масса, состоящая в одних участках шлифа из новообразованного кальцита, в других – из агрегата микрочастиц гидрослюды. В карбонатном цементе отмечаются теневые структуры гексагональных очертаний.

Овальный обломок лимонитизированного материала (рис. 4.9.85) закатан в глинисто-карбонатную массу бурого цвета. Обломок окружён связующей массой карбонатного состава (на снимке – белое), содержащей многочисленные мелкие зёрна гидрослюдистого материала и известняка.

На рис. 4.9.86 - зональное строение зёрен карбонатно-гидрослюдистого материала коричневого цвета крупным планом.

Овальные карбонатные зёрна имеют сложное строение. В одних случаях их центральные части сложены остатками микрофауны, окружёнными пелитоморфным известняком, в других – вокруг центра, сложенного бурым гидрослюдистым материалом, расположена оболочка бурого пелитоморфного глинисто-карбонатного материала. Отмечаются полигональные зёрна вторичного глинистого материала.

На рис. 4.9.87 два обломка известняка разделены микропрожилком железистой глины. Контакт напоминает стилолитовый шов: контур одного обломка повторяет контур другого.

Образец, шлиф 7060-Б2 (рис. 4.9.88, 89). Брекчия органогенных известняков с порово-плёночным цементом. Обломки известняков сцементированы глинисто-гидрослюдистой связующей массой зеленоватого (в шлифах - темно-бурого) цвета, которая выполняет поры, плёнки и извилистые трещины, микростилолитовые швы. В правой верхней части образца – обломок породы зеленовато-чёрного цвета, трещиноватой.

В левой части шлифа находится раздвиг микропрожилка глинисто-карбонатного материала темно-коричневого цвета, высокожелезистого, внедрившегося в обломок перекристаллизованной карбонатной брекчии, инъецированной по микротрещинам гидрослюдистым материалом. В пределах раздвиг отмечена почковидная инъекция глинисто-карбонатного материала в карбонатную брекчию (рис. 4.9.90).

В составе глинисто-карбонатного материала присутствуют мелкие, до 0,07 мм, полигональные зёрна глинистого минерала буровато-жёлтого цвета, придающие породе порфиновый облик (рис. 4.9.91). Зёрна снаружи покрыты железистыми «рубашками». Отчётливо видны линии течения, отражающие динамику внедрения.

Контакты связующей массы с известняком местами извилистые, инъекционные (рис. 4.9.92), местами – плавные. Внедрившийся материал срезает карбонатные обломки, слагающие брекчию. Создаётся впечатление, что субстанция, которая впоследствии, в результате изменений, стала глинисто-карбонатным материалом, изначально представляла собой расплав гибридного карбонатно-силикатного состава, внедрившийся в известняк (разлагая его на углекислый газ и окись кальция).

Контакт крупного обломка известняка и карбонатной брекчии, содержащей обособления глинистого материала, трассируется извилистым прожилком рудного минерала, напоминающим стилолитовый шов (рис. 4.9.93).

Шлиф 060-Б4 (рис. 4.9.94, -95). Порода представляет собой «брекчию в брекчии». Брекчия ранней генерации сложена обломками (0,5-2,0 мм) органогенного известняка и порово-плёночным карбонатно-гидрослюдистым цементом.

Брекчия поздней генерации сложена обломками (0,5-2,0 см) вышеописанной брекчии, разделёнными прожилками ярко-зелёного гидрослюдистого материала.

Извилистые прожилки гидрослюдистого материала являются связующей массой брекчии поздней генерации; они составляют не более 5 % объёма породы и носят характер стилолитовых швов (рис. 4.9.96). В нижней частях рис. 4.9.95 сосредоточены овалы зёрна гидрослюдистого материала бурого цвета, аналогичные изображённому на рис. 4.9.96.

Карбонатные породы, пронизанные мелкими и мельчайшими инъекциями магматического материала, были ранее описаны на Западном Урале Л.И. Лукьяновой и др., не исключаяющей принципиальную возможность алмазоносности подобных образований [31]. Внятного научного объяснения их происхождения мы не обнаружили; ниже (см. «Выводы...») приводится собственный вариант формирования микроскопических инъекций силикатного материала в известняках. Данные инъекции имеют форму стилолитовых швов.

Выводы по шлифам № 7060

Для брекчии, описанной в т.н. 7060, характерно незначительное (2-5 %) количество глинисто-гидрослюдистой связующей массы и прожилковый тип цемента.

Отмечена необычная особенность породы. Обломки известняка, входящие в состав брекчии, незначительно различаются по степени

наложенных изменений, однако повсеместно наблюдается зависимость формы одних обломков от формы других (наподобие вмещения одних обломков в другие), как будто часть обломков является более прочными по отношению к остальным. При этом признаки внутренней деформации обломков, форма которых зависима от формы других обломков, отсутствуют, как если бы имела место коррозия. Практически все обломки обволакиваются тонкими плёнками глинисто-гидрослюдистого материала.

Следует отметить полное отсутствие в цементе брекчии карбонатных прожилков, которые могли бы указывать на водное (холодное или гидротермальное) растворение обломков.

Гипотеза

Анализируя ситуацию, считаем допустимым существование следующего механизма формирования подобной брекчии. В близповерхностных условиях по трещине между двух пластов известняков происходит впрыск раскалённого газа, содержащего незначительное количество пирокластики. Вышележащая толща приподнимается давлением газа и затем, по мере падения давления, опускается, прессуя раскалённую смесь возникших при впрыске обломков известняка и пирокластики. При условии, что лаво-газовая смесь имеет температуру выше порога диссоциации карбоната кальция, более прогретые карбонатные обломки разлагаются, а форма менее прогретых обломков остаётся первоначальной и они интродуцируют более прогретые обломки. При этом на контактах между обломками остаётся небольшое количество силикатного материала, бывшего пылью вулканического происхождения и к настоящему времени гидрослюдизированного.

Быть может, данный вариант формирования брекчий выглядит излишне надуманным, однако иначе объяснить сочетание очевидной пластичности карбонатных обломков с наличием в породе инъекций силикатного материала, по мнению автора, весьма непросто.

Наличие расположенных вблизи т.н. 7060 проявлений брекчий иных разновидностей, также допускающих присутствие газовой фазы в момент их формирования (точки наблюдения 7059, 7244, 7245, 301), делает возможным вариант формирования данных брекчий в условиях активного газодинамического режима.

4.9.2. Глинистые отложения пещер, вскрытых карьерами

4.9.2.1. Пещера Труда, точка наблюдения 7237

Пещера Труда была вскрыта при отработке карьера № 2. Вход в неё (двойное отверстие) расположен в откосе восточной части карьера (рис. 4.9.97). Пещера представляет собой галерею шириной до 3 м с вертикальными стенами, высотой до 8 м (рис. 4.9.98), полого погружающуюся к востоку. Признаков выклинивания верхней части галереи не наблюдается; потолок округлый, сводчатый.

Стены пещеры покрыты натёчными образованиями, пол большей частью сложен обломками известняка и натёчного кальцита. У входа и в дальней (восточной) части пещеры, наряду с обвальными отложениями, присутствуют залежи глинистого материала.

В дальней части пещеры поверхность залежи глинистого материала наклонена в обратную сторону, к западу. С глубины 0,4 м из глины отобрана минералогическая проба 7237-3 весом 5,0 кг и образцы для изготовления шлифов.

Вещественный состав

Вес тяжёлой фракции размерностью 0,1-0,5 мм – 3,85 г. Исследована фракция 0,1-0,25 мм весом 3,36 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции:

- немагнитная фракция (0,01 г): карбонатные обломки (90 %), металлическая примесь (5 %), циркон (4 %), рутил (1 %), редкие зёрна апатита, лейкоксена, анатаза, малахита, пирита, халькопирита;

- электромагнитная фракция (3,30 г): гидроксиды железа (99 %) и редкие зёрна гидрослюдистого агрегата, шпинели, турмалина, моноклинного пироксена, эпидота, гематита, хромшпинелида, ильменита, лимонитизированных сферул;

- магнитная фракция (0,05 г): магнетит и обломки гидрослюдистого материала с магнетитом (100 %), редкие магнитные сферулы;

- крупная фракция (0,49 г): обломки с гидроксидами железа (100 %), присутствуют редкие лимонитизированные сферулы.

Магнитная восприимчивость глинистого материала на поверхности залежи составляет $0,20 \times 10^{-3}$ ед. СИ, на глубине 40 см – $0,80-0,90 (\times 10^{-3})$ ед. СИ.

Текстурно-структурные признаки

Образец, шлиф 7237-3 (рис. 4.9.99, -100). Разнообломочная порода (брекчия) буровато-коричневого цвета, карбонатно-глинистого состава. Текстура литокластическая, сортировка материала отсутствует.

Состав породы:

- редкие, крупные (до 10 мм) обломки перекристаллизованного известняка, нередко окружённые тонкими плёнками глинистого материала коричневого цвета и инъецированного этим материалом;

- редкие обломки (до 2 мм) кварцито-песчаников, частично замещённых халцедоном;

- обломки аргиллитоподобного глинистого материала зеленовато-жёлтого и красновато-коричневого цвета, с признаками флюидальности;

- обломки аргиллитоподобного материала красновато-бурого цвета, остроугольные и овальные (не подверженные пластическим деформациям), сложенные агрегатом гидрослюды, оскольчатых зёрен кварца и зёрен рудного минерала (рис. 4.9.101, -103). Некоторые зёрна имеют полигональные очертания (рис. 4.9.100); не исключено, что они являются псевдоморфозами по железистому минералу (оливину, флогопиту?);

- обломки (до 1,5 мм), сложенные вторичным хлоритом;

- обломки рудного материала (гётита?) размером до 2,0×7,5 мм.

В шлифе 7237-3 (рис. 4.9.101, -102) зафиксировано редкое явление – внедрение округлого зерна кварца в обломок глинисто-(хлорит?)-карбонатной породы, обладающей неоднородным внутренним строением (с подобием линий течения) и содержащей редкие микровключения глинистого материала. Контакт кварца и глинисто-карбонатной породы трассируется каймой глинистого материала мощностью порядка 0,01 мм; кварц корродирован глинистым материалом.

Связующая масса имеет микрозернистую, разнотекстурную, местами динамофлюидальную структуру; она состоит из зёрен глинистого материала, лимонита и кварца (рис. 4.9.103, -104).

На рис. 4.9.105 - связующая масса крупным планом; заметны теневые структуры полигональных очертаний, связанные с мелкими обломками изменённых пород или кристаллов. Обломок коричневого глинистого материала, расположенный в левой части этого снимка, имеет микрокристаллическую структуру; признаки слоистости отсутствуют.

Отмечено срастание пяти конкреций зонального халцедона правильных очертаний, без признаков переноса (рис. 4.9.106). Центральные

части трёх из них представлены глинистым материалом.

Внутреннее строение обломков рудного материала отчётливо проявлено в отражённом свете (рис. 4.9.107, -108). В последнем случае структура рудного материала близка к порфировой: порода сложена однородной связующей массой и мелкими, 0,01-0,03 мм, полигональными псевдоморфозами по неустановленному минералу, имеющему зональное внутреннее строение.

Предположительно, исследуемая горная порода является нацело изменённым кристалло-витро-литокластическим туфом щёлочно-основного (?) состава.

4.9.2.2. Пещера Безымянная, точка наблюдения 7244

Пещера находится в верхней части северного откоса карьера № 2. Стены её покрыты натёчными образованиями, пол восточной части пещеры сложен глинистыми отложениями коричневого цвета, без признаков сортировки материала. Из копуша глубиной 0,4 м, пройденного по отложениям, взяты две минералогические пробы: № 7244-1 весом 35 кг (вес тяжёлой фракции 294,98 г, что соответствует 21,06 кг/м³), и № 7244 весом 2,6 кг (вес тяжёлой фракции < 1 мм составил 7,74 г, или 964,5 г/м³). Из материала проб отобраны образцы для изготовления шлифов.

Вещественный состав

Породообразующие минералы, по данным рентгенофазового и термического анализа пробы 7244-1, представлены монтмориллонитом (53 %), смесью кальцита и доломита (17 %), смесью хлорита и каолинита (10 %), гётитом (10 %), кварцем (5 %), гиббситом (5 %).

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы № 7244-1 следующий:

- немагнитная фракция (0,07 г): карбонатно-фосфатные обломки (80 %), циркон (13 %), рутил (3 %), гидроксиды железа (3 %), самородная медь (1 %) и редкие зёрна пирита, моноклинного пироксена, марказита, малахита, лейкоксена, анатаза, апатита; присутствуют единичные зёрна муассанита;

- электромагнитная фракция (291,59 г): гидроксиды железа (100 %) и редкие карбонат-фосфатные обломки;

- магнитная фракция (2,50 г): магнитные гидроксиды железа (55 %), магнитные сферулы (45 %), редкие зёрна металлической примеси;

- крупная фракция (0,82 г): гидроксиды железа (100 %), редкие карбонат-фосфатные обломки.

В лёгкой фракции отмечены кварц, карбонат, хлорит, бесцветная слюда, глинистые псевдоморфозы по флогопиту.

Отмечены следующие особенности минералов: а) для горного хрусталя характерна бипирамидальная форма кристаллов; б) муассанит представлен игловидными кристаллами темно-синего цвета, с алмазным блеском; в) магнитные сферулы имеют гладкую, блестящую поверхность, без признаков переотложения; г) самородная медь образует губчатые агрегаты внутри отдельных зёрен гидроокислов железа (выявлена растворением в соляной кислоте).

При помощи электронного микроскопа в тяжёлой фракции пробы 7244 установлено наличие титанита; в нём определены (в мас. %): $\text{SiO}_2 = 21,48$; $\text{TiO}_2 = 52,04$; $\text{CaO} = 20,49$ (аналитик Ю.Л. Крецер).

Текстурно-структурные признаки

Шлиф 7244-1-1 (рис. 4.9.109). Брекчия буровато-коричневого цвета, разнообломочная, карбонатно-глинистого состава. Текстура литокластическая, напоминает текстуру туфов основного состава. Сортировка материала отсутствует.

Состав породы:

- обломки однородного глинистого материала красновато-коричневого и фиштакково-зелёного цвета (предположительно, изменённого стекла);

- обломки мелкозернистой гидрослюдистой породы коричневого цвета, овальные, содержащие микровключения карбоната и кварца;

- обломки пелитоморфного известняка, замещённого халцедоном;

- включения лимонита (гётита) округлой и дендритовидной формы;

- глинисто-гидрослюдистая связующая масса зеленовато-бурого цвета, содержащая зёрна кальцита, доломита и кварца размерами 0,01-0,02 мм.

- обломки перекристаллизованного, сильно трещиноватого известняка;

Отмечены обломки (до 2,5 мм) буровато-серого гибридного материала (также нацело изменённого), представляющего собой смесь пелитоморфного известняка и тончайшего агрегата гидрослюды, содержащего зёрна (0,01-0,02 мм) неустановленного минерала с высоким показателем преломления. Предположительно, такая порода могла возникнуть при смешении силикатного и карбонатного расплавов.

На рис. 4.9.110 – типичный пример структуры глинистых отложений. Контакты отдельных обломков не всегда отчётливы, нередко они выявляются лишь по отличию их структуры от структуры соседних обломков и от связующей массы. Обломки анизотропного вторичного глинистого материала красного цвета (в левой части снимка) и жёлтого цвета, внешне напоминающего аргиллит, обладают слабо выраженной флюидальностью и являются нацело изменённым стеклом.

Отмечен обломок кремнённой породы (рис. 4.9.111), инъецированный по трещинам материалом связующей массы. Исходной породой послужил явно не известняк: при повышении контраста изображения внутри обломка проявляются полигональные теневые контуры (рис. 4.9.112), в результате чего структура породы напоминает порфиновую.

Образец, шлиф 7244-1-3 (рис. 4.9.113). Порода, аналогичная образцу 7244-1-1. Присутствует крупный, 3×9 мм, обломок лимонитизированного глинистого материала (рис. 4.9.114) остроугольных очертаний, без признаков окатанности.

Во внутреннем строении мелкого стяжения лимонита (рис. 4.9.115) отчётливо видны детали внутреннего строения – зональность и слагающие его зёрна, в т.ч. остроугольные.

Предположительно, исследуемая горная порода является нацело изменённым ксенотуфом витро-литокластической структуры. Состав исходной породы, судя по обилию железа и отсутствию порфиновых зёрен кварца, ближе к основному.

4.9.2.3. Карьер № 3, точка наблюдения 7247

Небольшая, 2×2 м в плане, низкая полость в западной части карьера № 3. Пол сложен глинистыми отложениями коричневого цвета, поверхность которых представляет собой бугор, воздымающийся к востоку. В кровле полости отсутствуют следы водного растворения (фасетки).

Вещественный состав

Из копуша глубиной 0,4 м отобрана минералогическая проба 7247-1 весом 7,0 кг. Вес тяжёлой фракции 2,94 г, что соответствует 0,42 кг/т.

Минеральный состав тяжёлой фракции следующий:

- немагнитная фракция (0,05 г): циркон (48 %), карбонат (32 %), рутил (7 %), обломки с гидроксидами железа (3 %), лейкоксен (1 %); редкие зёрна сфена, пирита, анатаза, амфибола, турмалина, моноклинного пироксена (диопсида), муассанита, кианита, апатита;

- электромагнитная фракция (1,61 г): преобладают гидроксиды железа (99 %); прочие минералы – редкие зёрна амфибола, турмалина, диопсида, эпидота, хромшпинелида, ильменита, металлических сферул, хлорита, гематита, граната, кварца, марганцевых обломков;

- магнитная фракция (1,03 г): магнитные гидроксиды железа (100 %) и редкие магнитные сферулы;

- крупная фракция (0,25 г): гидроксиды железа (98 %), гематит (2 %) и редкие зёрна диопсида, эпидота, хромшпинелида.

Текстурно-структурные признаки

В глинистом материале встречен ряд овальных стяжений размером до 10 см, сложенных карбонатизированным глинистым материалом коричневого цвета. На сколе стяжений отчетливо видна брекчиевая (литокластическая) текстура; в окружающей глине она проявлена значительно слабее. Очевидно, процесс наложенной карбонатизации зафиксировал первоначальную структуру породы. На макроуровне цементация обломков карбонатом не заметна.

Судя по структурным особенностям и наличию магнитных сферул, исследуемая порода является, предположительно, нацело изменённым туфом.

4.9.3. Глинистые брекчии в интрузивном залегании

4.9.3.1. Точка наблюдения 7059

Трещиноватые, инъецированные прожилками гидрослюдистого материала известняки рассечены крутопадающим телом железисто-глинистой горной породы желтовато-коричневого цвета, брекчиевой текстуры, мощностью около 1 м (рис. 4.9.116, правая часть снимка). В левой части – известняк, инъецированный прожилками гидрослюдистого материала.

Верхний контакт тела резкий, без выклинивания; наблюдается инъецирование известняков (по трещинам, снизу вверх) глинистым мате-

риалом зеленоватого цвета (рис. 4.9.117). Обо-собления глины коричневатого и оранжево-жёлтого цвета, слагающие крутопадающее тело брекчии, имеют остроугольные очертания; взаиморасположение их довольно хаотично, текстура породы отчетливо брекчиевая. Трещины во вмещающих известняках выполнены зеленоватым гидрослюдистым материалом зелёного цвета (рис. 4.9.118, -119).

Вещественный состав

Породообразующие минералы, по данным рентгенофазового и термического анализа пробы 7059-В, представлены смешанно-слоистыми образованиями монтмориллонита и гидрослюды (48 %), кальцитом (46 %), кварцем (5 %) и плагиоклазом (1 %).

В верхней части обнажения глинистого материала из зачистки отобрана минералогическая проба 7059-Б весом 1,3 кг. Вес тяжёлой фракции равен 0,145 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7059-Б следующий:

- немагнитная фракция (0,03 г): кварц, карбонат – 99 %; редкие зёрна циркона, рутила; отмечено 1 зерно муассанита;

- электромагнитная фракция (0,130 г): преобладают гематит и гидроксиды железа (99 %); редкие зёрна альмандина, эпидота, гидрослюдистого агрегата, альмандина, хромшпинелида, амфибола, ставролита, моноклинного пироксена, турмалина, ромбического пироксена;

- магнитная фракция (0,003 г): магнитные гидроксиды железа – 80 %, магнетит – 20 %, магнитные сферулы – редкие зёрна.

Отмечены следующие особенности минералов тяжёлой фракции:

1. Муассанит - угловатое зерно синего цвета, размером $0,35 \times 0,55$ мм.

2. Хромшпинелид – 2 зерна. Скошенный, слабоокатанный октаэдр ($0,15 \times 0,15$ мм) и угловато-округлое зерно ($0,15 \times 0,2$ мм).

3. Моноклинный пироксен – угловатое, неокатанное зерно серовато-зелёного цвета, размером $0,2 \times 0,35$ мм.

4. Ильменит - преобладают кристаллы таблитчатой формы, неокатанные. Встречаются двупреломляющие и ожелезнённые зёрна. Размер зёрен – $0,15 - 0,25$ мм.

5. Альмандин - угловатые и окатанные зёрна, реже кристаллы.

Химический состав глинисто-гидрослюдистого материала, по данным микронзондового анализа шлифа 7059-Г2, следующий (среднее по 4 точкам, в мас. %): SiO_2 - 54,25 %, TiO_2 – 0,37, Al_2O_3 – 26,29 %, Fe_2O_3 – 3,42 %, MgO

– 5,10 %, CaO – 0,91 %, Na₂O – н/опр., K₂O – 6,11 %. Состав «оолитов» близок к составу матрикса.

Текстурно-структурные признаки

Из глинистого материала, взятого в точке отбора минералогической пробы, изготовлено 7 полированных образцов и 9 шлифов.

В первом приближении, исследуемый материал представляет собой вторичную карбонатно-глинистую горную породу зеленовато-коричневого цвета, содержащую оолитовидные псевдоморфозы глинисто-гидрослюдистого состава. Местами заметны линии течения.

Образец, шлиф 7059-Г1 (рис. 4.9.120, 121). Вторичная глинисто-карбонатная порода. Текстура массивная, местами динамофлюидальная. Связующая масса имеет железисто-карбонатно-глинистый состав; структура реликтовая, порфировая.

Порода состоит из округлых, округло-полигональных («оолитовидных») анизотропных псевдоморфоз по неустановленному минералу размером 0,05-0,5 мм, сложенных смешанно-слоистым агрегатом гидрослюды и монтмориллонита, и из связующей массы, состоящей преимущественно из новообразованного кальцита, местами – из глинисто-гидрослюдистого материала.

Обломок известняка в правой нижней части шлифа (рис. 4.9.121) разбит трещинами и инъецирован глинисто-гидрослюдистой массой, содержащей оолитовидные образования. Там же – прожилки железистого карбоната, секущий связующую массу породы.

На большей части шлифа проявлено интенсивное вторичное ожелезнение и карбонатизация. Гидроокислы железа выполняют извилистые прожилки, межзерновые промежутки и образуют скопления вокруг оолитовидных зёрен (рис. 4.9.122, -123, 124, -125). Карбонатизация развита по основной массе и почти не затрагивает оолитовидные зёрна глинистого материала. Округлые глинисто-гидрослюдистые образования менее дезинтегрированы, чем связующая их масса; отдельные «оолиты» смещены по трещинам.

В пределах светлой полосы в левой части шлифа (рис. 4.9.121) карбонатизация не сопровождается ожелезнением; для неё характерны такие же оолитовидные (большей частью – полигональные) глинистые включения, как и на остальной площади шлифа (4.9.126, -127).

Примечательно, что для мелких зёрен глинисто-гидрослюдистого материала полигональность очертаний более характерна, чем для

крупных «оолитов». Вокруг зёрен – «рубашки» новообразованного карбоната (на снимках – светлые каймы), повторяющие контуры зёрен. Их окружают оболочки минерала зеленовато-серого цвета, также полигональные. Оолитовидные зёрна, даже мелкие (не говоря уже о крупных), значительно менее затронуты карбонатизацией, чем цементирующая масса.

Извилистый характер трещин в зёрнах глинисто-гидрослюдистого материала напоминает трещины, характерные для кристаллов оливина. В правой части зерна (рис. 4.9.128) – микропрожилки кальцита, в центре «оолита» – зерно кварца размером до 0,03 мм.

Образец, шлиф 7059-Г3 (рис. 4.9.129, -130). Два крупных обломка известняка раздроблены (без смещения обломков) и инъецированы материалом связующей массы породы. Связующая масса сложена мелкими оолитовидными, реже полигональными глинистыми образованиями бурого цвета, обладающими элементами концентрической зональности, и анизотропной связующей массой бурого цвета (рис. 4.9.131).

Карбонатизация развита по межзерновым промежуткам и по извилистым трещинам; нередко карбонат слагает концентрически-зональные образования вокруг оолитоидных зёрен глинистого материала (рис. 4.9.132). Порода ожелезнена; рудный минерал представлен зёрнами до 0,1 мм и агрегатами, нередко расположенными вокруг зёрен глинистого минерала.

Шлиф 7059-Г4 (рис. 4.9.133). Карбонатно-глинисто-гидрослюдистая порода бурого, местами зеленовато-бурого цвета, пятнистая. Текстура массивная, структура порфировая.

Порода состоит из оолитовидных зёрен глинистого минерала желтовато-светло-бурого цвета и из буровато-коричневой железисто-глинистой связующей массы, избирательно замещённой кальцитом. Оолитовидные зёрна составляют 50-70 % площади шлифа; они анизотропны, нередко имеют полигональные очертания. Зёрна не затронуты карбонатизацией или карбонатизированы с поверхности; они рассеяны залеченными лимонитом извилистыми трещинами, форма которых характерна для кристаллов оливина (рис. 4.9.134, -135).

Порода интенсивно ожелезнена. Скопления гидроксидов железа преимущественно приурочены к периферии оолитовидных зёрен и к секущим зёрна трещинам.

Шлиф 7059-Г5 (рис. 4.9.136, -137). Вторичная глинисто-карбонатная порода с реликтами породы глинисто-гидрослюдистого состава.

Текстура массивная, структура реликтовая, порфировая.

До 30 % площади шлифа представлено оолитовидными зёрнами глинисто-гидрослюдистого состава, желтовато-коричневого цвета, размером 0,1-0,5 мм; более мелкие зёрна, как правило, полигональны. Оолитовидные зёрна сцементированы новообразованным кальцитом. Изредка карбонатный материал выполняет трещины в «оолитах», что свидетельствует о его более молодом возрасте. Многочисленные тонкие извилистые трещины, заполненные рудным веществом, секут и карбонатный цемент, и «оолиты», смещая фрагменты последних (рис. 4.9.138), но чаще упираясь в них.

Внутреннее строение глинисто-гидрослюдистых обособлений относительно однородное, но иногда в них заметны полигональные теневые структуры.

В левой части рис. 4.9.139 вокруг крупного обособления гидрослюдистого минерала – многослойная концентрически-зональная структура, образованная скоплением рудного минерала по периферии зерна, оболочкой карбонатизации, а за её пределами – прослоями карбоната, содержащими отшелушенные обломки гидрослюдистого материала. Аналогичные скорлуповатые обломки наблюдаются на рис. 4.9.140; во внутреннем строении изображённого на нём зерна заметны элементы зонального строения.

Порода сильно перекристаллизована и деформирована. Многочисленные трещины секут и карбонатный цемент, и «оолиты»; по ним развита рудная минерализация. На рис. 4.9.141 два зерна глинисто-гидрослюдистого состава (0,65 и 0,30 мм) имеют округлые очертания; меньшие по размерам зёрна, как правило, полигональны.

На рис. 4.9.142 – извилистый зональный кальцитовый прожилок мощностью 0,4 мм; тончайшие прожилки рудного минерала секут и карбонатный цемент породы, и этот кальцитовый прожилок.

Шлиф 7059-Г6 (рис. 4.9.143). Вторичная карбонатная порода пятнистой расцветки, с реликтами породы глинисто-гидрослюдистого состава (аналог шлифа 7059-Г5). Текстура массивная; структура реликтовая, порфировая.

До 30 % объёма породы представлено округлыми и полигональными глинисто-гидрослюдистыми образованиями буровато-жёлтого цвета, рассечёнными извилистыми трещинами, характерными для кристаллов оливина. Цементирующая масса практически полностью замещена кальцитом и местами лимонитизирована.

Крупные оолитовидные зёрна глинисто-гидрослюдистого материала сопровождаются тёмными железистыми оторочками (рис. 4.9.144). Аналогичные зёрна меньшего размера (порядка 0,1 мм) имеют полигональные очертания и окружены полигональными теневыми структурами.

На рис. 4.9.145 зерно глинисто-гидрослюдистого материала окружено кольцевыми оболочками кальцита и отслоившегося гидрослюдистого материала; периферия зерна более ожелезнена, чем центральная часть. Заметны полигональные теневые структуры, повторяющие внешний контур зерна.

Образец, шлиф 7059-Г7 (рис. 4.9.146, -147). Однородная глинисто-гидрослюдистая порода буровато-коричневого цвета, аналогичная шлифу 7059-Г2. Структура порфировая (порфировидная).

Порода на 70-75 % состоит из изометричных оолитовидных зёрен глинисто-гидрослюдистого материала размером 0,1-0,6 мм. Многие из них рассечены извилистыми трещинами, весьма характерными для кристаллов оливина (рис. 4.9.148, -149). Оолитовидные зёрна окружены оболочками (реакционными каймами?) красновато-коричневого цвета мощностью 0,02-0,05 мм. Зёрна внутри этих оболочек нередко полигональны.

Шлиф 7059-Г13 (рис. 4.9.150). Глинисто-гидрослюдистая порода, аналогичная шлифам 7059-Г1, -2, -3, -4, -7, -8. Текстура массивная; структура реликтовая, порфировая.

Порода на 70-75 % состоит из округлых, оолитовидных, округло-полигональных (рис. 4.9.151) зёрен глинисто-гидрослюдистого минерала зеленовато-жёлтого, фиштакково-зелёного, бурого цвета, имеющих скрытокристаллическую, микроволокнистую структуру, проявленную в плавном погасании в скрещённых николях (рис. 4.9.152).

Внутри «оолитов» заметны элементы внутреннего строения в виде полигональных фигур (рис. 4.9.153), реже крестообразных элементов. Оолитовидные образования разбиты извилистыми трещинами, схожими с трещинами, характерными для кристаллов оливина, и окружены тонкими кальцитовыми каймами (рис. 4.9.154).

Связующая масса (20-25 %) представлена глинисто-гидрослюдистым материалом красновато-коричневого цвета, обогащённым гидроксидами железа; участки его (размером до 1 мм) анизотропны.

Выводы по т.н. 7059

Оолитовидная горная порода на 70-75 % представлена овальными зёрнами (0,05-0,6 мм) глинисто-гидрослюдистого материала светлого бурого цвета; для наиболее мелких зёрен характерны полигональные очертания. Зёрна нередко рассечены тонкими извилистыми трещинами, напоминая трещины в зёрнах оливина. В скрещенных николях заметны элементы внутреннего строения «оолитов» в виде полигональных фигур, реже крестообразных элементов.

Связующая масса, составляющая 20-25 % объёма породы, представлена красновато-темно-коричневым глинисто-гидрослюдистым материалом, обогащённым гидроксидами железа. По межзерновым промежуткам развита карбонатизация, составляющая от 5-10 % до 100 %; примечательно, что она развита по связующей массе и практически не затрагивает оолитовидные образования. Вокруг «оолитов» в окружающем их кальците заметны тёмные оболочки, повторяющие контуры зёрен.

Из наблюдений вытекает следующая стадийность образования исследуемой глинистой породы, обнажающейся в т.н. 7059:

- формирование силикатного (предположительно, стекловатого) высокожелезистого матрикса, содержащего анизотропные оолитовидные выделения минерала того же состава;
- динамическое воздействие на породу, проявленное в смещении оолитовидных образований по трещинам;
- вторичные изменения, завершившиеся гидрослюдизацией и аргиллизацией матрикса и оолитовидных образований;
- карбонатизация породы, избирательно развитая по гидрослюдистому матриксу и частично затронувшая оолитовидные образования;
- динамическое воздействие на породу, проявленное в образовании густой сети микротрещин, секущих новообразованный кальцит;
- заполнение микротрещин гидроокислами железа.

Изменённым (замещённым глинистыми минералами) известняком данная порода быть не может, т.к. ни в одном из изученных шлифов не выявлено ни одного органического остатка, тогда как вмещающие породы представляют собой органогенные известняки с часто встречающимися фузулинидами. Отчётливо полигональные очертания зёрен глинисто-гидрослюдистого состава не позволяют считать их оолитами.

Не исключено, что исследуемая горная порода может являться нацело изменённым пикритовым порфиритом. Пикритовый порфирит, по определению, состоит из порфировых

вкрапленников оливина и стекловатой основной массы того же состава и не содержит каких-либо иных породообразующих минералов.

4.9.3.2. Карьер № 5, точка наблюдения 7063

В центральной части карьера среди известняков обнажается пласт глинистого материала мощностью более 3 м, полого погружающийся в западном направлении (рис. 4.9.155), несогласно с залеганием известняков. На поверхности карьерного уступа развалы охристо-глинистого материала прослеживаются до 60 м к югу от т.н. 7063 (рис. 4.9.4).

Пестроцветные глинистые образования инъецируют вышележащие известняки и, местами, цементируют их обломки. Глина на поверхности делювия имеет яркую красновато-коричневую окраску, свидетельствующую о высокой концентрации окисного железа в породе, однако уже на глубине 20-30 см цвет её становится преимущественно бледно-зелёным, что характерно для закисной формы железа.

Расчистка пласта глинистых пород (рис. 4.9.156) вскрыла, кроме того, просечки зеленоватой глины среди коричневого глинистого субстрата и обнажила инъецирование глинистым материалом залегающих выше известняков.

В полированных образцах (рис. 4.9.157, - 158) наблюдается та же картина: коричневая глина содержит зеленоватые гнёзда и прожилки. Очевидно, что глинистая порода, слагающая данный пласт, образовалась вне контакта с атмосферой вследствие аргиллизации и окисления высокожелезистых горных пород, и процесс этот был сложным и многофазовым. Для неё характерно наличие тёмных кольцевых, петельчатых структур, более характерных для вулканических стёкол.

4.9.3.3. Карьер № 3, точка наблюдения 301

В восточном борту Мариинского карьера № 3 взрывными работами около 40 лет назад было вскрыто гнездо охристо-глинистого материала красновато-коричневого цвета, заполнявшего полость в известняках полностью, без воздушных промежутков. На склоне под полостью в настоящее время находятся обширные развалы пластичного глинистого материала коричневатого цвета (рис. 4.9.159) – типичной пещерной глины. К моменту обследования литифицированный глинистый материал сохранился лишь в дальней

части гнезда, ширина обнажения 45-40 см (рис. 4.9.160).

Отмечен ряд особенностей данного образования, принципиально отличающих его, при общем внешнем сходстве, от типичных глинистых отложений пещер.

Залегание

Стенки полости, заполненной глинистым материалом, имеют плавные, округлые очертания. В левой верхней части обнажения (рис. 4.9.160) глинистый материал выполняет трещину в известняке, цементируя при этом обломки известняка. Остроугольные обломки зеленоватого известняка присутствуют в различных частях обнажения.

Вмещающие карбонатные породы, внешне выглядящие как обычные известняки, представляют собой брекчию с гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета, что заметно на свежем сколе породы (рис. 4.9.161).

Вещественный состав

Горная порода, заполняющая полость в известняках, представляет собой литифицированную разнообломочную брекчию с глинистым цементом (рис. 4.9.162).

Брекчия состоит из:

- остроугольных и скруглённых обломков лимонитизированных пород (1), в центральных частях которых сохранились реликты изменённых пород красноватого, белого цвета (2);
- обломков известняка зеленовато-жёлтого (3), синевато-серого (4) цвета, брекчированного, полностью перекристаллизованного;
- угловатых обломков вторичного глинистого материала красновато-коричневого, реже зеленоватого цвета;
- связующей массы красновато-коричневого цвета (5), состоящей из обломков того же состава размерами менее 0,5-1,0 мм.

В образце 301-1 (рис. 4.9.163) – гнездо скруглённых (не окатанных) обломков лимонитизированных пород в глинистом (монтмориллоновом?) субстрате; они принадлежат магнитной фракции.

Брекчиевая текстура породы наглядно охарактеризована образцом 301-2 (рис. 4.9.164); помимо обломков перечисленных пород, в нём присутствует остроугольный обломок глинистого материала зеленоватого цвета (предположительно, гидрослюдистого состава).

Процессами выветривания брекчия преобразуется в обычную охристую глину буровато-

коричневого цвета, в которой обломочное строение различимо весьма слабо.

Из брекчии отобрана проба весом 2,8 кг. Выход тяжёлой фракции размерностью менее 0,5 мм составил 17,269 г (15,418 кг/м³).

Магнитная сепарация фракции крупнее 1 мм продемонстрировала аномально высокую концентрацию магнитной составляющей: 286 г, или 255,3 кг/м³. Снимок магнитной фракции размерностью >1 мм приведён на рис. 4.9.165.

Форма обломков, сложенных магнитными гидроксидами железа, варьирует от остроугольной до овальной (рис. 4.9.166). Обломки размерами более 0,5 мм имеют, как правило, сглаженные очертания, а зёрна мельче 0,25 мм представляют собой вытянутые зазубренные пластинки.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 301 (фракция 0,1-0,25 мм) следующий:

- немагнитная фракция (0,515 г): кварц, циркон, рутил, карбонатно-фосфатные обломки, лейкоксен, турмалин;

- электромагнитная фракция (2,374 г): гидроксиды железа, в т.ч. псевдоморфозы лимонита по пириту – 99 %; редкие зёрна турмалина, альмандина, хромшпинели;

- магнитная фракция (0,503 г): магнитные гидроксиды железа – 99 %, магнетит – 1 %, магнитные сферулы – редкие зёрна.

Принципиальные отличия данного выхода глинистого материала от залежей глинистого материала прочих обследованных пещер состоят в следующем:

- достоверно секущее залегание глинистого материала относительно известняков;
- наиболее ярко выраженная брекчиевая текстура породы;
- аномально высокая концентрация магнитных гидроокислов железа (10 % от веса пробы), максимальная среди исследованных объектов и не упоминавшаяся в литературных источниках, описывающих пещерные отложения.

Хорошая сохранность обломков, входящих в состав породы, может быть обусловлена двумя факторами: 1) камера в известняках была полностью, без воздушного промежутка, заполнена брекчией; 2) камера не имела естественного выхода на поверхность и потому материал был менее подвержен экзогенным изменениям, чем, к примеру, глинистые отложения пещер.

Информация, полученная при изучении Мариинских карьеров, наглядно демонстрирует наличие генетической связи между телами агломератовых брекчий и расположенными в непосредственной близости от них пещерами.

Иллюстрации к главе 4.9

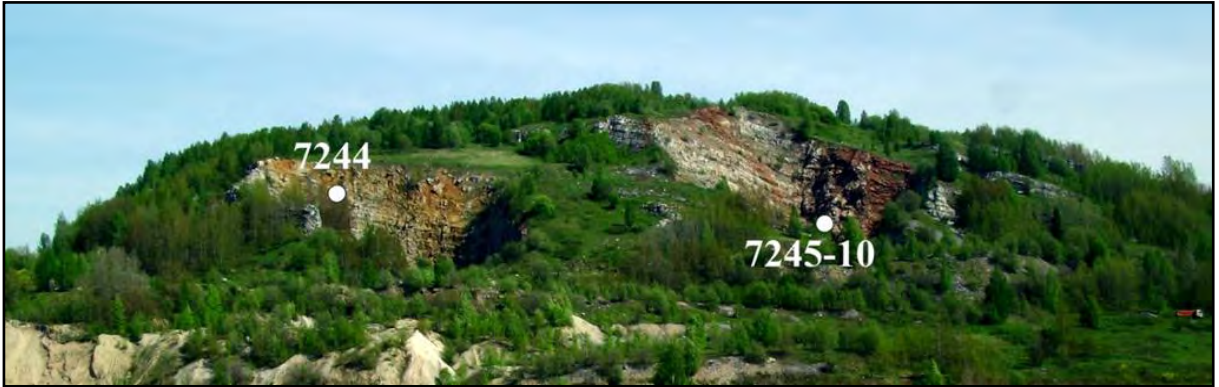


Рис. 4.9.1. Карьеры № 2 и № 3 на южном склоне горы Белой и места отбора минералогических проб

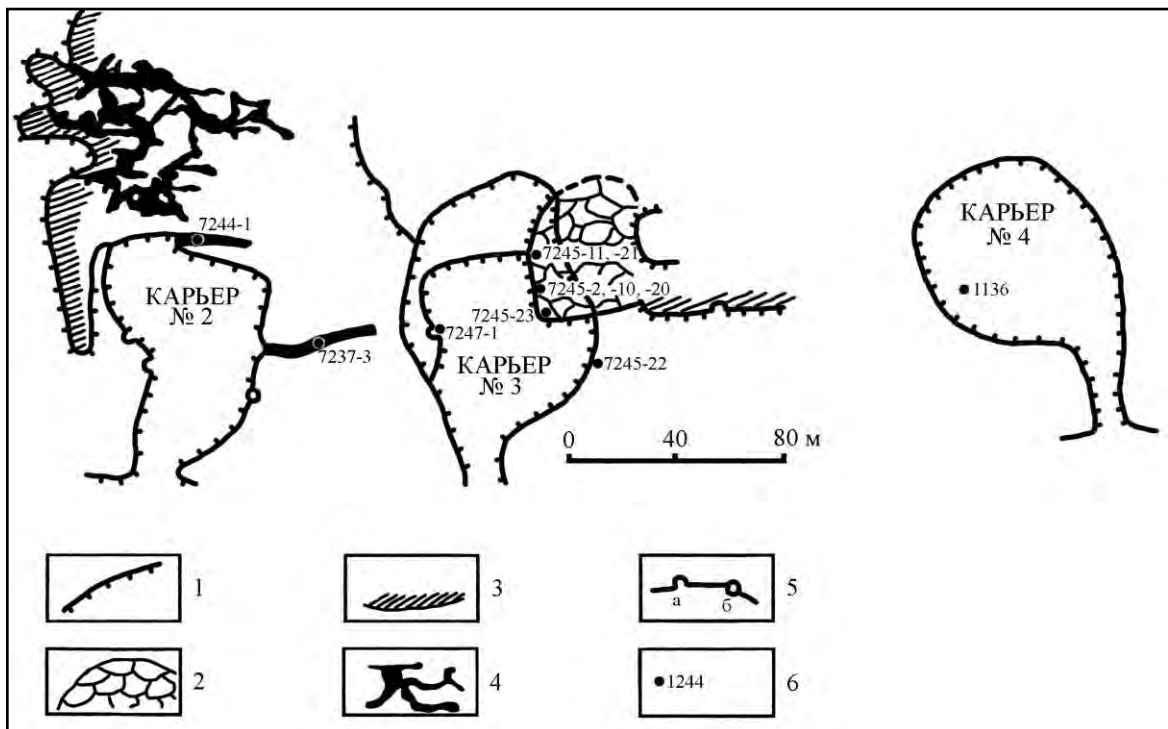


Рис. 4.9.2. Мариинские карьеры №№ 2, 3, 4. План и схема опробования:
1 – скальные уступы, борта карьеров; 2 – агломератовые брекчии; 3 – брекчиевидные известняки;
4 – пещеры; 5 – карстовые ниши (а), «органные трубы» (б); 6 – точки отбора проб и их номера

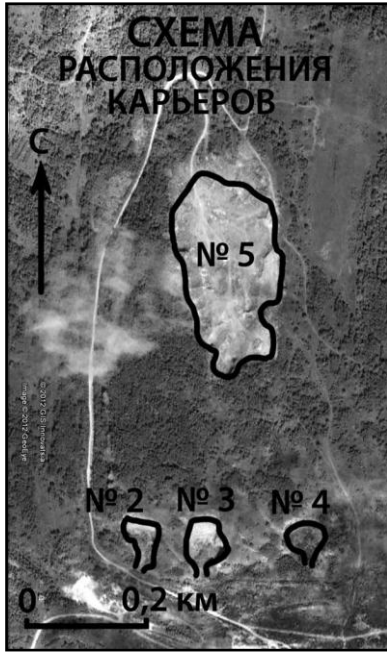


Рис. 4.9.3. Схема расположения Мариинских карьеров №№ 2 ÷ 5

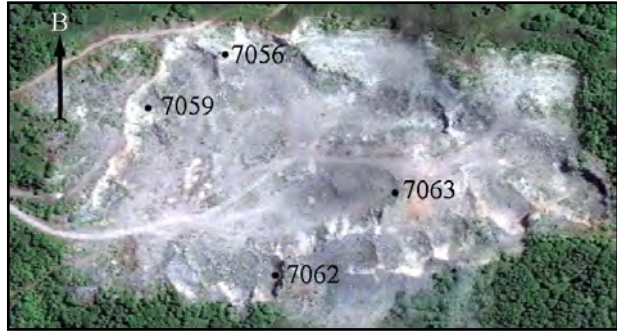


Рис. 4.9.4. Мариинский карьер № 5. Схема опробования



Рис. 4.9.5. Мариинский карьер № 3. Общий вид выхода агломератовых брекчий



Рис. 4.9.6. Мариинский карьер № 3, т.н. 7245. Западная часть выхода брекчий



Рис. 4.9.7. Карьер № 3, т.н. 7245-11. Фрагмент северной части тела брекчий



Рис. 4.9.8. Фрагмент северо-западной части тела брекчий (т.н. 7245-11)



Рис. 4.9.9. Карьер № 3. Ниша в приконтактной части тела брекчий

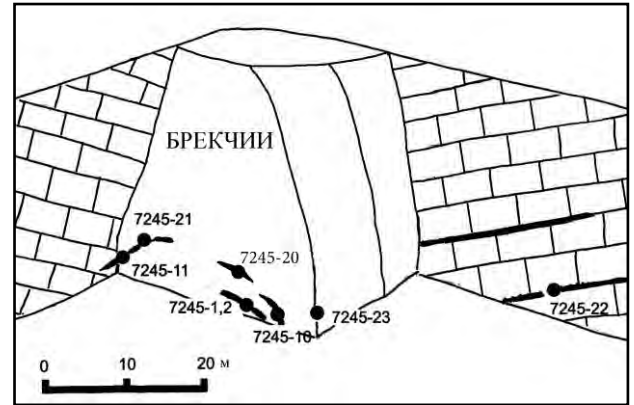


Рис. 4.9.10. Карьер № 3. Схема опробования тела брекчий



Рис. 4.9.11. Расположение точек наблюдения 7245-1, -10, -20



Рис. 4.9.12. Карьер № 3. Место отбора пробы 7245-10



Рис. 4.9.13. Карьер № 3, т.н. 7245-20. Гидрослюдистый цемент агломеративной брекчий (1, 2) между глыбами известняков (3)

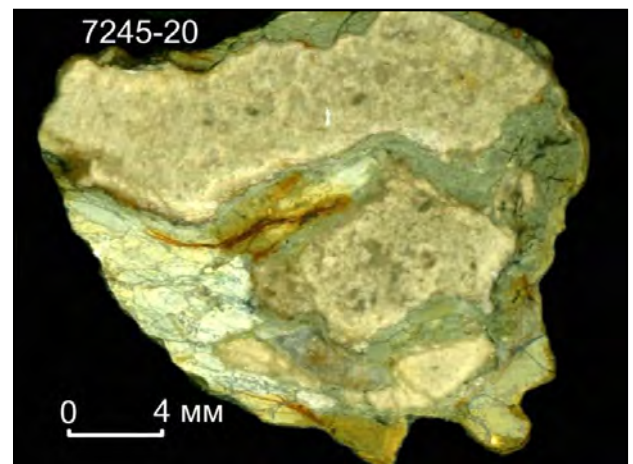


Рис. 4.9.14. Образец 7245-20. Гидрослюдисто-карбонатная брекчий: инъецирование известняка гидрослюдистым цементом

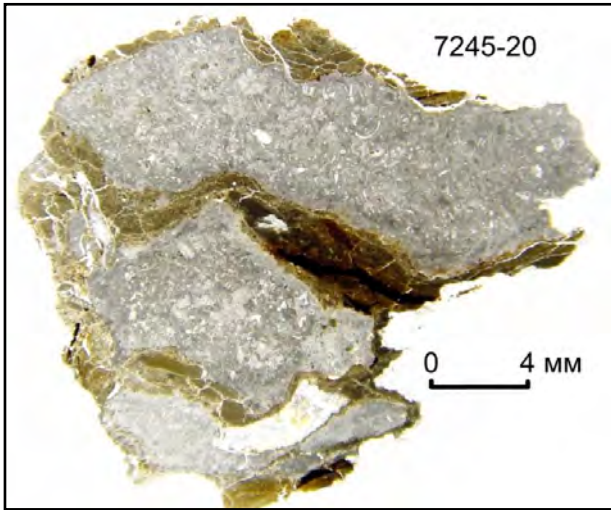


Рис. 4.9.15. Шлиф 7245-20. То же, в проходящем свете

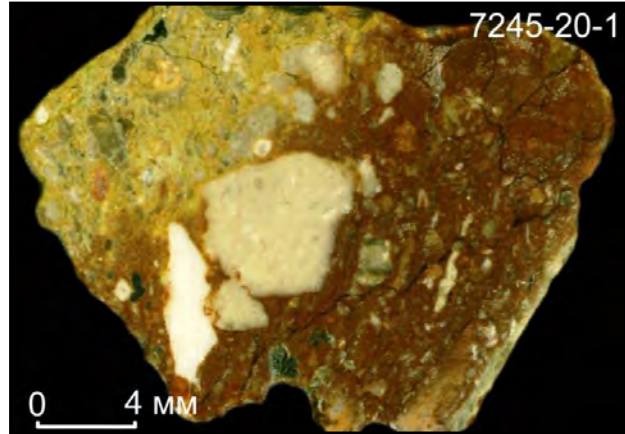


Рис. 4.9.16. Образец 7245-20-1. Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом. Крупный карбонатный обломок разбит и сцементирован «in situ»

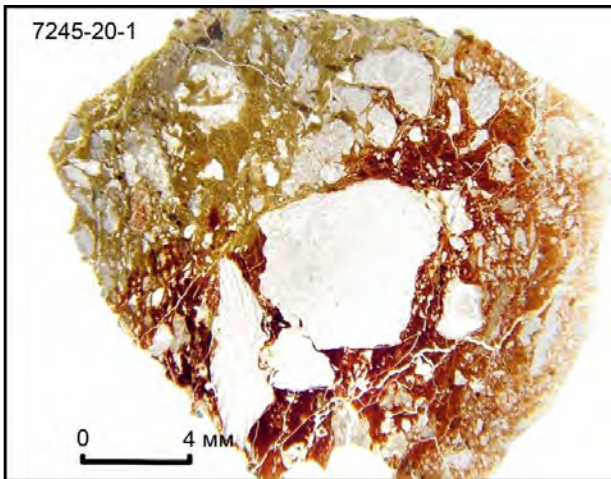


Рис. 4.9.17. Шлиф 7245-20-1. Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом. Белое – обломки известняка

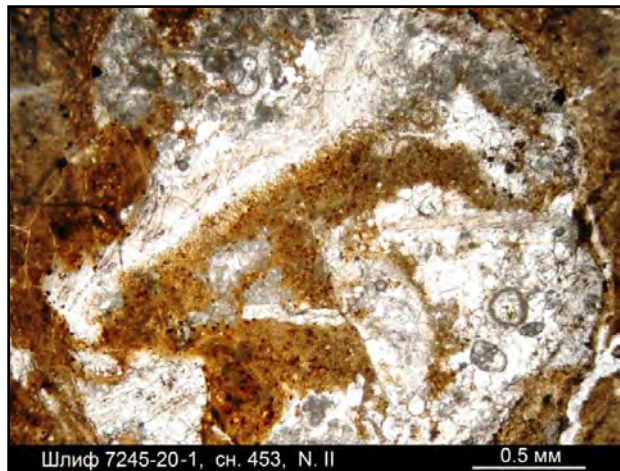


Рис. 4.9.18. Шлиф 7245-20-1, снимок 453, ник. II. Инъекционное цементирование обломка известняка цементом брекчии

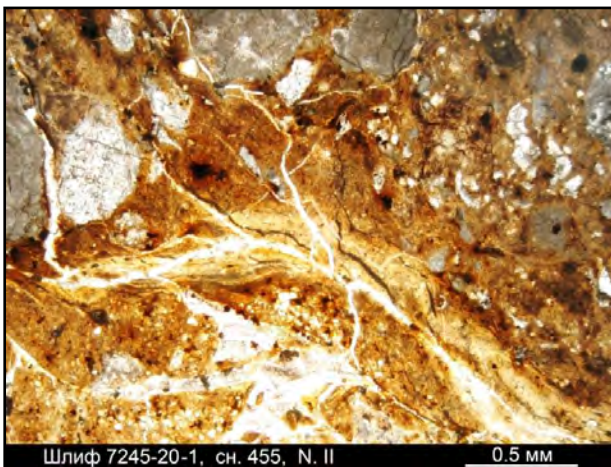


Рис. 4.9.19. Шлиф 7245-20-1, снимок 455, ник. II. Прожилки гидрослюдистого материала (жёлтое) в базальном гидрослюдистом цементе



Рис. 4.9.20. Шлиф 7245-20-1, снимок 460, ник. X. Обломок гидрослюдисто-хлоритового материала, расположенный среди красновато-коричневого гидрослюдистого цемента. Цемент инжектирует известняк (белое)

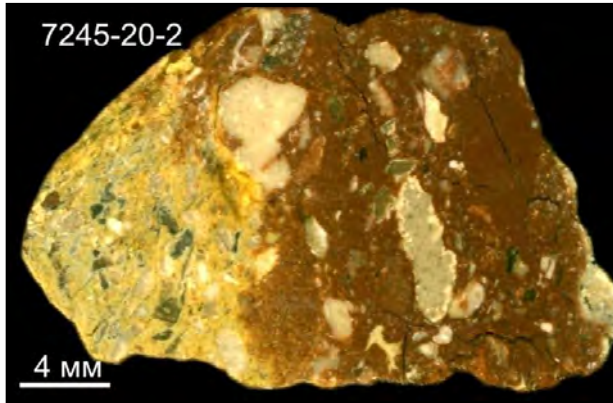


Рис. 4.9.21. Образец 7245-20-2. Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом. Структура динамофлюидальная, обломки известняка вытянуты вдоль неоднородностей окраски

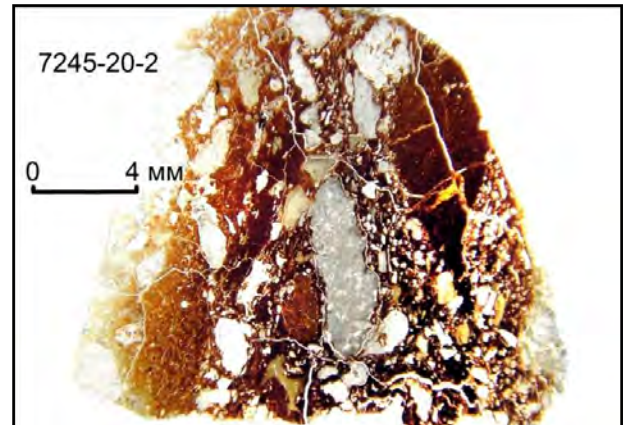


Рис. 4.9.22. Шлиф 7245-20-2. То же, в проходящем свете

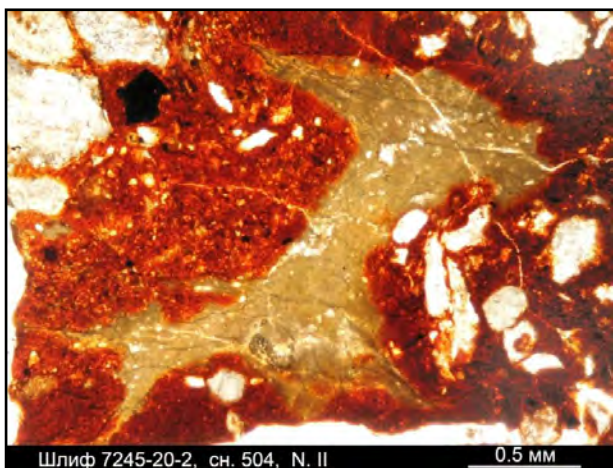


Рис. 4.9.23. Шлиф 7245-20-2, снимок 504, ник. II. В центре – зона осветления, наложенная на цемент брекчии. Белое - известняк

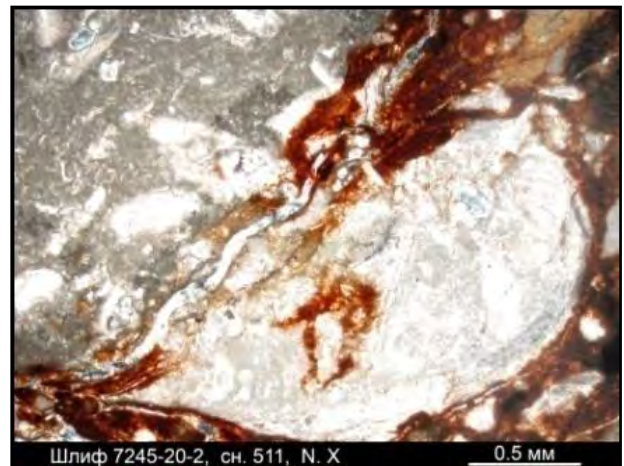


Рис. 4.9.24. Шлиф 7245-20-2, снимок 511, ник. X. Инъекционное известняк гидрослюдистым цементом. Окраска цемента с увеличением глубины проникновения меняется

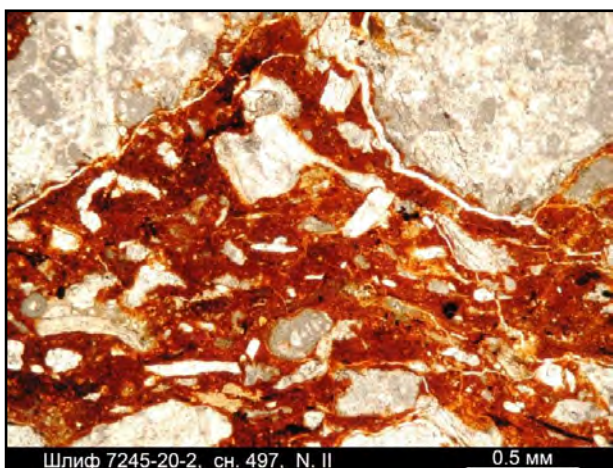


Рис. 4.9.25. Шлиф 7245-20-2, снимок 497, ник. II. Динамофлюидальная структура цемента брекчии

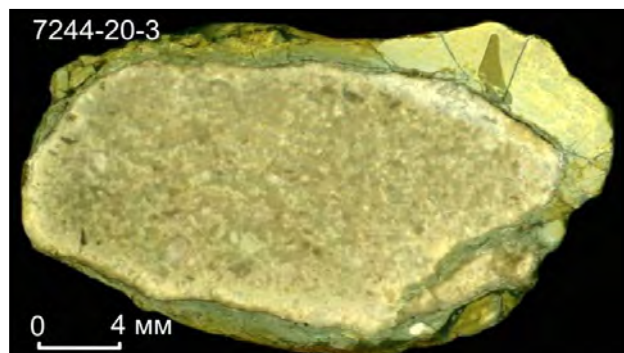


Рис. 4.9.26. Образец 7244-20-3. Овальный обломок известняка инъецирован по трещине гидрослюдистым материалом



Рис. 4.9.27. Шлиф 7245-20-3, снимок 514, ник. II. Микропрожилки гидрослюды (бурое) в известняке



Рис. 4.9.28. Шлиф 7245-20-3, снимок 517, ник. X. То же; заметно неоднородное строение гидрослюдистого материала



Рис. 4.9.29. Карьер № 3, т.н. 7245-21. Связующая масса агломератовой брекчии. Вверху - облекание обломков известняка коричневым аргиллитоподобным материалом



Рис. 4.9.30. Фрагмент обнажения 7245-21. В верхней части снимка – известняк, ниже – карбонатно-гидрослюдистая брекчия

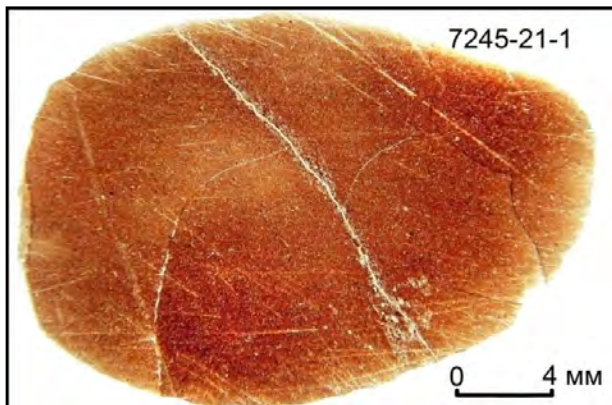


Рис. 4.9.31. Шлиф 7245-21-1. Аргиллитоподобная глинисто-гидрослюдистая порода, входящая в состав связующей массы агломератовой брекчии

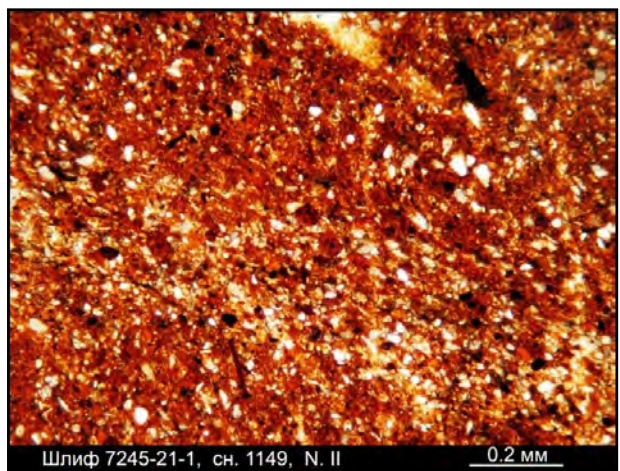


Рис. 4.9.32. Шлиф 7245-21-1, снимок 1149, ник. II. Микрозернистая структура аргиллитоподобного материала

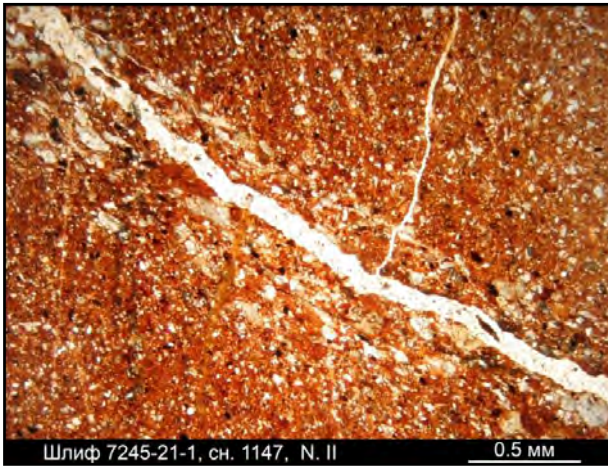


Рис. 4.9.33. Шлиф 7245-21-1, снимок 1147, ник. II. То же; шлировое скопление карбонатных частиц (вдоль трещины)

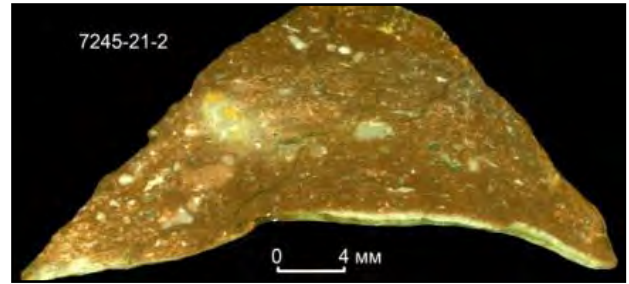


Рис. 4.9.34. Образец 7245-21-2. Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава

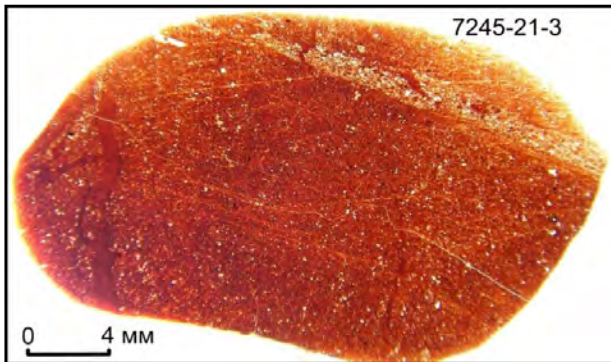


Рис. 4.9.35. Шлиф 7245-21-3. Аргиллитоподобная гидрослюдистая порода. В левой части – ветвистый прожилок породы несколько иного состава

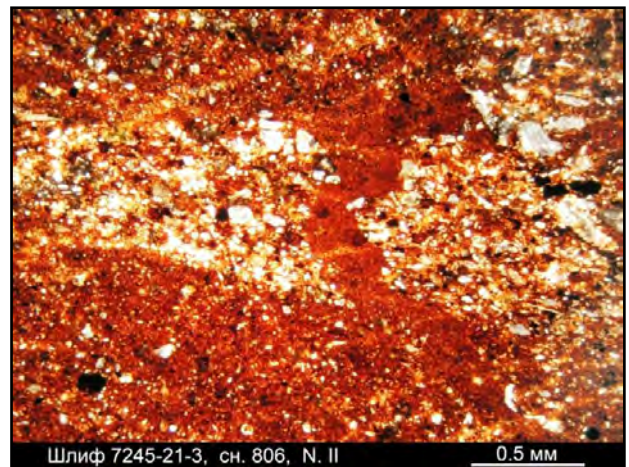


Рис. 4.9.36. Шлиф 7245-21-3, снимок 806, ник. II. Аргиллитоподобная гидрослюдистая порода. Прослой мощностью 1 мм, обогащённый зёрнами карбоната, рассечён прожилком материала более однородной структуры

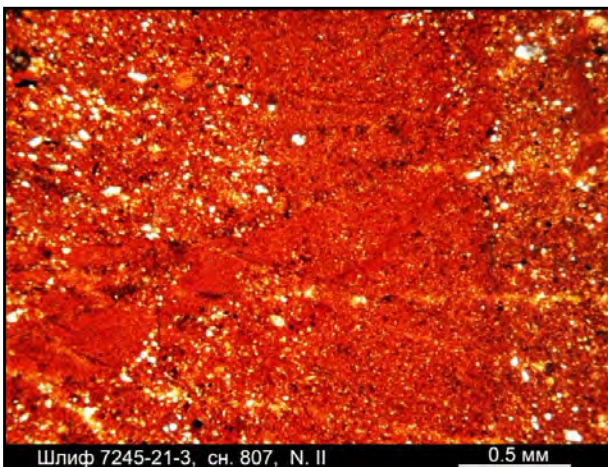


Рис. 4.9.37. Шлиф 7245-21-3, снимок 807, ник. II. Пересечение «прожилков» в аргиллитоподобной породе

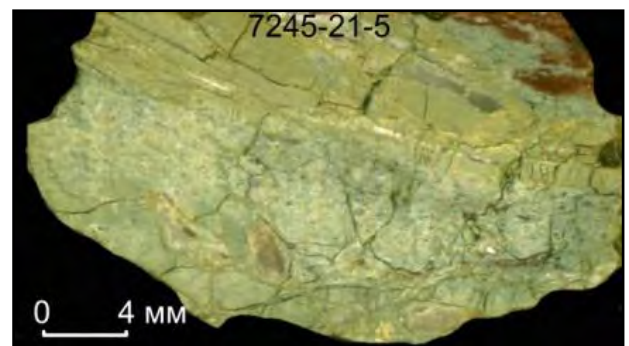


Рис. 4.9.38. Образец 7245-21-5. Контакт брекчии гидрослюдистого состава и однородного гидрослюдистого материала

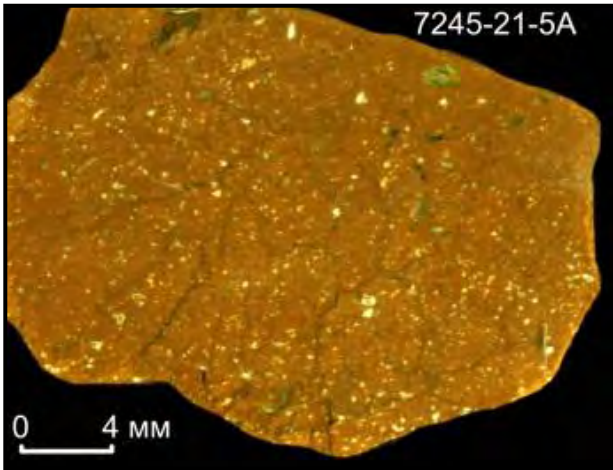


Рис. 4.9.39. Образец 7245-21-5А. Однородная гидрослюдисто-глинистая порода коричневого цвета

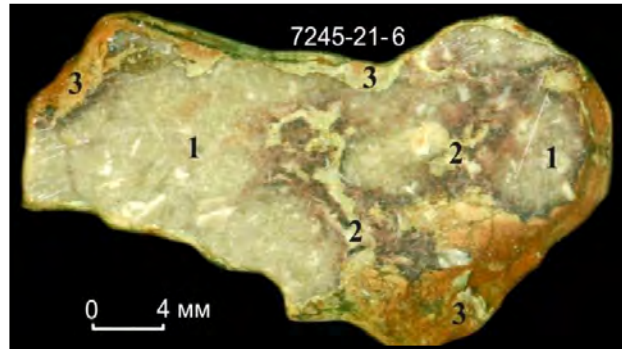


Рис. 4.9.40. Образец 7245-21-6. Гидрослюдисто-карбонатная брекчия: 1 – известняк, 2 - гидрослюдистый материал ранней генерации, 3 - гидрослюдистый материал поздней генерации

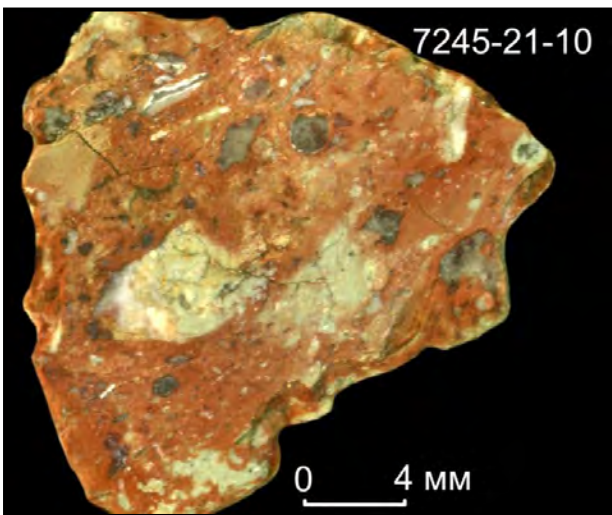


Рис. 4.9.41. Образец 7245-21-10. Разнообломочная карбонатно-гидрослюдистая брекчия красновато-коричневого цвета, с базальным цементом

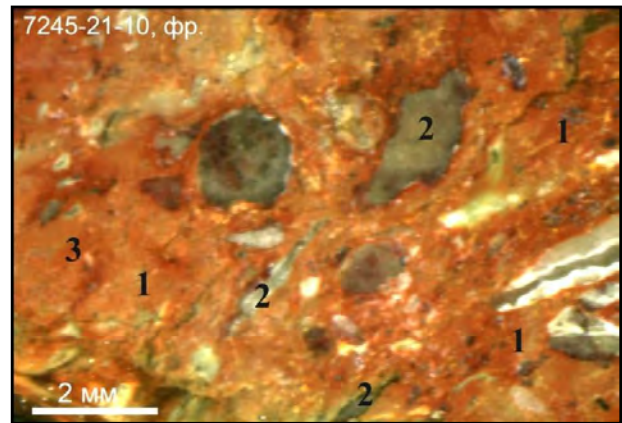


Рис. 4.9.42. Образец 7245-21-10, фрагмент: 1 – глинистый материал красновато-коричневого цвета, 2 – линзовидные обломки известняка, 3 – линзовидные обособления глинистого материала

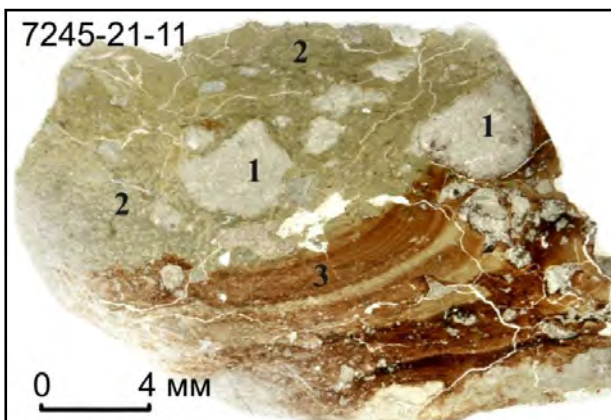


Рис. 4.9.43. Шлиф 7245-21-11. Карбонатно-гидрослюдистая брекчия: 1 – известняк, 2 – микрозернистый гидрослюдистый материал, 3 - гидрослюдистый материал полосчатой расцветки

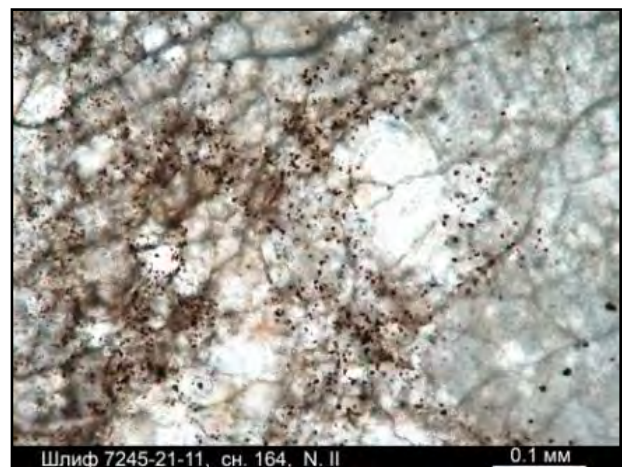


Рис. 4.9.44. Шлиф 7245-21-11, снимок 164, ник. II. Известняк с вкрапленностью рудного минерала



Рис. 4.9.45. Шлиф 7245-21-11, снимок 163, ник. X. Гидрослюдистый цемент брекчии. Полосчатость сечёт линию изменения гранулометрии цемента



Рис. 4.9.46. Шлиф 7245-21-11, снимок 157, ник. X. Связующая масса гидрослюдистой брекчии крупным планом. Заметны теньевые структуры, в т.ч. полигональные

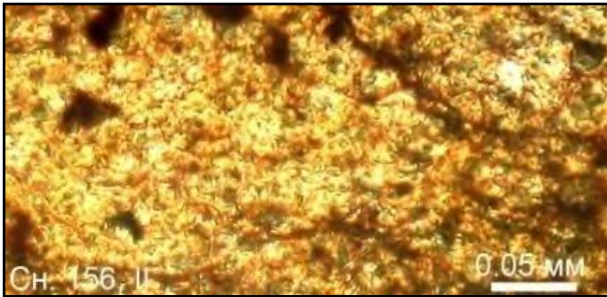


Рис. 4.9.47. Шлиф 7245-21-11, снимок 156, фрагмент. Микрозернистая структура цемента брекчии

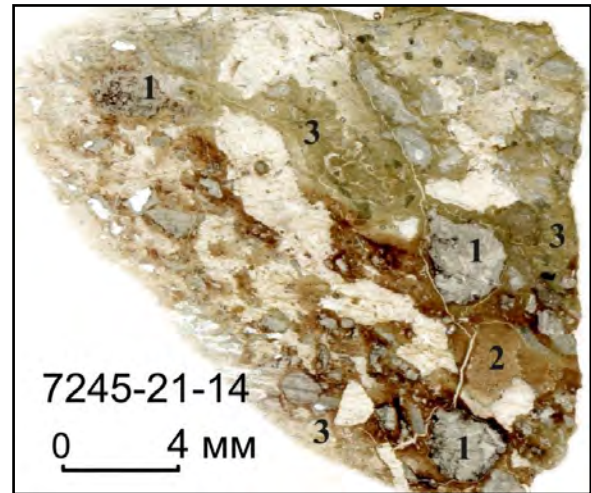


Рис. 4.9.48. Шлиф 7245-21-14. Карбонатно-гидрослюдистая брекчия: 1 – известняк, 2 – обломки гидрослюдистого материала, 3 – базальный гидрослюдистый цемент

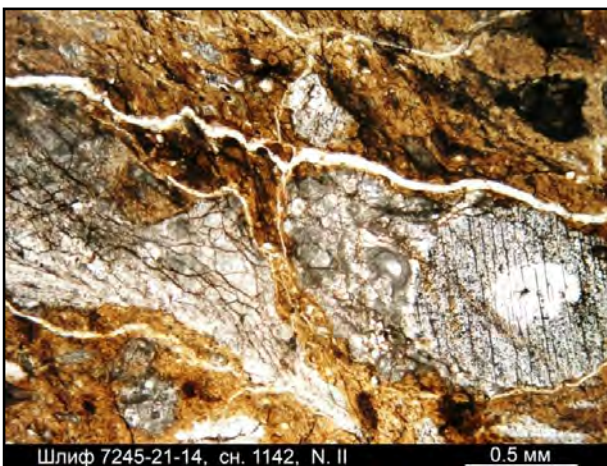


Рис. 4.9.49. Шлиф 7245-21-4, снимок 1142, ник. II. Обломок известняка рассечён прожилком гидрослюды. Субпараллельные линзочки рудного материала в связующей массе создают динамофлюидальную структуру

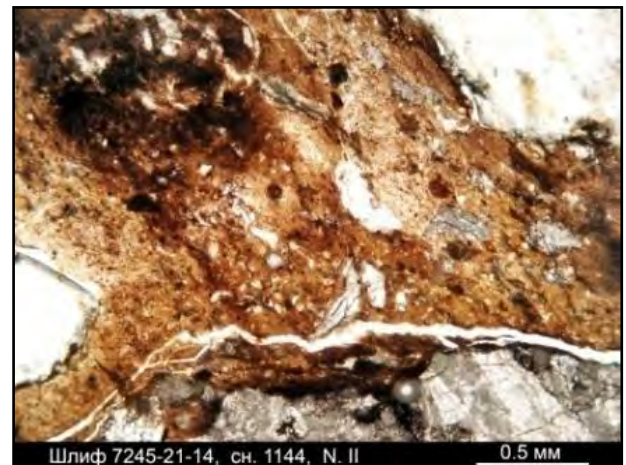


Рис. 4.9.50. Шлиф 7245-21-14, снимок 1144, ник. II. Обломки известняка (светлое), сцементированные гидрослюдистым цементом брекчиевой структуры

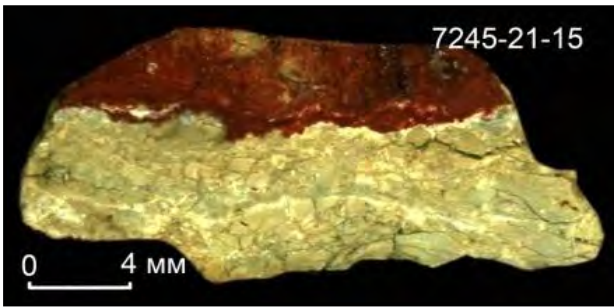


Рис. 4.9.51. Образец 7245-21-15. Гидрослюдистая брекчия; сверху – наложенное ожелезнение

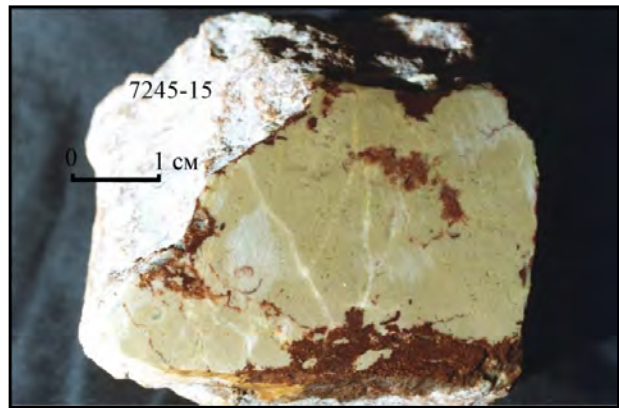


Рис. 4.9.52. Образец 7245-15. Известняк, инъецированный железисто-глинистым материалом



Рис. 4.9.53. Образец 7245-8. Известняк, инъецированный гидрослюдистым и железисто-глинистым материалом

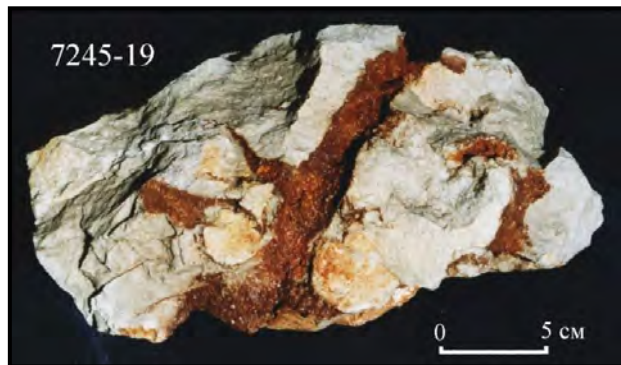


Рис. 4.9.54. Образец 7245-19. Трубочатый канал в известняке



Рис. 4.9.55. Карьер № 3, т.н. 7245-23. Коренной выход агломератовой брекчии



Рис. 4.9.56. Фрагмент обнажения 7245-23



Рис. 4.9.57. Шлиф 7245-23-1. Брекчия с гидрослюдистым цементом прожилкового типа



Рис. 4.9.58. Образец 7245-23-2. Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом. На крупном карбонатном обломке в центре снимка – «вмятина» от расположенного правее небольшого обломка



Рис. 4.9.59. Шлиф 7245-23-2. То же. Зависимость формы одних обломков от формы других



Рис. 4.9.60. Шлиф 7245-23-2, снимок 428, ник. II. Остатки микрофауны в обломке известняка, взятом из брекчии

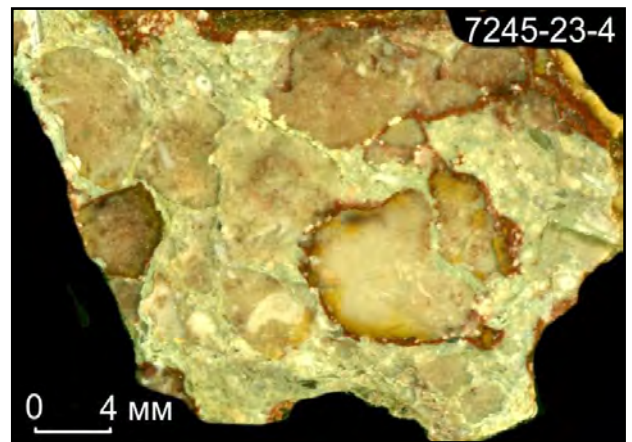


Рис. 4.9.61. Образец 7245-23-4. Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом прожилкового типа



Рис. 4.9.62. Шлиф 7245-23-4. То же; контакты между обломками напоминают стилолитовые швы

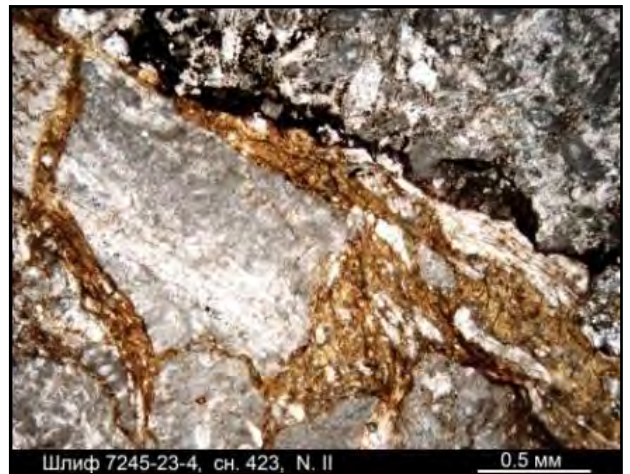


Рис. 4.9.63. Шлиф 7245-23-4, снимок 423, ник. II. Брекчированный известняк инъецирован по трещинам железисто-гидрослюдистым материалом обломочной структуры, с подобием линий течения. В верхней части снимка известняк пропитан гидроксидами железа (чёрное)



Рис. 4.9.64. Шлиф 7245-23-4, снимок 427, ник. X. Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом. Крупный обломок известняка разбит параллельными прожилками

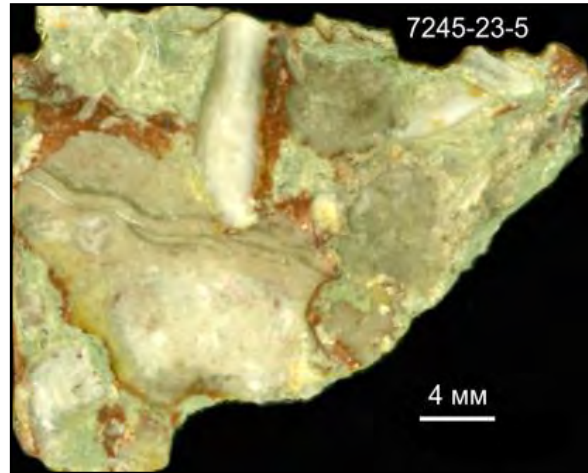


Рис. 4.9.65. Образец 7245-23-5. В центре - проникновение фрагмента раковины брахиоподы (толщиной до 3 мм) в крупный обломок органогенного известняка

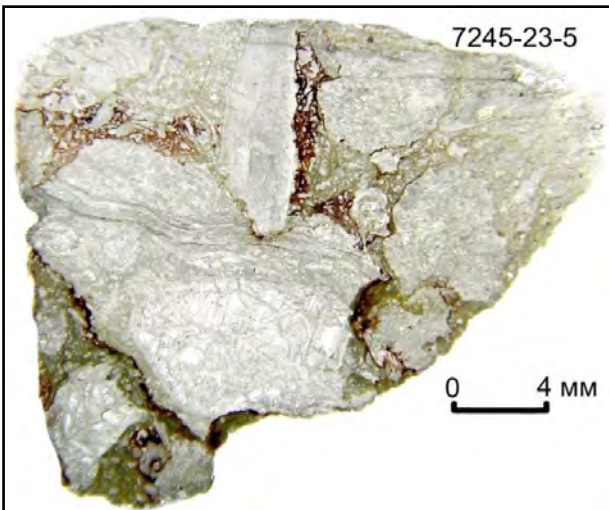


Рис. 4.9.66. Шлиф 7245-23-5. То же; все контакты между обломками трассируются гидрослюдистыми прожилками



Рис. 4.9.67. Шлиф 7245-23-5, снимок 419, ник. II. Обломок однородного известняка внедрён в слоистый органогенный известняк. По контакту развит железисто-глинистый материал



Рис. 4.9.68. Шлиф 7245-23-5, снимок 422, ник. X. Фрагмент гидрослюдисто-карбонатной брекчии, обогащённой гидроокислами железа. Серое – метакристаллы доломита

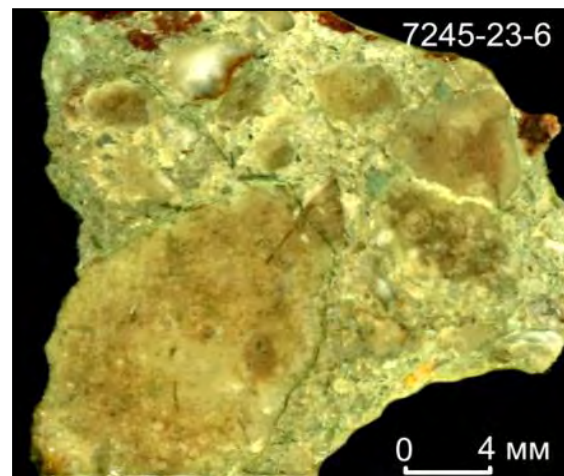


Рис. 4.9.69. Образец 7245-23-6. Карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом

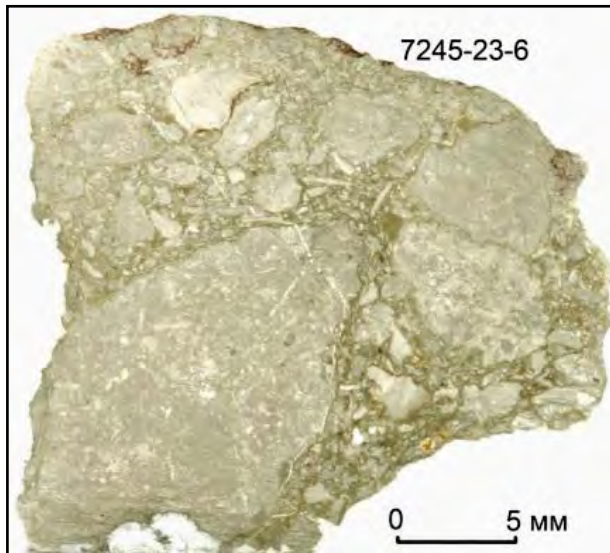


Рис. 4.9.70. Шлиф 7245-23-6. То же; контакты между обломками трассируются гидрослюдистыми прожилками



Рис. 4.9.71. Шлиф 7245-23-6, снимок 923, ник. II. В брекчии – две разновидности гидрослюдистого материала. Микрозернистый гидрослюдистый материал слагает прожилковый цемент брекчии, однородной гидрослюдой сложен обломок в правой части снимка

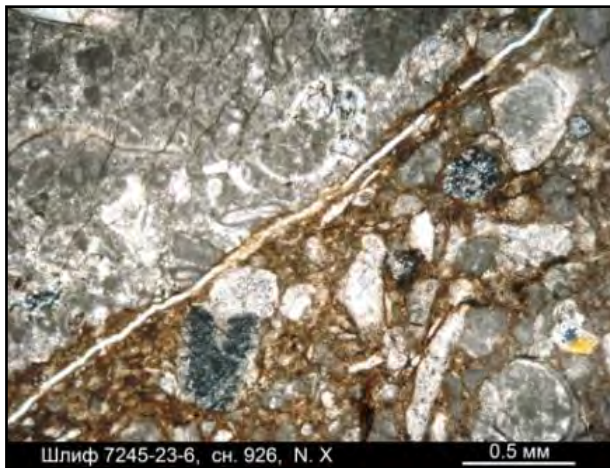


Рис. 4.9.72. Шлиф 7245-23-6, снимок 926, ник. X. Контакт крупного обломка известняка и цементирующей массы, представляющей собой мелкообломочную брекчию с гидрослюдистым цементом базального типа



Рис. 4.9.73. Карьер № 3, т.н. 7245-22. Коренной выход пласта карбонатно-гидрослюдистой брекчии



Рис. 4.9.74. Карьер № 3, т.н. 7245-22, фрагмент

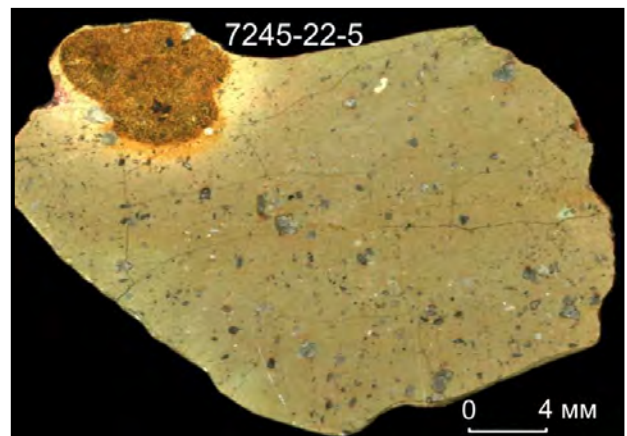


Рис. 4.9.75. Образец 7245-22-5. Аргиллитоподобная гидрослюдистая порода;верху – зональное гнездо железистого материала

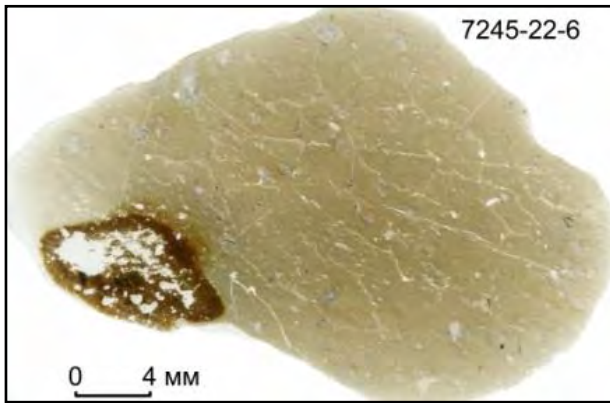


Рис. 4.9.76. Шлиф 7245-22-6. То же, в проходящем свете



Рис. 4.9.77. Шлиф 7245-22-6, снимок 140, ник. II. Округлые обломки органогенного известняка в микрозернистом карбонатно-гидрослюдистом цементе



Рис. 4.9.78. Шлиф 7245-22-6, снимок 141, ник. X. Округлые карбонатные обломки в гидрослюдистом матриксе



Рис. 4.9.79. Шлиф 7245-22-6, снимок 143, ник. X. Общий вид цемента брекчии

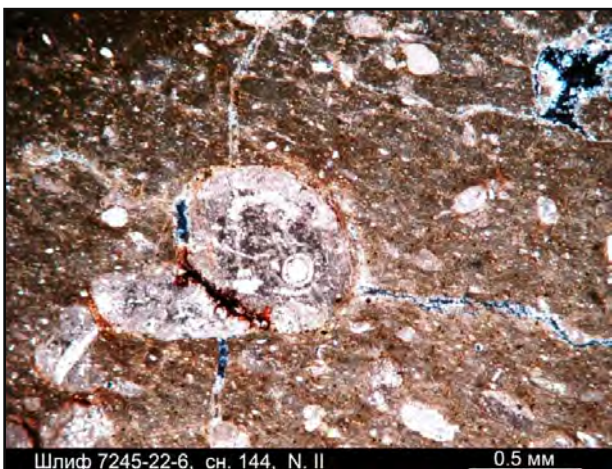


Рис. 4.9.80. Шлиф 7245-22-6, снимок 144, ник. II. Карбонатно-гидрослюдистая брекчия; лимонитизация приурочена к карбонатным обломкам

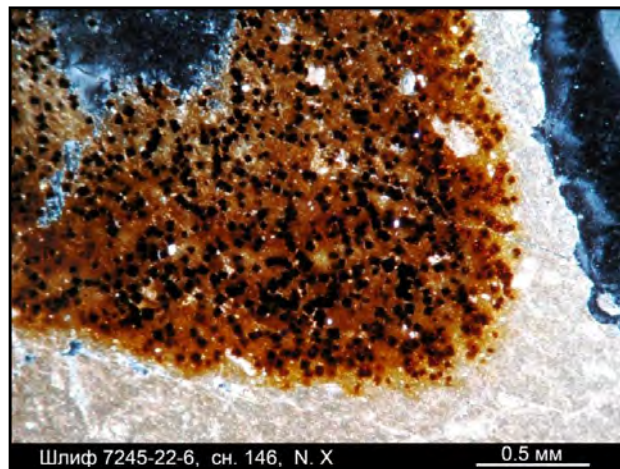


Рис. 4.9.81. Шлиф 7245-22-6, снимок 146, ник. X. Фрагмент гнезда ожелезнения в известняке

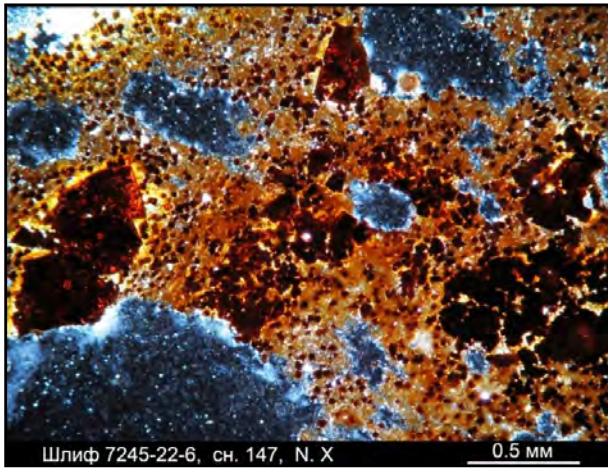


Рис. 4.9.82. Шлиф 7245-22-6, снимок 147, ник. X.
Гнездо ожелезнения; справа – псевдоморфоза
гидроокислов железа по кристаллу
неустановленного минерала



Рис. 4.9.83. Мариинский карьер № 5,
т.н. 7060. Глыба брекчии с выветрелой
поверхностью

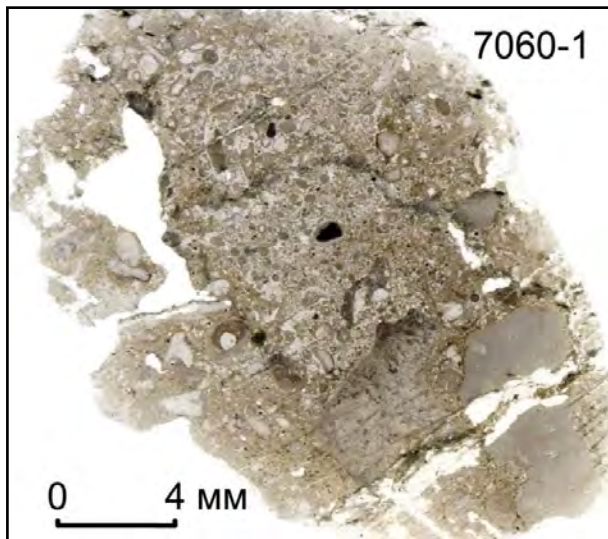


Рис. 4.9.84. Шлиф 7060-1. Брекчия известняков с вто-
ричным карбонатно- гидрослюдистым
цементом

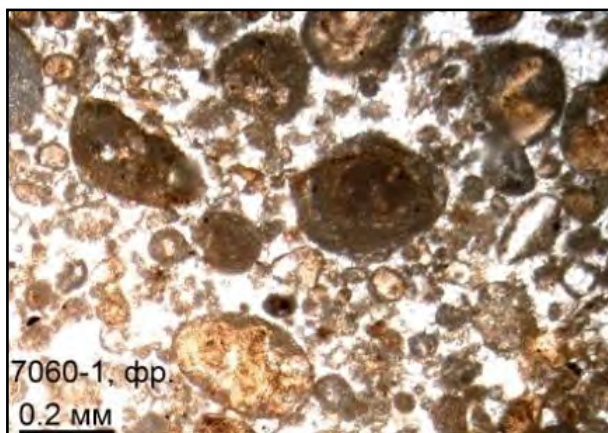


Рис. 4.9.86. Шлиф 7060-1, снимок 1183, фрагмент.
Зональное строение зёрен карбонатно-
гидрослюдистого материала

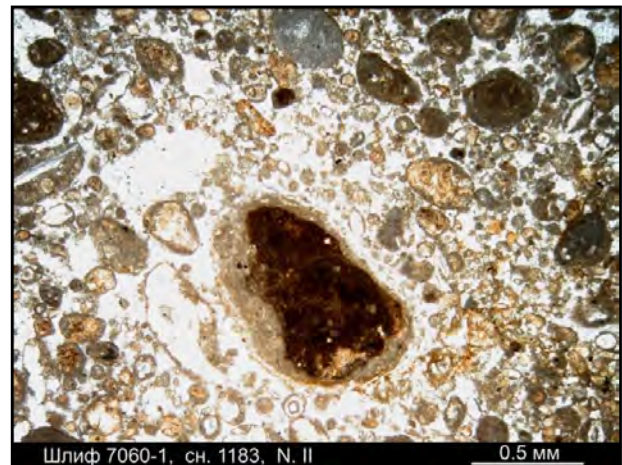


Рис. 4.9.85. Шлиф 7060-1, снимок 1183, ник. II.
Неоднородное строение овального обломка
лимонитизированного материала



Рис. 4.9.87. Шлиф 7060-1, снимок 1185, ник. II. Два разнородных обломка известняка разделены микропрожилком железистой глины. Контакт напоминает стилолитовый шов: контур одного обломка повторяет контур другого

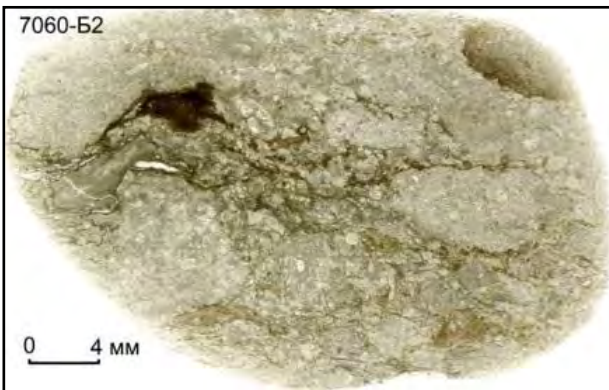


Рис. 4.9.89. Шлиф 7060-B2. Карбонатная брекчия с порово-плёночным цементом. Слева - раздув микропрожилка глинисто-карбонатного материала

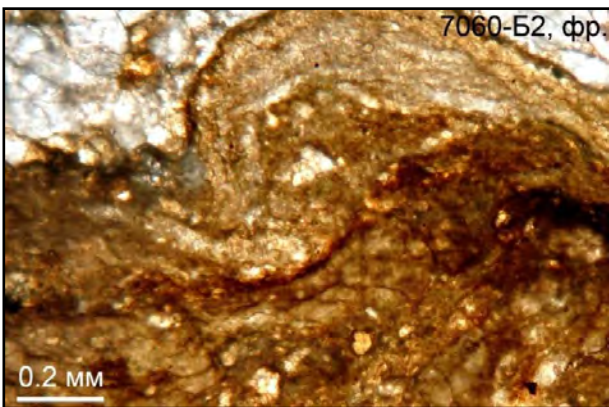


Рис. 4.9.91. Шлиф 060-B2, снимок 1159, фрагмент. В глинисто-карбонатном материале присутствуют мелкие полигональные зёрна глинистого минерала буровато-жёлтого цвета

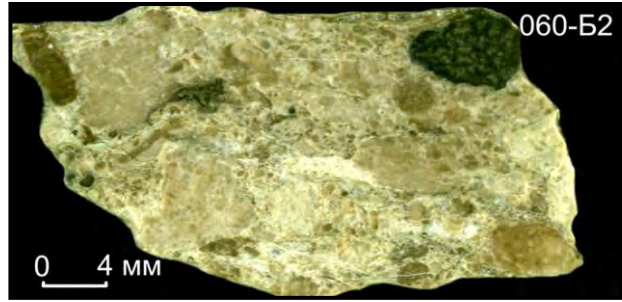


Рис. 4.9.88. Образец 060-B2. Карбонатная брекчия с порово-плёночным цементом. В правой верхней части снимка – обломок породы зеленовато-чёрного цвета, напоминающей эффузив



Рис. 4.9.90. Шлиф 060-B2, снимок 1159, ник. II. Почковидная инъекция глинисто-карбонатного материала

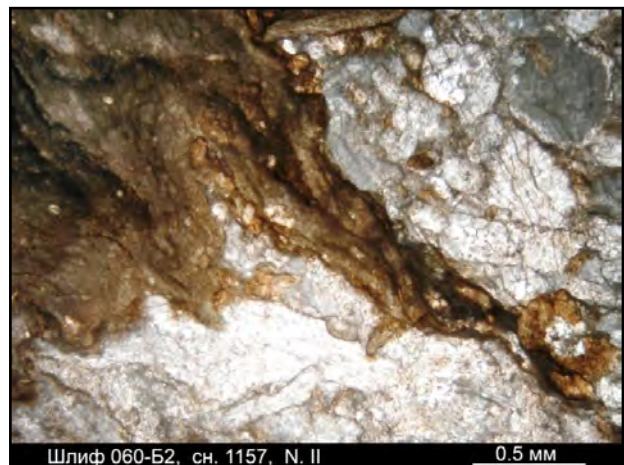


Рис. 4.9.92. Шлиф 060-B2, снимок 1157, ник. II. Инъекционные контакты глинисто-карбонатного материала с известняком



Рис. 4.9.93. Шлиф 060-Б2, снимок 1163, ник. X. Контакт крупного обломка известняка (справа) и карбонатной брекчии трассируется прожилком рудного минерала, напоминающим стилолитовый шов



Рис. 4.9.95. Шлиф 060-Б4. То же; форма одних обломков нередко зависит от формы других



Рис. 4.9.97. Вход в пещеру Труда

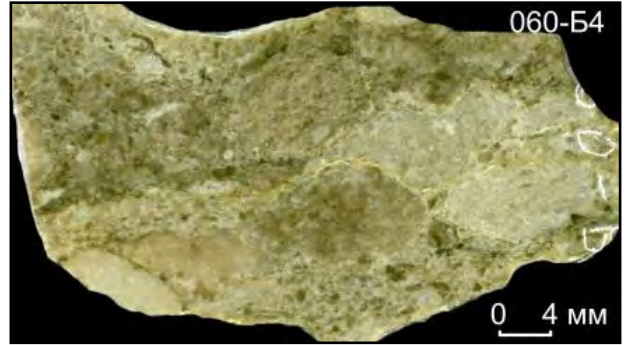


Рис. 4.9.94. Образец 060-Б4. Карбонатная брекчия с порово-плёночным карбонатно-гидрослюдистым цементом



Рис. 4.9.96. Шлиф 060-Б4, снимок 1172, ник. II. Извилистые прожилки глинисто-гидрослюдистого материала в брекчированном известняке носят характер стилолитовых швов. Справа – овальные зёрна бурого гидрослюдистого материала

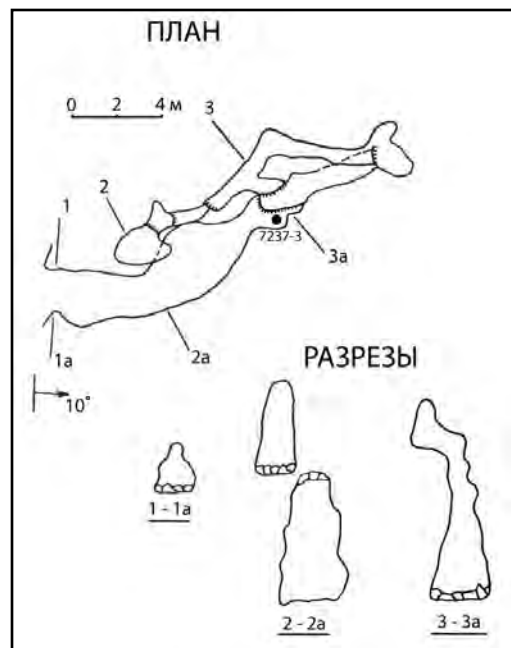


Рис. 4.9.98. Пещера Труда; план и разрезы

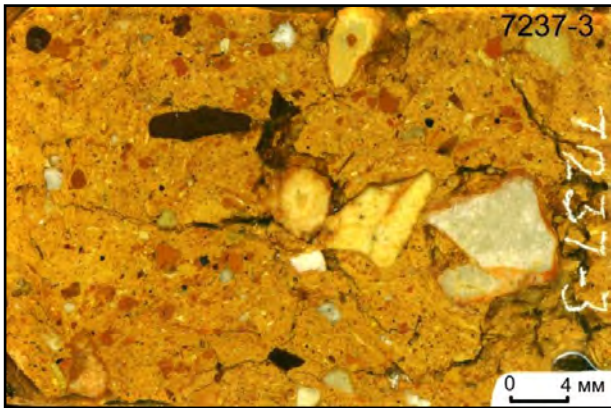


Рис. 4.9.99. Образец 7237-3. Разнообломочная порода (брекчия) буровато-коричневого цвета, карбонатно-глинистого состава

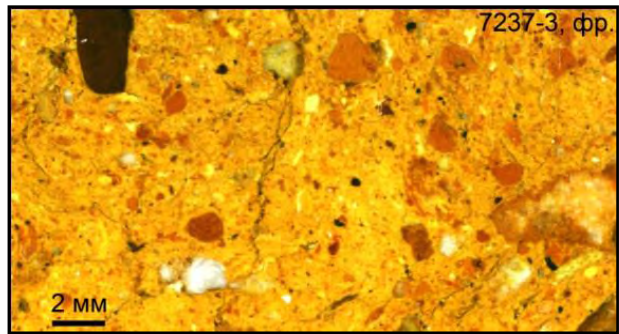


Рис. 4.9.100. Образец 7237-3, фрагмент. Полигональные очертания мелких псевдоморфоз коричнево-красного глинистого минерала

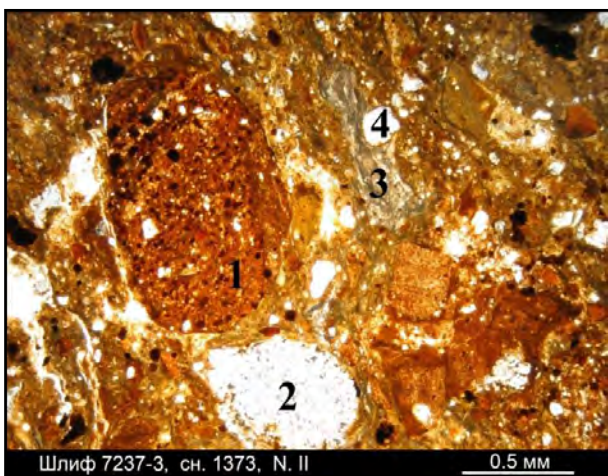


Рис. 4.9.101. Шлиф 7237-3, снимок 1373, ник. II: 1 - зерно вторичного глинистого материала с обилием рудной вкрапленности; 2 – конкреция халцедона; 3 – вытянутый хлорит-карбонатный обломок с вдавленным в него зерном кварца (4)

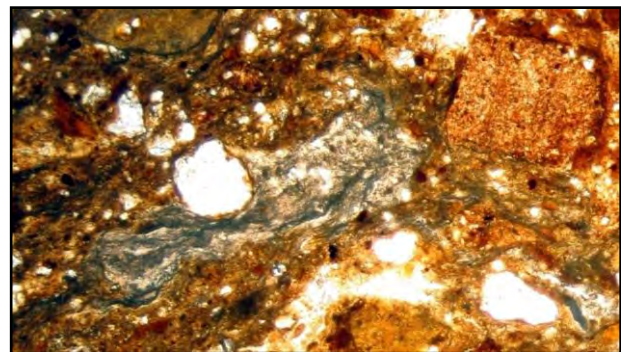


Рис. 4.9.102. Шлиф 7237-3, снимок 1373, фрагмент. Деформация хлорит-карбонатного обломка зерном кварца

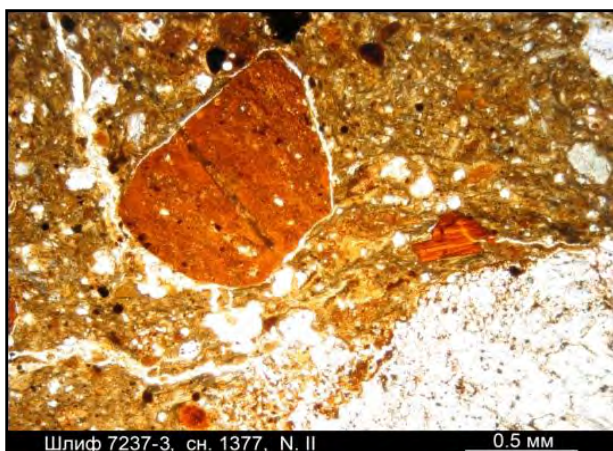


Рис. 4.9.103. Шлиф 7237-3, снимок 1377, ник. II. В центре снимка – красноватый обломок изменённого стекла (?). Белое - известняк

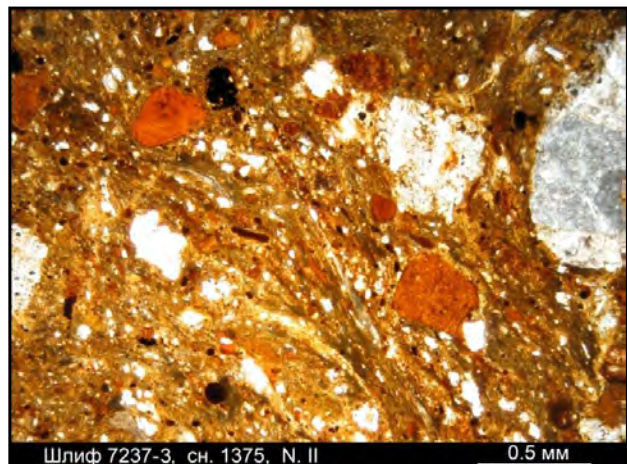


Рис. 4.9.104. Шлиф 7237-3, снимок 1375, ник. II. Микрозернистая, динамофлюидальная структура основной массы

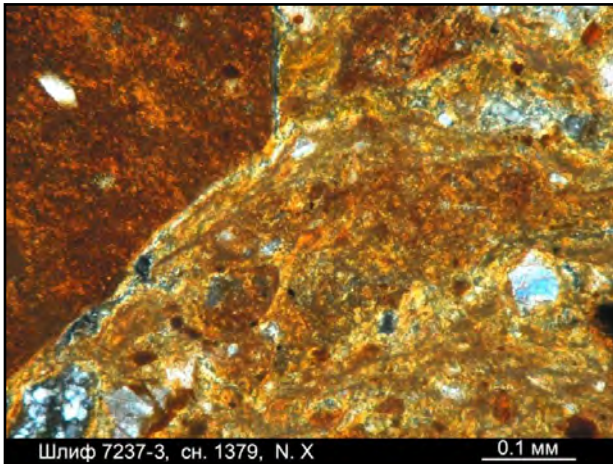


Рис. 4.9.105. Шлиф 7237-3, снимок 1379, ник. X. Связующая масса глинистой брекчии крупным планом; заметны теневые структуры полигональных очертаний, связанные с мелкими обломками изменённых пород или кристаллов

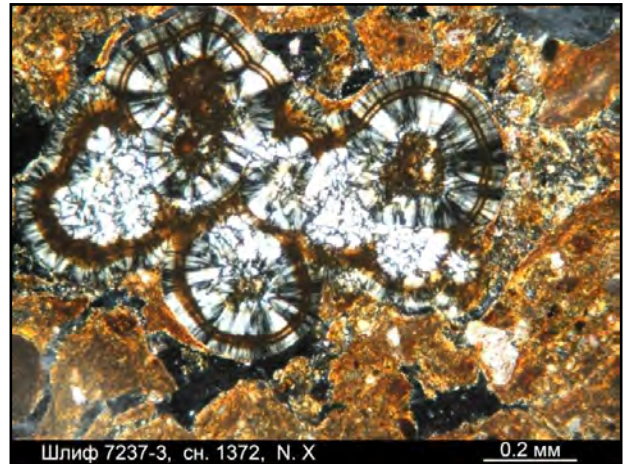


Рис. 4.9.106. Шлиф 7237-3, снимок 1372, ник. X. Срастание конкреций халцедона



Рис. 4.9.107. Шлиф 7237-3, снимок 1382, в отражённом свете. Внутреннее строение обломка рудного материала

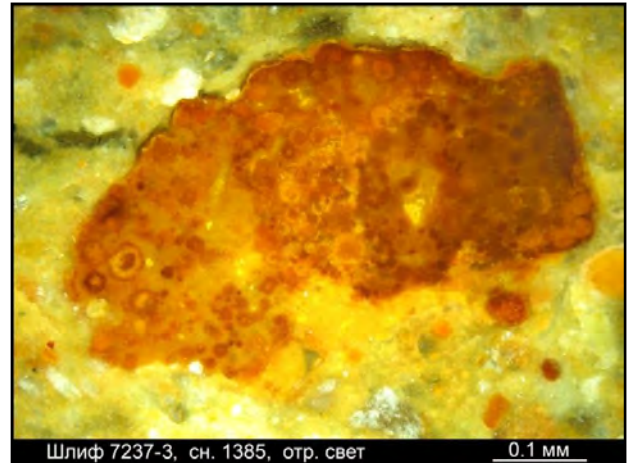


Рис. 4.9.108. Шлиф 7237-3, снимок 1385, в отражённом свете. Структура рудного материала близка к порфировой

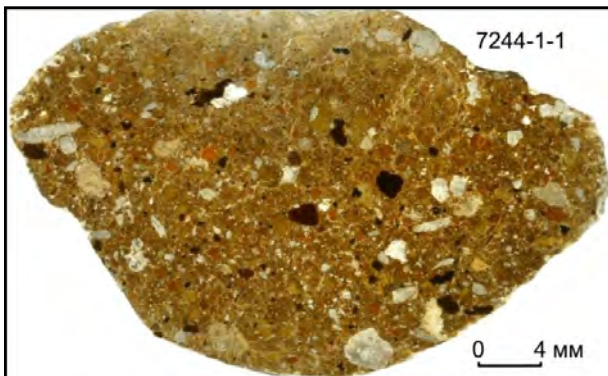


Рис. 4.9.109. Шлиф 7244-1-1. Разнообломочная брекчия карбонатно-глинистого состава

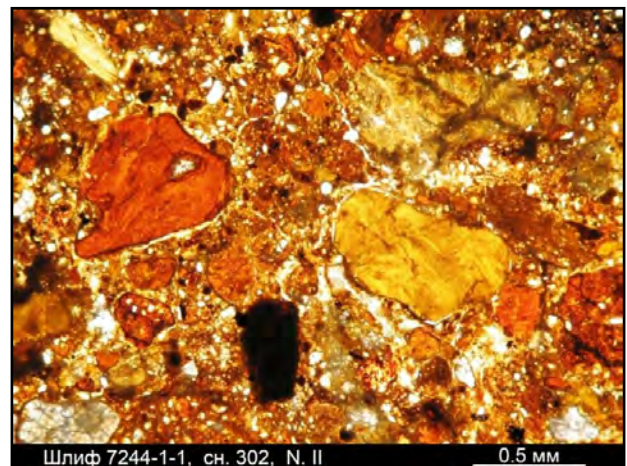
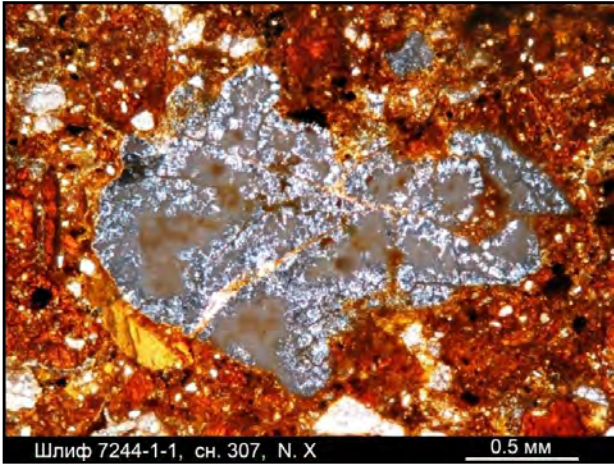


Рис. 4.9.110. Шлиф 7244-1-1, снимок 302, ник. II. Обломочная (литокластическая) структура связующей массы вторичной карбонатно-глинистой породы



Шлиф 7244-1-1, сн. 307, N. X

Рис. 4.9.111. Шлиф 7244-1-1, снимок 307, ник. X. Обломок кремнённой породы, инъецированной материалом связующей массы

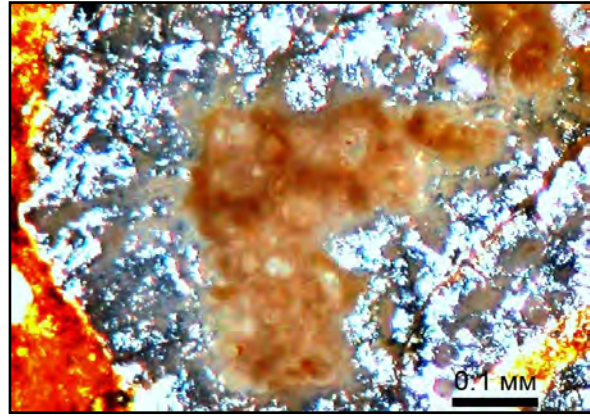


Рис. 4.9.112. Шлиф 7244-1-1, снимок 307; фрагмент. В глинистом материале, расположенном внутри кремнённого обломка, заметны полигональные тёмные структуры

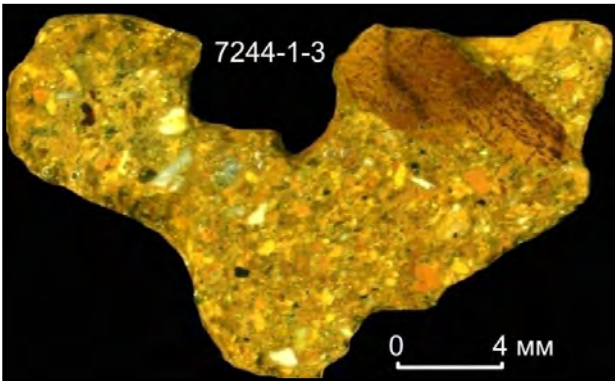


Рис. 4.9.113. Образец 7244-1-3. Разнообломочная брекчия карбонатно-глинистого состава. Справа в ней – крупный обломок лимонитизированного глинистого материала



Рис. 4.9.114. Шлиф 7244-1-3, снимок 309, ник. II. Внутреннее строение крупного обломка лимонитизированного материала

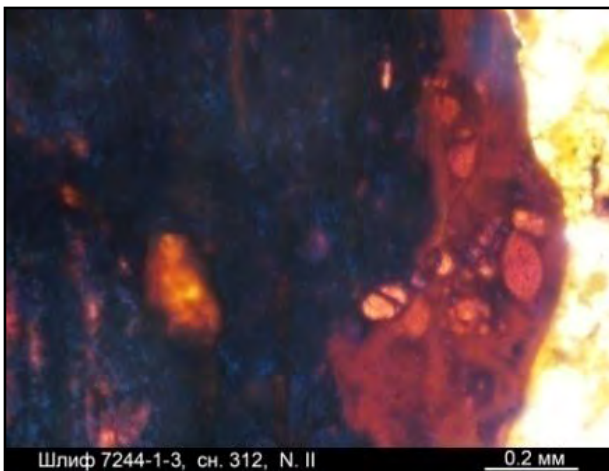


Рис. 4.9.115. Шлиф 7244-1-3, снимок 312, ник. II. Внутреннее строение мелкого стяжения лимонита



Рис. 4.9.116. Карьер № 5, т.н. 7059. Обнажение глинистой брекчии среди известняков



Рис. 4.9.117. Т.н. 7059, фрагмент обнажения. Глинистый материал имеет грубообломочную текстуру



Рис. 4.9.118. Т.н. 7059. То же, крупным планом. Внизу – глинистая брекчия, выше – известняк, инъецированный глинистым материалом



Рис. 4.9.119. Т.н. 7059; фрагмент обнажения известняков

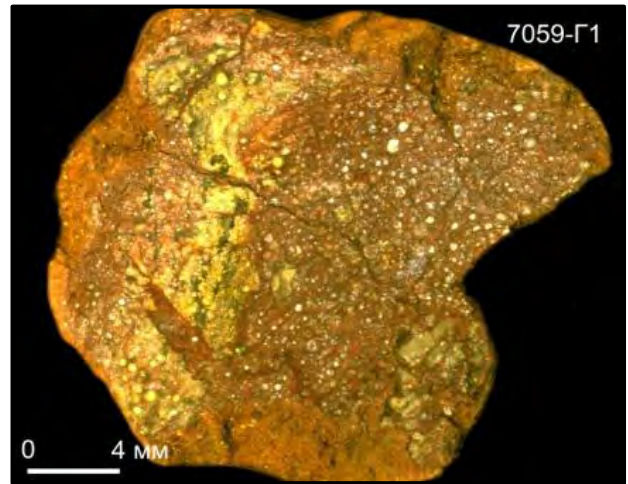


Рис. 4.9.120. Образец 7059-Г1. Вторичная глинисто-карбонатная порода

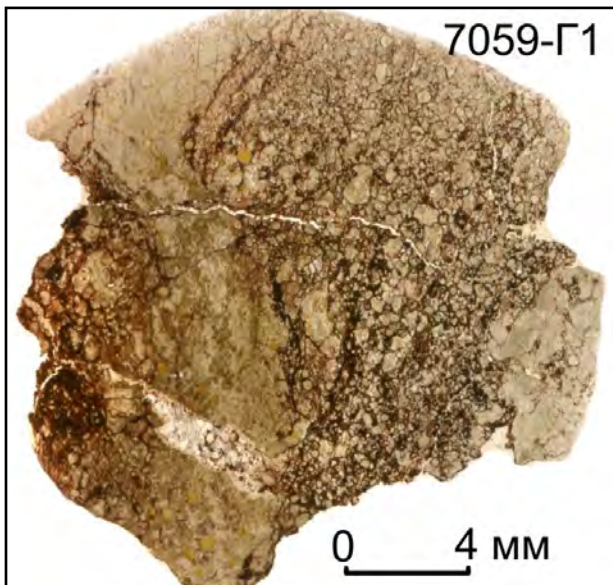


Рис. 4.9.121. Шлиф 7059-Г1. То же, в проходящем свете



Рис. 4.9.122. Шлиф 7059-Г1, снимок 1413, ник. X. Избирательная карбонатизация основной массы породы; оолитовидные глинистые образования анизотропны

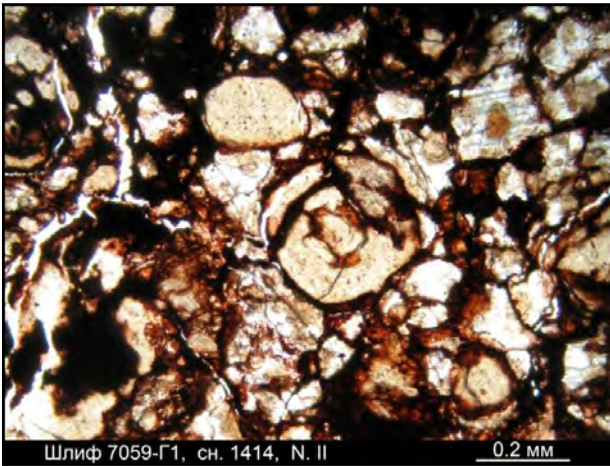


Рис. 4.9.123. Шлиф 7059-Г1, снимок 1414, ник. II. Ожелезнение (чёрное), развитое по трещинам и по связующей массе глинисто-карбонатной породы

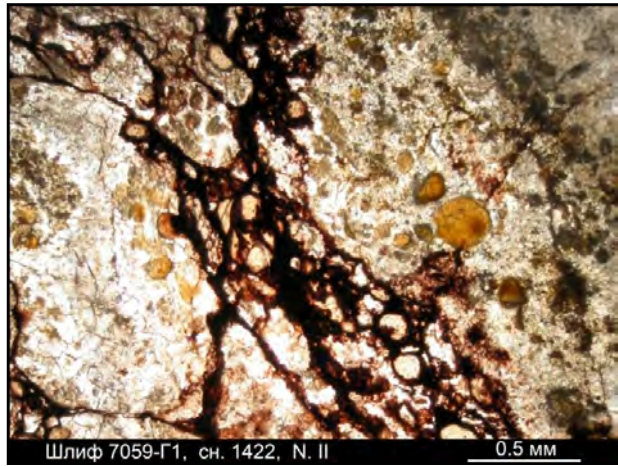


Рис. 4.9.124. Шлиф 7059-Г1, снимок 1422, ник. II. Карбонат (светлые участки) равномерно развит по основной массе породы, лимонит (чёрное) выполняет секущие карбонат трещины

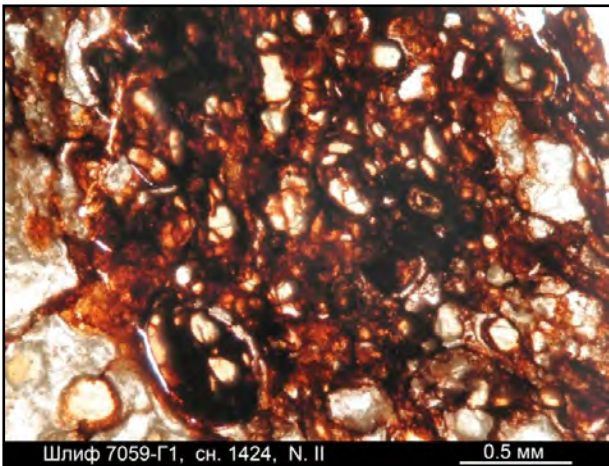


Рис. 4.9.125. Шлиф 7059-Г1, снимок 1424, ник. II. Характер ожелезнения глинисто-карбонатной породы



Рис. 4.9.126. Шлиф 7059-Г1, снимок 1416, ник. II. Светлое – карбонатизация, развитая по основной массе. Оолитовидные зёрна окаймляются зональными вторичными образованиями

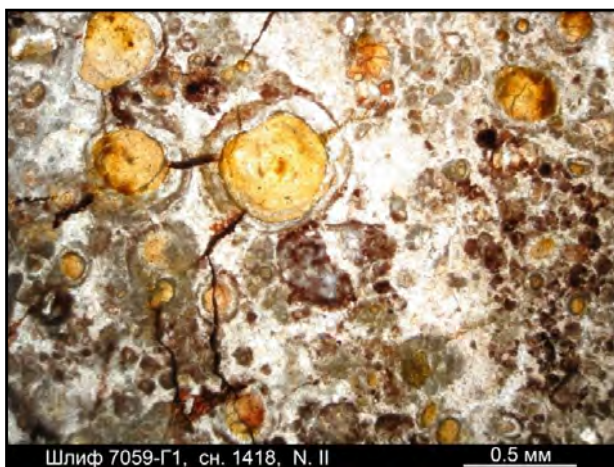


Рис. 4.9.127. Шлиф 7059-Г1, снимок 1418, ник. II. Жёлтое – оолитовидные глинистые образования, вокруг них – «рубашки» вторичных изменений. Белое и серое – наложенная карбонатизация

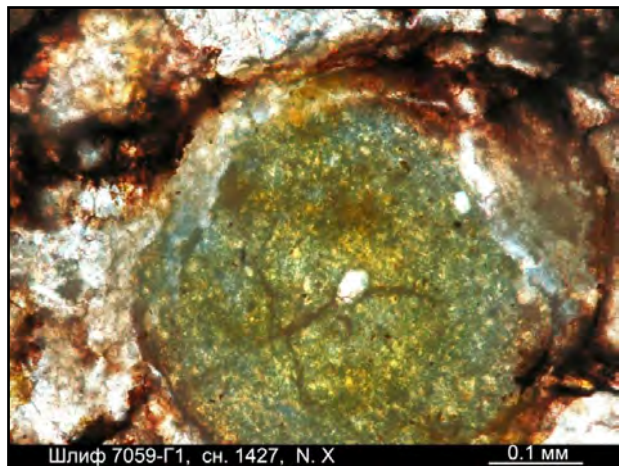


Рис. 4.9.128. Шлиф 7059-Г1, снимок 1427, ник. X. Правый край оолитовидного зерна (зеленоватое) рассечён микропрожилком кальцита. Чёрное - лимонит

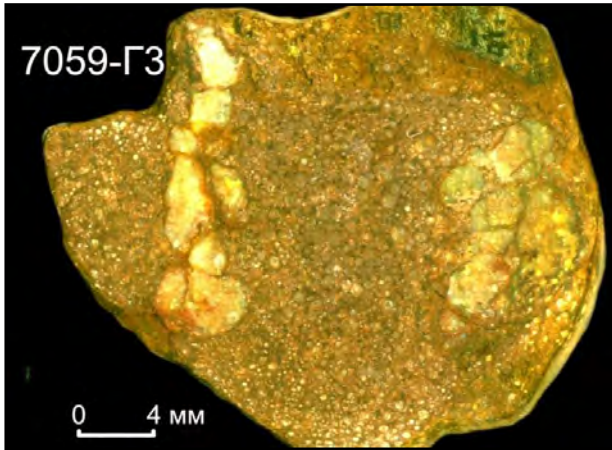


Рис. 4.9.129. Шлиф 7059-Г3. Вторичная карбонатно-глинисто-гидроslудистая порода. Светлое – обломки известняка, разбитые (со смещением) трещинами

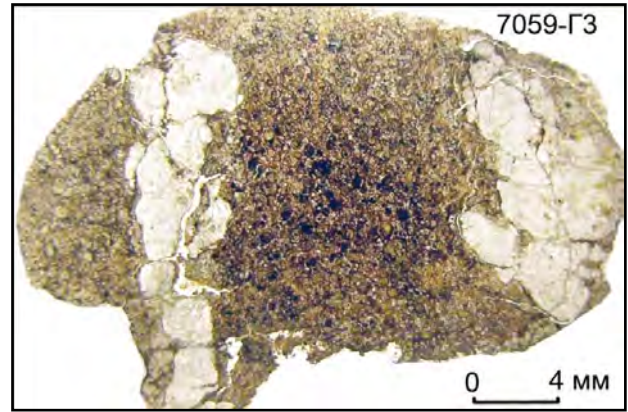


Рис. 4.9.130. Шлиф 7059-Г3. То же, в проходящем свете

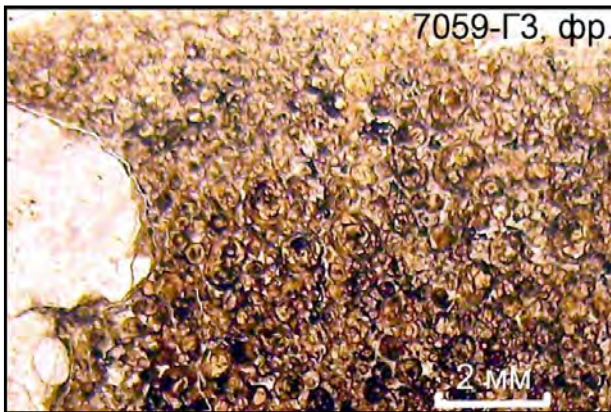


Рис. 4.9.131. Шлиф 7059-Г3, фрагмент. Связующая масса сложена мелкими оолитовидными, реже полигональными глинистыми образованиями

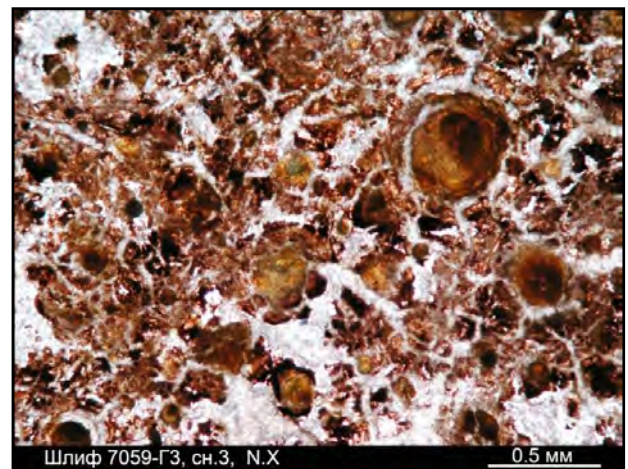


Рис. 4.9.132. Шлиф 7059-Г3, снимок 3, ник. X. Карбонат (светлое) слагает, помимо прожилков, концентрически-зональные образования вокруг оолитоподобных зёрен глинистого материала

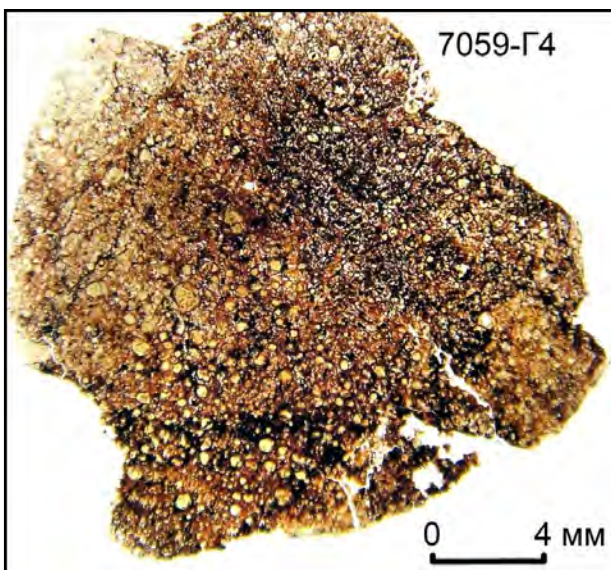


Рис. 4.9.133. Шлиф 7059-Г4. Вторичная карбонатно-глинисто-гидроslудистая порода. Чёрное – лимонитизация

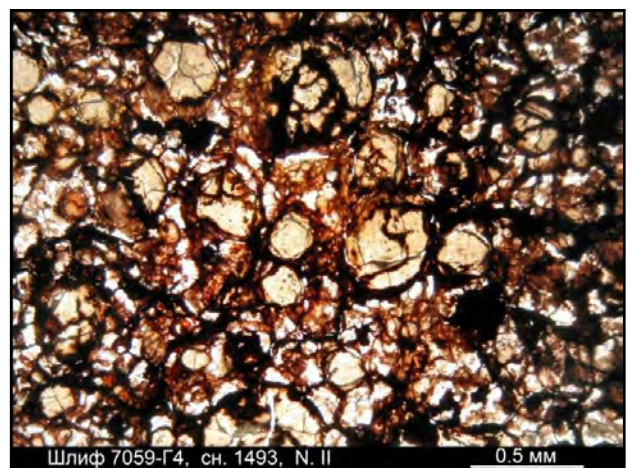


Рис. 4.9.134. Шлиф 7059-Г4, снимок 1493, ник. II. Лимонит развит преимущественно по трещинам в основной массе породы. Оолитовидные зёрна также рассечены микропрожилками лимонита



Рис. 4.9.135. Шлиф 7059-Г4, снимок 1496, ник. X. Оолитовидные зёрна анизотропны, они рассечены извилистыми трещинами, характерными для кристаллов оливина. Чёрное - лимонит

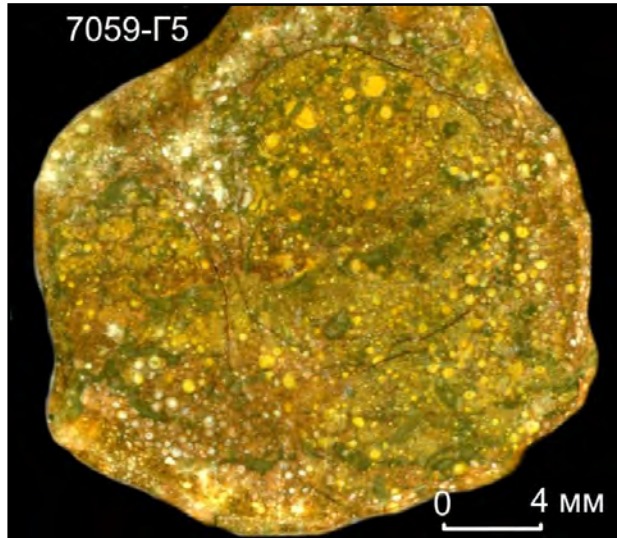


Рис. 4.9.136. Образец 7059-Г5. Порфиридная вторичная глинисто-карбонатная порода

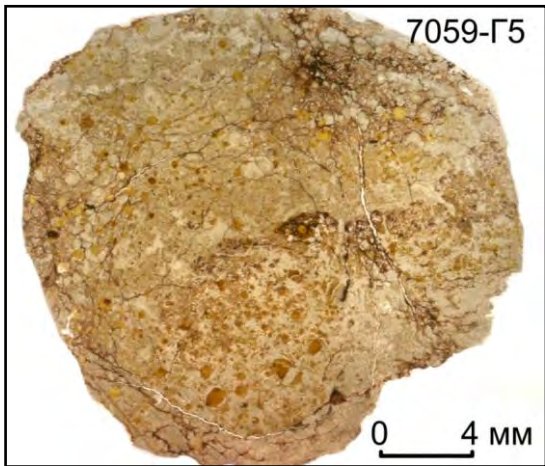


Рис. 4.9.137. Шлиф 7059-Г5. То же, в проходящем свете

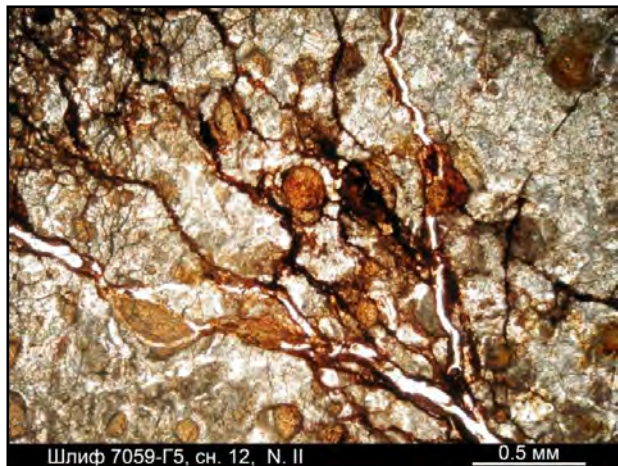


Рис. 4.9.138. Шлиф 7059-Г5, снимок 12, ник. II. Оолитовидные зёрна среди вторичного карбонатного материала

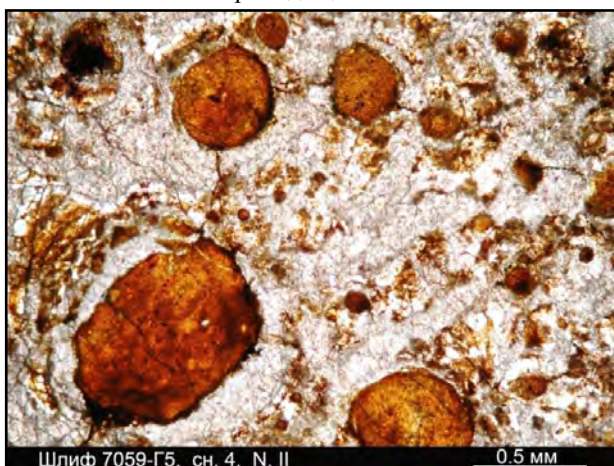


Рис. 4.9.139. Шлиф 7059-Г5, снимок 4, ник. II. В левой части снимка вокруг «оолита» – многослойная зональная структура, образованная скоплением рудного минерала по периферии зерна и оболочкой карбонизации, а за её пределами – прослоями карбоната, содержащими отслоившиеся обломки гидрослюдистого материала

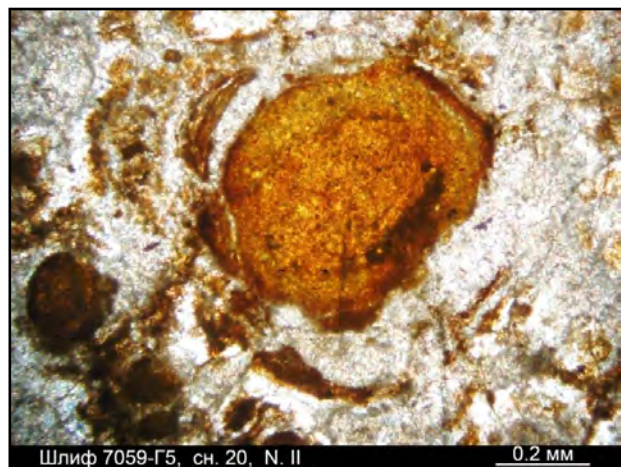


Рис. 4.9.140. Шлиф 7059-Г5, снимок 20, ник. II. Оолитовидное зерно с элементами внутренней зональности; внешние оболочки зерна отслоились



Рис. 4.9.141. Шлиф 7059-Г5, снимок 7, ник. II. Зёрна глинисто-гидрослюдистого состава, имеющие округлые и полигональные очертания



Рис. 4.9.142. Шлиф 7059-Г5, снимок 18, ник. II. Справа - извилистый зональный кальцитовый прожилок; тончайшие прожилки рудного минерала секут и карбонатный цемент породы, и этот кальцитовый прожилок

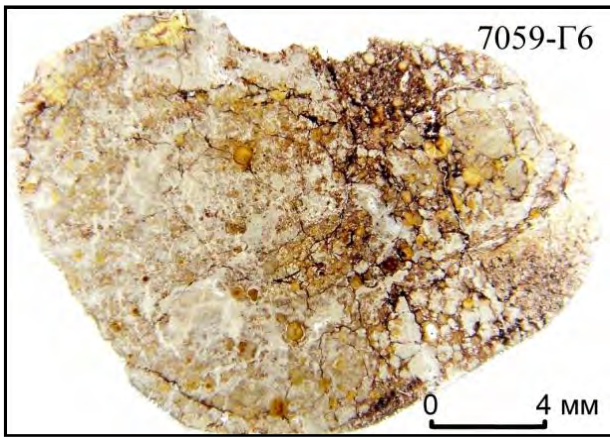


Рис. 4.9.143. Шлиф 7059-Г6. Вторичная глинисто-карбонатная порода

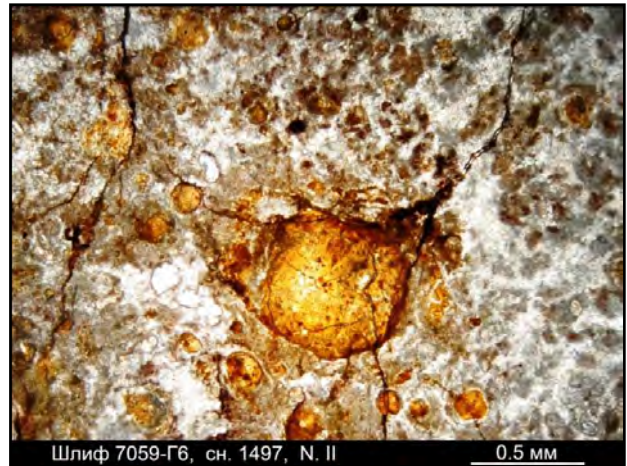


Рис. 4.9.144. Шлиф 7059-Г6, снимок 1497, ник. II. Полигональные очертания зёрен глинистого материала

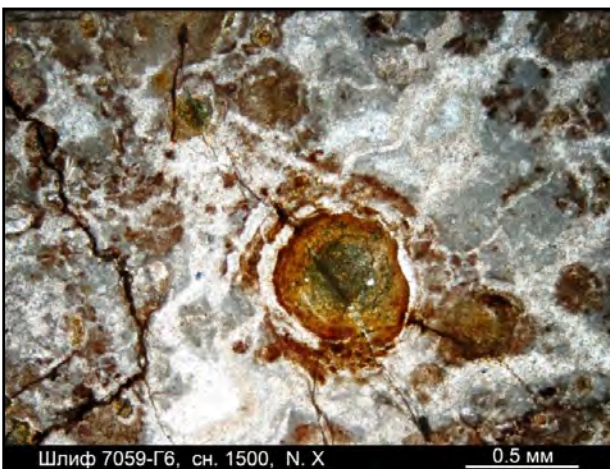


Рис. 4.9.145. Шлиф 7059-Г6, снимок 1500, ник. X. Зерно глинисто-гидрослюдистого материала окружено кольцевыми оболочками кальцита и отслоившегося гидрослюдистого материала



Рис. 4.9.146. Образец 7059-Г7. Порфирировидная глинисто-гидрослюдистая порода

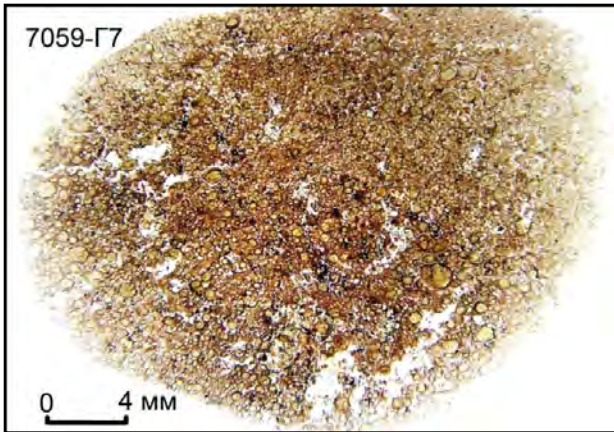


Рис. 4.9.147. Шлиф 7059-Г7. То же, в проходящем свете



Рис. 4.9.148. Шлиф 7059-Г7, снимок 31, ник. X. Оолитовидные зёрна разбиты извилистыми трещинами. Матрикс частично карбонатизирован

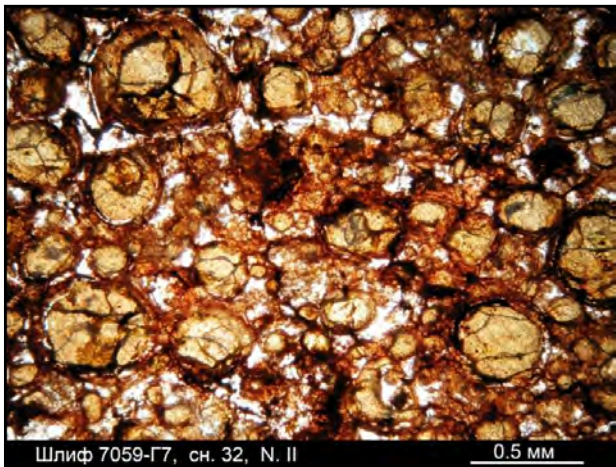


Рис. 4.9.149. Шлиф 7059-Г7, снимок 32, ник. II. Оолитовидные зёрна глинистого материала рассечены извилистыми трещинами, характерными для кристаллов оливина

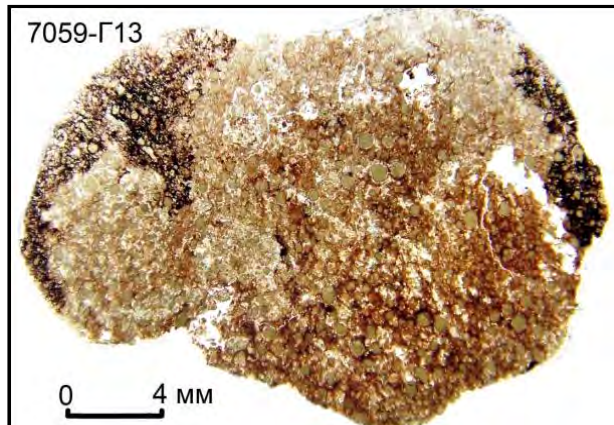


Рис. 4.9.150. Шлиф 7059-Г13. Порфировидная глинисто-гидрослюдистая порода; тёмное – наложенная лимонитизация

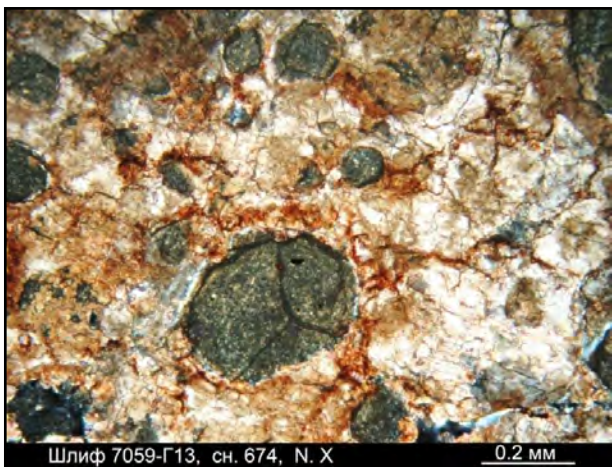


Рис. 4.9.151. Шлиф 7059-Г13, снимок 674, ник. X. Округло-полигональные зёрна глинисто-гидрослюдистого материала среди замещённого кальцитом матрикса



Рис. 4.9.152. Шлиф 7059-Г13, снимок 669, ник. X. Оолитовидные, округло-полигональные зёрна глинисто-гидрослюдистого минерала имеющие скрытокристаллическую, микроволокнистую структуру

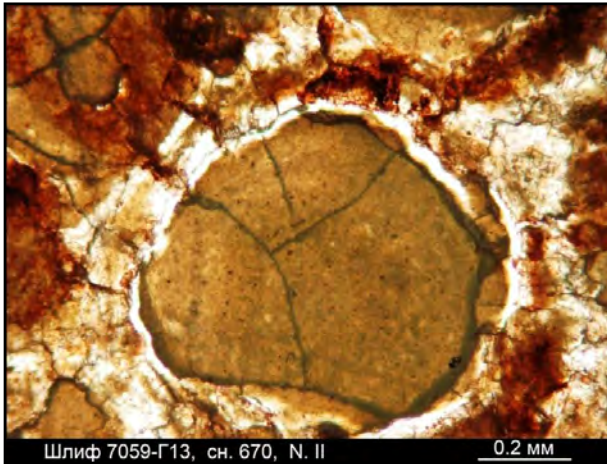


Рис. 4.9.153. Шлиф 7059-Г13, снимок 670, ник. II.
В «оолите» заметны полигональные элементы
внутреннего строения

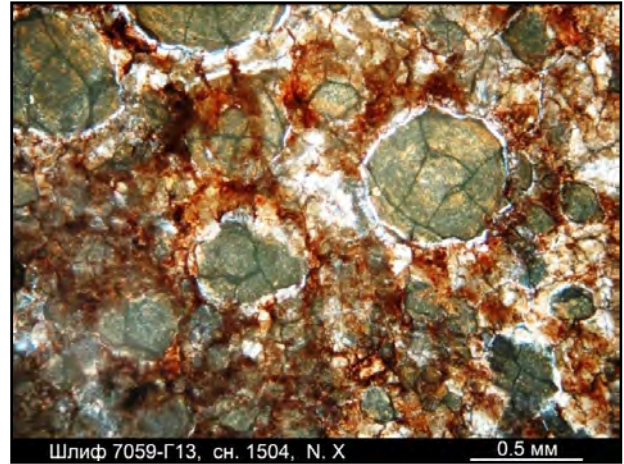


Рис. 4.9.154. Шлиф 7059-Г13, снимок 1504, ник. X.
Оолитовидные образования разбиты извилистыми
трещинами и окружены тонкими кальцитовыми
каймами



Рис. 4.9.155. Карьер № 5, т.н. 7063. Верхняя
часть откоса карьера – трещиноватые
известняки, средняя и нижняя –
глинистый материал



Рис. 4.9.156. Карьер № 5, т.н. 7063, фрагмент.
Расчистка коренного выхода
глинистых пород

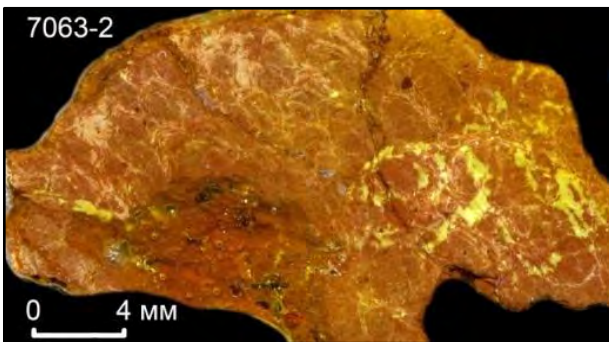


Рис. 4.9.157. Образец 7063-2. Глинистый материал,
имеющий неоднородное внутреннее строение

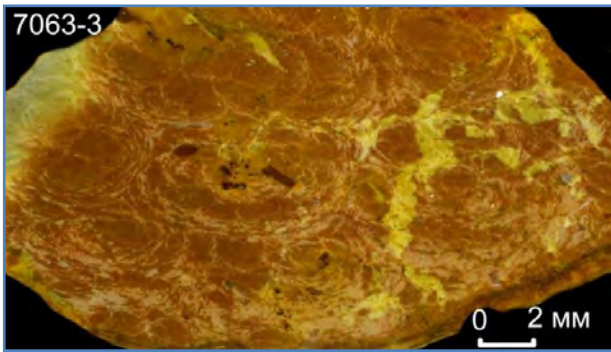


Рис. 4.9.158. Образец 7063-3. То же; петельчатая структура, подчеркнутая вторичными изменениями



Рис. 4.9.159. Мариинский карьер № 3. Т.н. 301. Каверны в известняке и развалы глинистого материала



Рис. 4.9.160. Т.н. 301. Коренной выход железисто-глинистой брекчии

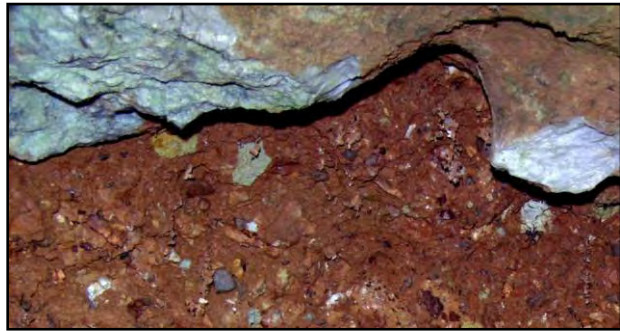


Рис. 4.9.161. Т.н. 301. Фрагмент обнажения. В верхней части снимка – карбонатная брекчия с гидрослюдистым цементом, в нижней – железисто-глинистая брекчия

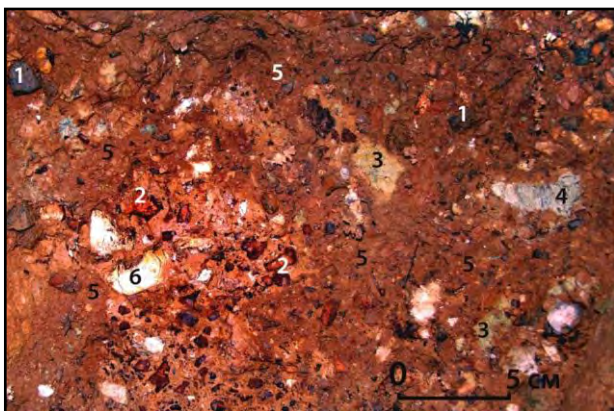


Рис. 4.9.162. Т.н. 301. Фрагмент обнажения. В составе железисто-глинистой брекчии: 1 – лимонит, 2 – стяжения лимонита с красноватыми центральными частями; 3, 4 – обломки известняка, 5 – связующая масса, 6 – кремнистые образования

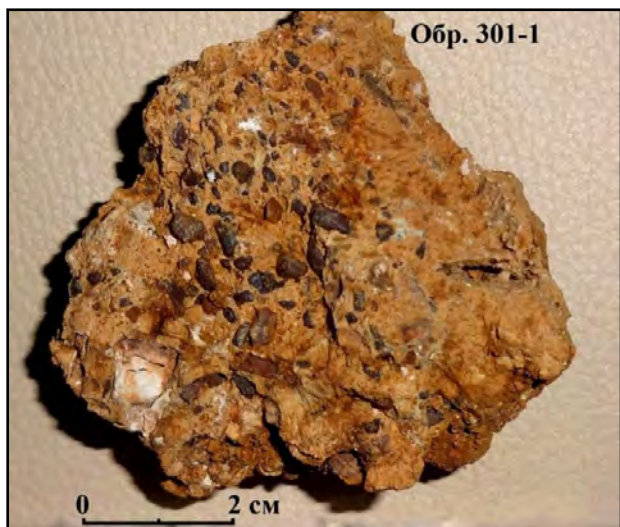


Рис. 4.9.163. Образец 301-1. Железисто-глинистая брекчия; в центре – скопление выделений лимонита

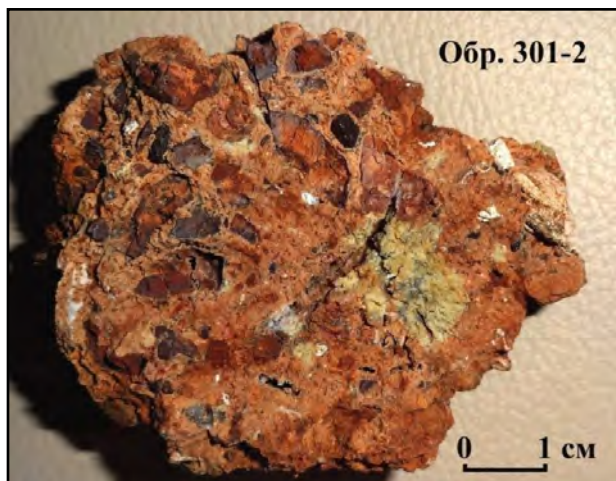


Рис. 4.9.164. Образец 301-2. Железисто-глинистая брекчия

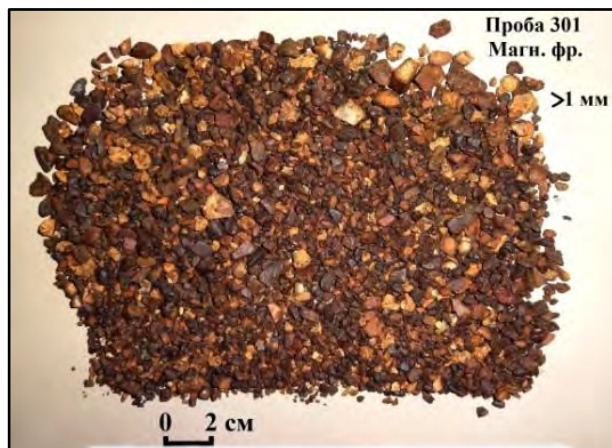


Рис. 4.9.165. Магнитная фракция пробы 301 размерностью >1 мм



Рис. 4.9.166. То же, крупным планом

4.10. Кизеловский карьер: брекчии с гидрослюдистым цементом

На западной окраине г. Кизела протяжённым карьером, состоящим из двух изолированных выемок, вскрыта толща слоистых органических известняков каменноугольного возраста (визейский, намюрский и башкирский ярусы). Они падают на северо-запад под углами 30-35°.

В северной части карьера среди известняков залегают согласные с напластованием и секущие тела агломератовых брекчий с глинисто-гидрослюдистым цементом (рис. 4.10.1, -2); мощность прослоев – от первых десятков сантиметров до 4,5 метров, протяжённость – до 50 м. Выходы брекчий составляют до 30-40 % площади обнажения. В отдельных случаях наблюдается наличие крутопадающих подводящих каналов к пологим пластам брекчий.

Окраска цемента зеленовато-бурая, грязно-зелёная, в верхних частях карьера - красновато-бурая за счёт окисления соединений железа. Цемент брекчий рыхловатый, не литифицированный; сортировка материала отсутствует. Тела агломератовых брекчий пространственно тесно связаны с Медвежьей пещерой, вскрытой в 50-х годах XX века взрывными работами в северной части карьера. В 150-200 м юго-западнее данного фрагмента карьера в известняках того же возраста отмечаются лишь мелкие единичные тела брекчий. План пещеры, совмещённый с контуром карьера, приведён на рис. 4.5.1.

Разрез известняков был детально изучен в 1967 г. литолого-палеогеографической группой Пермского политехнического института. По мнению М.В. Щербаковой и др. [95], агломератовые брекчии (названные ею конгломератобрекчиями) образовались в результате размыва значительной амплитуды; особенно это касается границы намюрского и башкирского ярусов. Состав глин М.В. Щербакова не изучала. Примечательно, что в юго-западной части карьера тела брекчий среди аналогичных известняков отсутствуют.

Ниже приведены результаты изучения трёх коренных выходов брекчий, охарактеризованных точками наблюдения 7234, 7235, 7052.

4.10.1. Точка наблюдения 7234

Наиболее обширный, до 4,5 м в высоту, выход агломератовых брекчий расположен в откосе карьера; ниже и восточнее него находится вход в Медвежью пещеру (рис. 4.10.1).

В локализации тел брекчий просматривается роль поверхностей напластования (рис. 4.10.2). На поверхности пласта монолитных известняков, погружающегося к западу (Аз. 290°, угол 30°), залегает пласт брекчий переменной мощности (1-2 м), в составе которых заметно преобладает глинисто-гидрослюдистый материал. Выше залегание брекчий утрачивает пластовый характер (рис. 4.10.3); они внешне напоминают брекчии, обнажающиеся в Мариинском карьере № 3. Отчётливого верхнего (западного) контакта тела брекчий не наблюдается; брекчии постепенно переходят в известняки, интенсивно инъецированные прожилками глинисто-гидрослюдистого материала.

Ниже вышеописанного обнажения, частично под днищем карьера, находится грот Медвежий одноимённой пещеры (рис. 4.5.2); он соединён с брекчиями «органной трубой» диаметром около 0,4 м, через которую в грот насыпалось несколько кубических метров глинистого цемента брекчии.

Вещественный состав

Состав цемента агломератовой брекчии, обнажающейся в точке наблюдения 7234, охарактеризован двумя пробами: № 7234, отобранной непосредственно из обнажения (рис. 4.10.3), и № 7256, взятой из грота Медвежий.

Породообразующие минералы, слагающие цемент брекчии, определены рентгенофазовым и термическим анализами. В пробе 7256 содержится кальцит (43 %), гидрослюда (23 %), монтмориллонит (13 %), гётит (7 %), органическое вещество (0,5 %), следы плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Эти данные, исходя из общности места залегания, можно распространить и на материал из т.н. 7234.

Проба 7234-А отобрана из коренного выхода брекчии, изображённого на рис. 4.10.3. Вес пробы 10 кг, вес тяжёлой фракции 1,12 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы следующий:

- немагнитная фракция (0,005 г): преобладают кварц, карбонат; редкие зёрна пирита, марказита, циркона, анатаза, корунда, рутила и 1 зерно арсенопирита;

- электромагнитная фракция (1,11 г): преобладают гидроксиды железа и псевдоморфозы

лимонита по пириту; в подчинённом количестве – редкие зёрна ильменита, эпидота, гематита, альмандина, ставролита, кианита, моноклинного пироксена, металлических сферул, хромшпинелида, шлака; отмечено 1 зерно двупреломляющего ильменита;

- магнитная фракция (0,005 г): магнитные гидроксиды железа (50 %), магнетит + магнетит мартитизированный (25 %), магнитные сферулы (25 %).

Проба 7256 отобрана из конуса дресвяно-гидрослюдистого материала объёмом более 10 м², насыпавшегося в грот Медвежий из того же тела брекчий через органную трубу. Вес пробы 8,0 кг, вес тяжёлой фракции 0,28 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7256 следующий:

- немагнитная фракция: редкие зёрна циркона, рутила, пирита, лейкоксена, кианита, турмалина, фосфатных обломков;

- электромагнитная фракция (0,25 г): преобладают гидроксиды железа, в т.ч. по пириту (99 %), присутствуют редкие зёрна корунда, моноклинного пироксена, хромшпинелида, хлоритоида, эпидота, малахита, ильменита, кварца, оливина и единичные зёрна шлака;

- магнитная фракция (0,01 г): магнитные гидроксиды железа (85 %), магнитные сферулы (10 %), магнетит (5 %).

Отмечены следующие особенности минералов тяжёлой фракции:

а) Зёрна оливина представляют собой кристаллы ромбовидного, дипирамидально-призматического облика, слегка уплощённые, угловато-окатанные, прозрачные. Цвет бледно-желтоватый, блеск стеклянный; размер 0,15-0,45 мм. Ng = 1,695, Np = 1,653.

б) Моноклинный пироксен – пластинка (0,30×0,45 мм) сероватого цвета, прозрачная, со стеклянным блеском.

в) Магнитные сферулы (преимущественно <0,1 мм) имеют правильную шарообразную форму, гладкую или матовую поверхность без следов переноса.

В лёгкой фракции присутствуют глинистые псевдоморфозы по флогопиту.

Данная проба – единственная из всех проб, отобранных нами на территории Кизеловского каменноугольного бассейна, в которой были обнаружены редкие зёрна оливина.

Текстурно-структурные признаки

Из материала пробы 7234-А изготовлены полированные образцы и прозрачные шлифы. Петрографическое изучение их показало, что

исследуемая горная порода представляет собой гидрослюдисто-карбонатную брекчию зелёного цвета, с вторичным гидрослюдистым цементом. Она характеризуется следующими структурными особенностями.

Шлиф 7234 (рис. 4.10.4). Брекчия гидрослюдисто-карбонатного состава. Обломки представлены известняком, перекристаллизованным в различной степени (1) и пелитоморфным (2), реже – вторичной аргиллитоподобной породой гидрослюдистого состава, зелёного цвета (3). Цемент гидрослюдистого состава, прожилково-плёночный, реже базального типа.

На снимке (рис. 4.10.5) – две разновидности известняка: пелитоморфный серого цвета и крупнокристаллический – белого. Обломки пелитоморфного известняка в центре снимка содержат вкрапленность окисленного пирита. Связующая масса представляет собой мелкозернистый агрегат карбоната и гидрослюды. Дробление породы и её цементация происходили после процесса перекристаллизации известняка (обломки пелитоморфного и крупнокристаллического известняка контактируют по глинистым прожилкам).

Прожилками гидрослюдистого материала разделены и инъецированы обломки перекристаллизованных в различной степени известняков, слагающих брекчию (рис. 4.10.6); прожилки сопровождаются скоплениями гидроксидов железа.

В центре рис. 4.10.7 – обломок мелкозернистой породы (брекчии), состоящей из зёрен карбоната, редких зёрен кварца, гидрослюдистого цемента и редкой вкрапленности рудного минерала. Ситуация, когда в брекчии находится обломок, представляющий собой также брекчию, нетипична для пород осадочного происхождения, но обычна для вулканических брекчий.

Отмечен зональный кристалл кварца (рис. 4.10.8), расположенный среди гнезда новообразованного мелкокристаллического кальцита.

Тип цемента – прожилково-плёночный. Карбонатная брекчия рассечена извилистыми микропрожилками гидрослюды зеленоватобурого цвета. В относительно крупных обособлениях глинистого материала полностью отсутствуют признаки водной сортировки материала.

Образец, шлиф 7234-А2 (рис. 4.10.9, -10). Карбонатно-гидрослюдистая брекчия зелёного цвета, с вторичным гидрослюдистым цементом. Текстура брекчиевая.

Порода сложена:

- обломками органогенного известняка размером до 4,5 мм, в различной степени пере-

кристаллизованного (а также пелитоморфного), составляющими более 60 % объёма породы;

- обломками гидрослюдистого аргиллитоподобного материала фисташково-зелёного цвета, однородного, с тонкой рудной вкрапленностью;

- связующей массой гидрослюдистого состава, зеленовато-бурого цвета, с тонкодисперсной рудной вкрапленностью. Структура связующей массы разнообломочная, брекчиевая; нередко присутствуют линии течения. В тонких срезах обнаруживается анизотропия гидрослюды.

Отдельные фрагменты связующей массы по форме более напоминают обломки (рис. 4.10.11, центр снимка). Они обладают однородной мелкозернистой (аргиллитоподобной) структурой и характеризуется волнистым погасанием; для них характерна тонкая рудная вкрапленность.

Нередко неоднородности гидрослюдистого цемента и содержащиеся в нём удлинённые обломки ориентированы вдоль контактов крупных обломков известняка (рис. 4.10.12). Новообразованное кремнистое включение (светлое, в центре снимка) занимает секущее положение относительно контакта.

Налицо две стадии цементации брекчии (рис. 4.10.13, -14): ранняя, когда гидрослюдистый материал зеленовато-бурого цвета инъецирует обломки органогенного известняка, и поздняя, когда железисто-гидрослюдистый материал красновато-коричневого цвета цементирует эти обломки.

Промежутки между крупными обломками обычно выполнены мелкообломочной брекчией (рис. 4.10.15), состоящей из остроугольных карбонатных зёрен и гидрослюдистого матрикса. Рудный минерал образует тонкодисперсную вкрапленность.

Отмечены обломки гибридной породы глинисто-карбонатного состава, коричневатосерого цвета, неоднородной (рис. 4.10.16): тёмные её фрагменты более соответствуют пелитоморфному известняку (1, 2), серовато-светлобурые – глинистому материалу с примесью карбоната (3). Налицо инъекции глинистого материала в известняк, причём ранние инъекции имеют нечёткие контакты (4), поздние – отчётливые (5).

Предположительно, гибридная порода могла сформироваться в результате плавления известняка в силикатной магме (в условиях высокого давления) и частичного смешивания карбонатного расплава с расплавом магмы. Обломок инъецирован гидрослюдистым материалом буровато-жёлтого и красновато-коричневого цвета.

Шлиф 7234-А3 (рис. 4.10.17, -18). Порода, аналогичная шлифу 7234-А2. Карбонатно-гидрослюдистая брекчия; текстура брекчиевая, динамофлюидальная. В шлифе: порода состоит из обломков известняка (1), обломков гидрослюдистого материала фисташково-зелёного цвета (2) и из мелкозернистой гидрослюдистой связующей массы (3). В нижней части снимка – обломок гидрослюдистого материала с карбонатными линзами (4). Более крупный карбонатный прожилок сечёт породу в центральной части шлифа (5).

Широко распространено инъецирование известняка прожилками гидрослюдистого материала, нередко оно носит характер пропитки (рис. 4.10.19, -20).

В тонких срезах (с анализатором) наблюдается погасание крупных участков гидрослюдистой массы. Тонкодисперсная рудная вкрапленность развита и по карбонатному материалу, и по гидрослюдистому, но тяготеет к последнему.

Отмечено обособление цементирующей массы, более напоминающее обломок (рис. 4.10.21). Левая его часть постепенно переходит в известняк, инъецируя его по межзерновым промежуткам. Тонкодисперсная рудная вкрапленность развита и по карбонатному материалу, и по гидрослюдистому, но тяготеет к последнему.

Шлиф 7234-А5 (рис. 4.10.22, -23). Карбонатная брекчия с вторичным гидрослюдистым цементом. Текстура брекчиевая. Обломки представлены пелитоморфным органогенным известняком, перекристаллизованным в различной степени. Тип цемента брекчии варьирует: между крупными обломками он представлен прожилками гидрослюдистого материала фисташково-зелёного цвета, флюидальной структуры, с характерной тонкодисперсной рудной вкрапленностью, а в центральной части шлифа этот же материал слагает цемент базального типа.

В тонких срезах в материале прожилков наблюдается анизотропия.

Округлый обломок пелитоморфного известняка в центральной части шлифа рассечён со смещением трещиной и инъецирован цементом брекчии и прожилком крупнокристаллического кальцита; инъекция показана крупным планом на рис. 4.10.24.

Среди пелитоморфного известняка отмечено гнездо крупнокристаллического кальцита с включениями гидрослюдистого материала (рис. 4.10.25). Ниже – микропрожилок гидрослюды красновато-коричневого цвета в пелитоморфном известняке. Всё это указывает на многостадийность формирования породы.

Стадийность формирования связующей массы брекчии также отображена на рис. 4.10.26. В левой части снимка – фрагмент обломка известняка (1) с гнёздами гидрослюдой ранней генерации, имеющими нечёткие очертания (2). Выше – полоса гидрослюдистого цемента поздней генерации (3), базального типа, разномзернистого, динамофлюидальной текстуры, со скоплением зёрен окисленного пирита. В верхней части снимка обломок известняка осветлён (перекристаллизован) с поверхности (4).

Выводы. Признаки агломератовых брекчий, залегающих в точке наблюдения 7234:

- брекчии имеют секущие контакты;
- в связующей массе брекчий отсутствуют какие-либо признаки сортировки материала;
- порода содержит магнитные сферулы, что является важным свидетельством вулканического происхождения данных пород;
- имеют место несколько фаз цементации брекчии;
- среди составляющих брекчию обломков есть обломки, также сложенные брекчией (что нетипично для осадочных пород).

Предположительно, связующая масса брекчии представляет собой нацело изменённую, замещённую гидрослюдой вулканогенную породу.

4.10.2. Точка наблюдения 7052

В откосе карьера, в 40 м юго-западнее входа в Медвежью пещеру, среди скальных выходов органогенных известняков обнаружено пластовое тело брекчий мощностью порядка 0,5 м, залегающее согласно напластованию пород. Ниже него находится субвертикальная трещина мощностью 10-20 см (рис. 4.10.27), являющаяся, предположительно, подводящим каналом к телу брекчий. В верхней части трещины наблюдается воронкообразное расширение; известняки в его пределах покрыты корочкой лимонита, аналогичной корочкам, наблюдающимся на стенах пещер (рис. 4.10.28). Расширение заполнено брекчией с гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета. Подобное сочетание морфологических элементов более всего напоминает подводящий канал (один из многих) к пологопадающему телу агломератовых брекчий. Раздробленность известняков, перекрывающих пласт брекчии, на порядок выше, чем подстилающих.

Вещественный состав

Брекчии более чем на 90 % представлены обломками известняков размером 1-20 см и ме-

нее. Обломки сцементированными глинисто-гидрослюдистым материалом зеленоватого, местами охристого цвета.

Породообразующие минералы, составляющие связующую массу брекчии, представлены, по данным рентгеноструктурного и термического анализа пробы № 7052, кальцитом (49 %), гидрослюдой (38 %), кварцем (10 %), органическим веществом (0,5 %), следами калиевого полевого шпата и плагиоклаза. В теле брекчий отсутствует прожилково-жильный материал, который мог бы свидетельствовать об их гидротермальном происхождении.

В известняках вдоль контакта с брекчией расположены гнёзда и линзы метасоматического халцедона (на снимке – белое), сосредоточенные субпараллельно контактам брекчий, но жильные образования в них также не обнаружены. Аналогичные изменения были отмечены О.В. Коротченковой и др. в экзоконтактах тел туффзитов Красновишерского района [32], что указывает на возможную генетическую общность этих объектов.

4.10.3. Точка наблюдения 7235

В 100 м южнее входа в Медвежью пещеру в борту карьера обнажается пластовое тело агломератовых брекчий, или «валунная дайка» (по М.В. Щербаковой [95] - пласт конгломератобрекчий) мощностью до 0,7 м, залегающее согласно с падением известняков (Аз. 270°, угол 30°). В строении его выделяются две части.

Нижняя часть пласта, мощностью около 0,5 м, состоит из эллипсоидных обломков известняка, сцементированных незначительным количеством глинисто-гидрослюдистого материала синевато-зелёного цвета. Цвет обломков коричневый, темно-коричневый (вмещающие известняки – светло-серые); налицо прогрев породы, но в шлифах прямых следов термического воздействия не обнаружено ввиду отсутствия в чистых известняках минералов-индикаторов термического воздействия.

Верхняя часть сложена маломощным (до 20 см) прослоем глинисто-гидрослюдистого материала синевато-зелёного цвета, почти не содержащего обломков (рис. 4.10.29); из него взята минералогическая проба 7235-1.

Перекрывается «валунная дайка» массивными известняками светло-серого цвета, чистыми, без малейших признаков глинистости; контакт чёткий, волнистый. Если бы известняки отлагались на глинистые осадки, переход от глины к известнякам был бы постепенен, известняк со-

держал бы глинистые прослои. Волнистый характер подошвы пласта известняков напоминает по форме потолок пещерных гротов.

Ниже по склону (юго-восточнее) и выше, в откосе карьера, в известняках отмечаются прослои (силлы) аналогичных брекчий с гидрослюдистым цементом синевато-зелёного цвета, имеющие меньшую мощность.

Вещественный состав

Породообразующие минералы, по данным рентгенофазового и термического анализа связующей массы (проба 7235), представлены кальцитом (50 %), гидрослюдой (38 %), кварцем (10 %) и следами плагиоклаза.

Из верхней части пластового тела брекчий взята минералогическая проба 7235-1 весом 4,5 кг. Вес тяжёлой фракции размерностью 0,25-0,5 мм – 0,07 г.

Минеральный состав тяжёлой фракции пробы 7235-1 следующий:

- немагнитная фракция (0,02 г): пирит (95 %), карбонат (5 %), редкие зёрна циркона и рутила;

- электромагнитная фракция (0,05 г): гидроксиды железа, в т.ч. псевдоморфозы по пириту (90 %), ильменит (5 %), гидрослюда с вкрапленностью рудного минерала (5 %), редкие зёрна кварца, турмалина и металлической примеси;

- магнитная фракция: редкие зёрна магнетита и магнитных гидроксидов железа.

Химический состав пробы 7235, по данным рентгеноспектрального флуоресцентного анализа, следующий (мас. %): SiO_2 – 57,78; TiO_2 – 0,679; Al_2O_3 – 12,90; Fe общ. – 6,11; MnO – 0,139; MgO – 0,80; CaO – 6,84; Na_2O - < 1; K_2O – 1,29; P_2O_5 – 0,09; V – 0,011; потери при прокаливании – 12,80.

Текстурно-структурные признаки

Из глинисто-гидрослюдистого материала зелёного цвета изготовлены полированный образец и прозрачный шлиф № 7235.

Образец, шлиф 7235 (рис. 4.10.30, -31). Брекчия карбонатно-гидрослюдистого состава, зелёного цвета. Текстура брекчиевая, динамомфлюидальная; местами заметны линии течения (рис. 4.10.32, -38).

Состав породы:

- обломки органогенного и пелитоморфного известняка;

- обломки гибридной породы, представляющей собой смесь карбонатного и гидрослюдистого материала в различных пропорциях;

- связующая масса гидрослюдистого состава, брекчиевой структуры.

Связующая масса породы представляет собой микрозернистый агрегат разноморфных частиц гидрослюдистого материала и мелких обломков пелитоморфного известняка, имеющих постепенные контакты. Цвет её буровато-зелёный, текстура брекчиевая, местами – флюидальная (рис. 4.10.32, -33, -34). Обломки пелитоморфного известняка инъецированы глинисто-гидрослюдистым материалом; помимо чётких контактов, отмечены *постепенные* переходы от известняка к гидрослюдистой массе, что само по себе, с позиций осадочного происхождения брекчий – нонсенс. В цементе присутствуют мелкие зёрна кварца, микропрожилки и тонкая вкрапленность рудного минерала. Отмечаются редкие гнёзда хлорита. Отдельные небольшие участки цемента брекчий сложены пелитоморфным карбонатом чёрного цвета. Удлиненные обломки и облекающие их неоднородности цемента ориентированы субпараллельно.

Один из обломков пелитоморфного известняка рассечён со смещением трещиной, vyplненной карбонатом (рис. 4.10.35). В известняке присутствуют мелкие зёрна гидрослюдистого материала; правая часть обломка инъецирована гидрослюдой.

Среди связующей массы отмечено многослойное почковидное образование, состоящее из глинисто-карбонатного материала (рис. 4.10.36). В его внутренней части в карбонатной матрице присутствуют зёрна гидрослюдистого материала. Природа его не ясна; может иметь место или последовательное заполнение полости гидрослюдисто-карбонатным расплавом, или обволакивание обломка аналогичным материалом.

На рис. 4.10.37 в гибридном гидрослюдисто-карбонатном материале, состоящем из пелитоморфного известняка (1), содержащего микровключения гидрослюды, отмечаются крупные овальные зёрна гидрослюдистого материала (2), центральные части которых выполнены кальцитом (3). Это – псевдоморфозы, природа их не ясна.

Аналогичный гибридный гидрослюдисто-карбонатный материал коричневатого цвета слагает обломок, расположенный в нижней части фотографии шлифа (рис. 4.10.31). Он состоит из связующей массы, сложенной пелитоморфным карбонатным материалом, и расположенных в ней шлировых скоплений светло-бурых оолитовидных и полигональных зёрен

гидрослюдистого материала (рис. 4.10.38, -39), благодаря которым структура породы напоминает флюидодинамическую. В общем случае структура породы близка к порфировой.

Выводы по шлифу 7235. Предположительно, в момент формирования брекчии карбонат пребывал в расплавленном состоянии в условиях высокого давления, препятствовавшего его диссоциации, и перемешивался с силикатным расплавом.

Наиболее вероятно, что исследуемая горная порода (шлиф 7235) представляет собой изменённую ксенолавабрекчию. Гибридный гидрослюдисто-карбонатный материал мог, в принципе, сформироваться в результате смешивания расплава основного (ультраосновного?) состава и расплава карбоната кальция в условиях динамического воздействия. Во всяком случае, с осадочными или метасоматическими образованиями данная порода не имеет ничего общего.

Иллюстрации к главе 4.10



Рис. 4.10.1. Общий вид северной части Кизеловского карьера; справа – вход в Медвежью пещеру



Рис. 4.10.2. Кизеловский карьер, т.н. 7234



Рис. 4.10.3. Кизеловский карьер, т.н. 7234; фрагмент обнажения. Агломератовые брекчии крупным планом

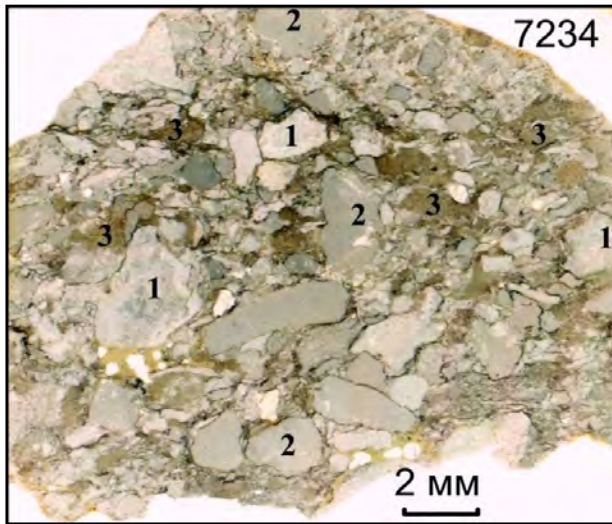


Рис. 4.10.4. Шлиф 7234. Брекчия гидрослюдисто-карбонатного состава: 1, 2 – известняк, 3 – гидрослюдистая аргиллитоподобная порода. Цемент гидрослюдистый, прожилково-плёночный



Рис. 4.10.5. Шлиф 7234, снимок 894, ник. II. Обломки известняка двух разновидностей: пелитоморфный серого цвета и крупнокристаллический – белого



Рис. 4.10.6. Шлиф 7234, снимок 897, ник. X. Инъективное обломки известняка гидрослюдистым материалом



Рис. 4.10.7. Шлиф 7234, снимок 898, ник. II. В составе брекчии - обломок мелкозернистой породы (брекчии), состоящей из зёрен карбоната, кварца и гидрослюдистого цемента



Рис. 4.10.8. Шлиф 7234, снимок 889, ник. II. Зональный кристалл кварца среди гнезда новообразованного кальцита

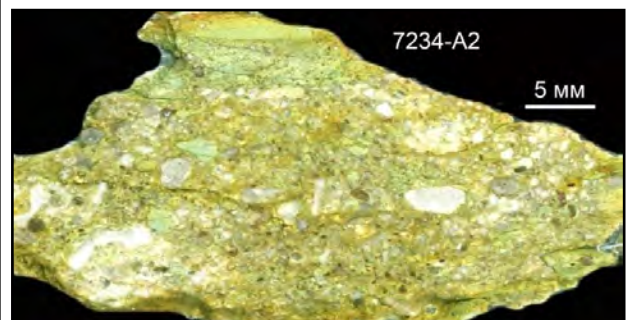


Рис. 4.10.9. Образец 7234-A2. Карбонатно-гидрослюдистая брекчия с вторичным гидрослюдистым цементом

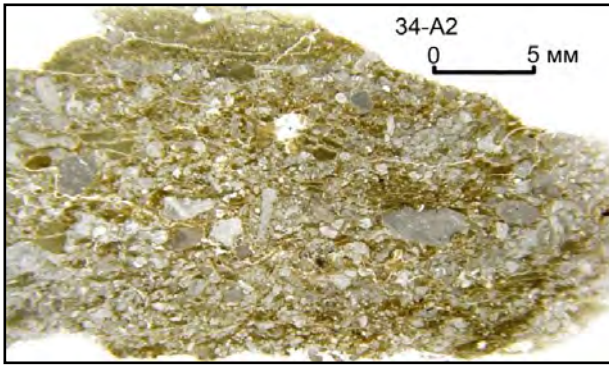


Рис. 4.10.10. Шлиф 7234-A2. То же, в проходящем свете. Обломки представлены известняком и однородным гидрослюдистым материалом зелёного цвета



Рис. 4.10.11. Шлиф 7234-A2, снимок 827, ник. II. Обломок однородного гидрослюдистого материала, левая часть которого плавно переходит в связующую массу

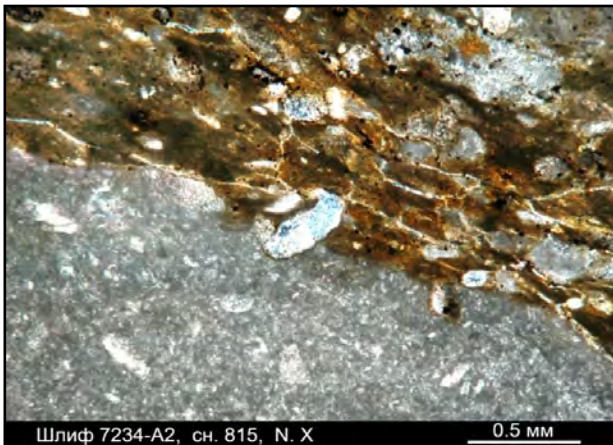


Рис. 4.10.12. Шлиф 7234-A2, снимок 815, ник. X. Следы течения основной массы вдоль крупного обломка известняка

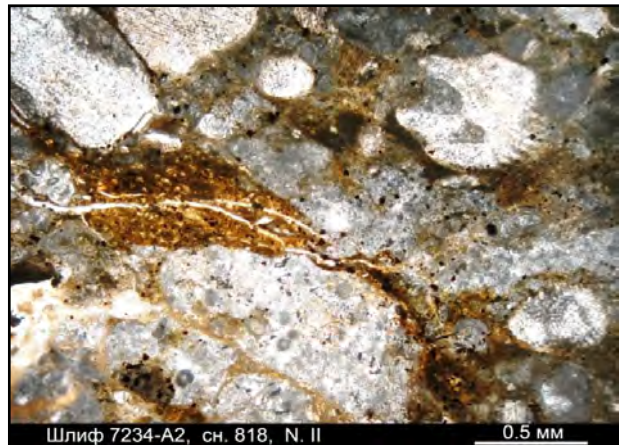


Рис. 4.10.13. Шлиф 7234-A2, снимок 818, ник. II. Две стадии цементации брекчии: ранняя (прожилки гидрослюды в обломках известняка) и поздняя (цементация обломков известняка гидрослюдистым материалом)

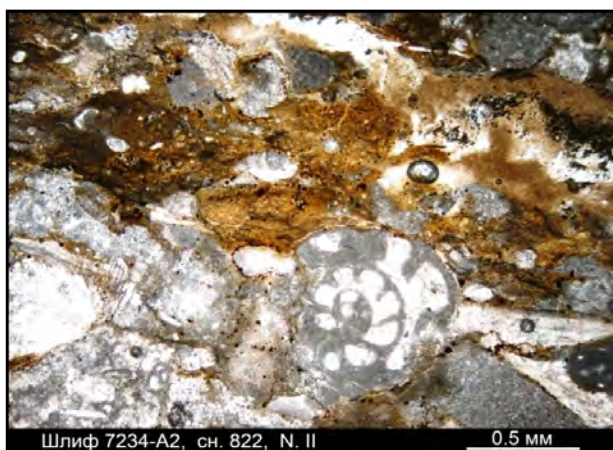


Рис. 4.10.14. Шлиф 7234-A2, снимок 822, ник. II. То же



Рис. 4.10.15. Шлиф 7234-A2, снимок 820, ник. II. Мелкообломочная брекчия, выполняющая промежутки между крупными обломками

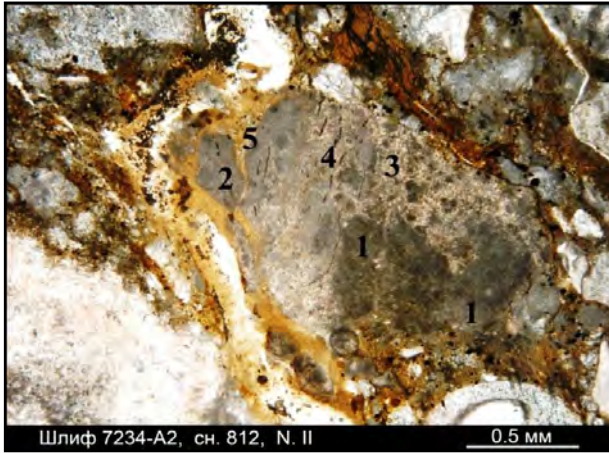


Рис. 4.10.16. Шлиф 7234-A2, снимок 812, ник. II. В центре – обломок гидрослюдисто-карбонатной породы, инъецированной гидрослюдистым цементом

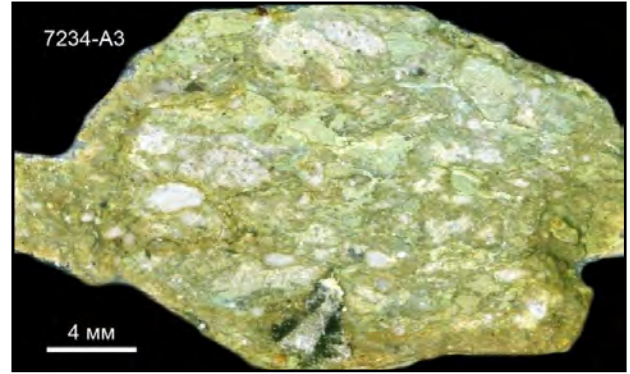


Рис. 4.11.17. Образец 7234-A3. Карбонатно-гидрослюдистая брекчия



Рис. 4.10.18. Шлиф 7234-A3. То же, в проходящем свете. Брекчия состоит из обломков известняка (1) и гидрослюдистого материала (2) и из микрозернистой связующей массы (3)



Рис. 4.10.19. Шлиф 7234-A3, снимок 1194, ник. II. Цементация обломков брекчии прожилками гидрослюдистого материала



Рис. 4.10.20. Шлиф 7234-A3, снимок 1190, ник. II. Инъецирование известняка прожилками гидрослюдистого материала нередко носит характер пропитки



Рис. 4.10.21. Шлиф 7234-A3, снимок 1192, ник. II. Обособление цементирующей массы, по форме более напоминающее обломок

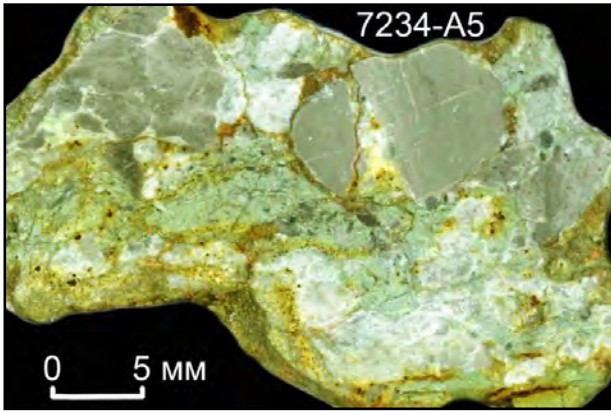


Рис. 4.10.22. Образец 7234-А5. Карбонатная брекчия с вторичным гидрослюдистым цементом

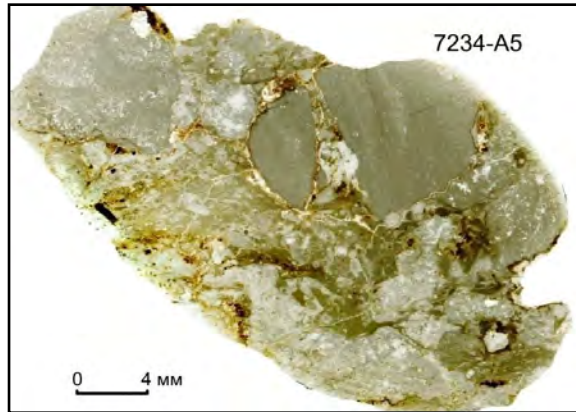


Рис. 4.10.23. Шлиф 7234-А5. То же, в проходящем свете

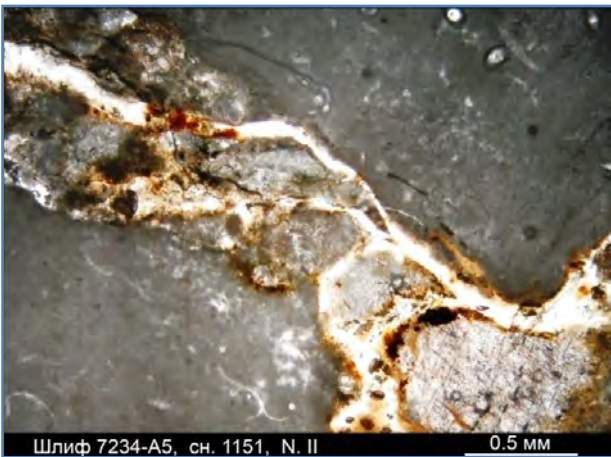


Рис. 4.10.24. Шлиф 7234-А5, снимок 1151, ник. II. Инъекционное обломка пелитоморфного известняка материалом цемента брекчии

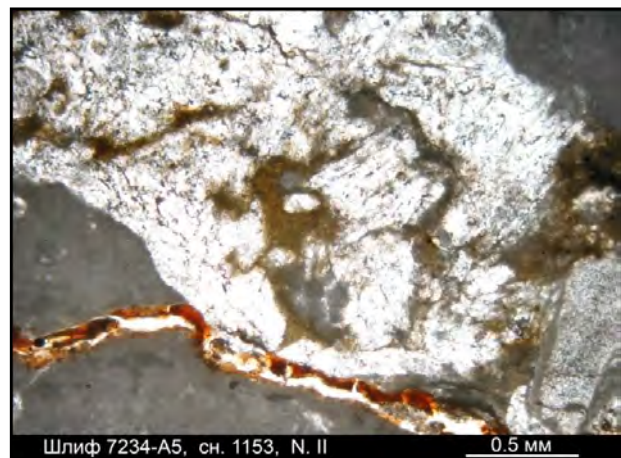


Рис. 4.10.25. Шлиф 7234-А5, снимок 1153, ник. II. Гнездо крупнокристаллического кальцита (светлое) с инъекциями гидрослюды в пелитоморфном известняке

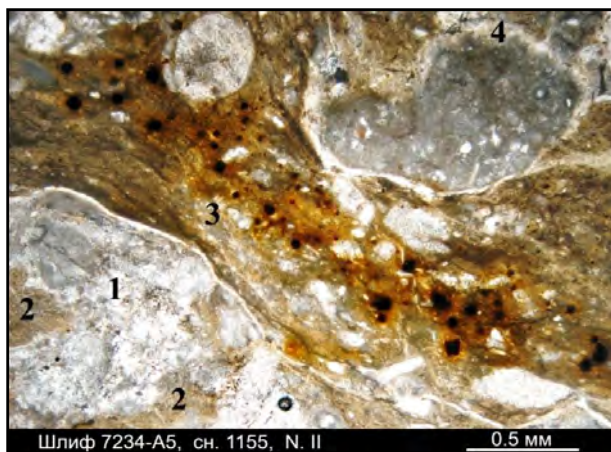


Рис. 4.10.26. Шлиф 7234-А5, снимок 1155, ник. II. Брекчия с гидрослюдистым цементом двух генераций

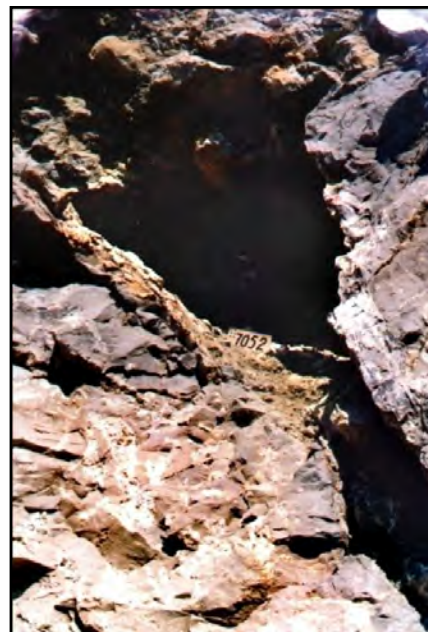


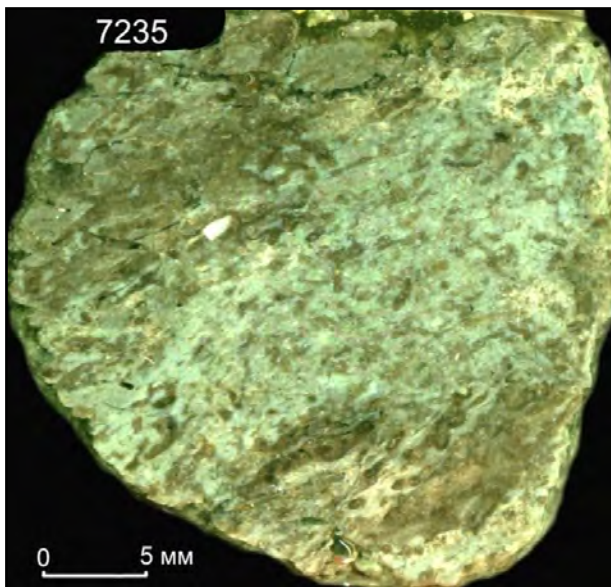
Рис. 4.10.27. Кизеловский карьер, т.н. 7052. Подводящий канал к телу брекчии



Рис. 4.10.28. Т.н. 7052, фрагмент обнажения.
Брекчия в воронковидном расширении трещины



Рис. 4.10.29. Кизеловский карьер, т.н. 7235.
Выветрелая часть пласта глинисто-гидроуглеводистой брекчии



Обр. 4.10.30. Образец 7235. Брекчия
карбонатно-гидроуглеводистого состава

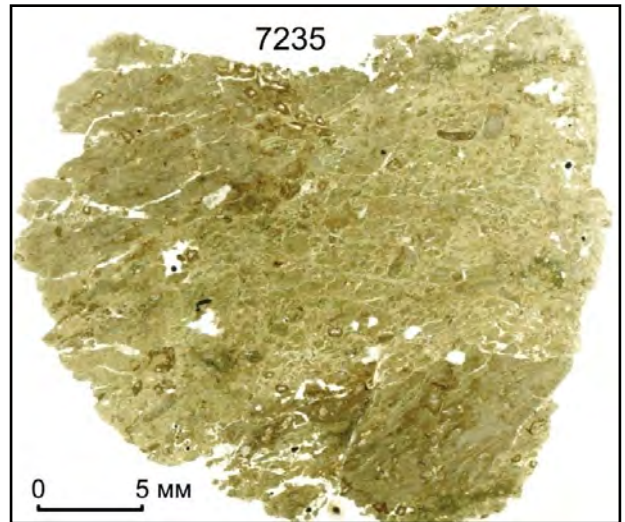


Рис. 4.10.31. Шлиф 7235. То же, в проходящем свете

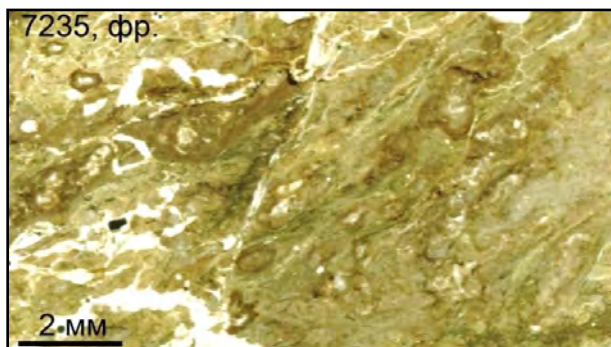


Рис. 4.10.32. Шлиф 7235, фрагмент 1.
Динамофлюидальная структура
связующей массы брекчии

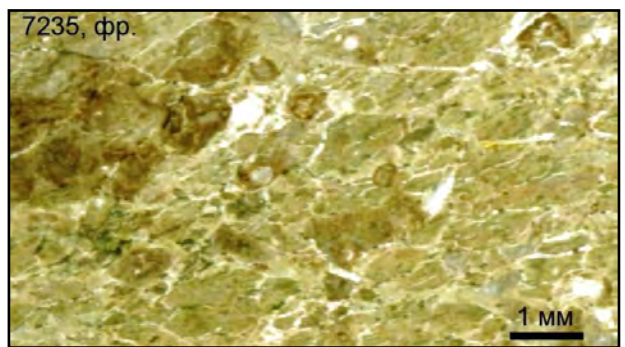


Рис. 4.10.33. Шлиф 7235, фрагмент 2.
Брекчиевая структура связующей
массы брекчии



Рис. 4.10.34. Шлиф 7235, снимок 701, ник. II. Связующая масса карбонатно-гидрослюдистой брекчии



Рис. 4.10.35. Шлиф 7235, снимок 703, ник. II. Один из обломков пелитоморфного известняка рассечён со смещением трещиной, выполненной карбонатом



Рис. 4.10.36. Шлиф 7235, снимок 706, ник. X. В связующей массе – многослойное почковидное образование

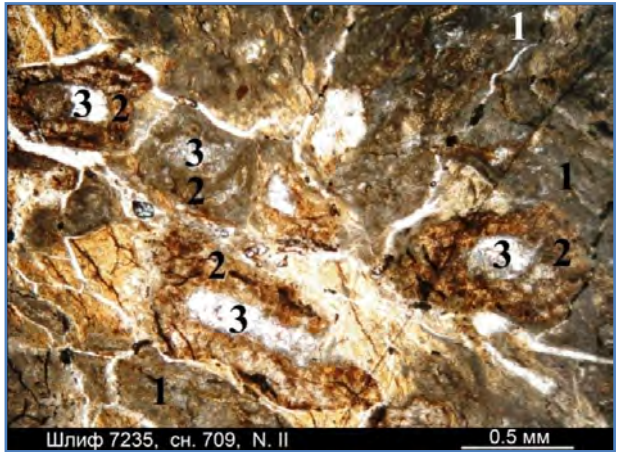


Рис. 4.10.37. Шлиф 7235, снимок 709, ник. II. В гибридном гидрослюдисто-карбонатном материале (1) - овалы зёрна гидрослюдистого материала (2), центральные части которых выполнены кальцитом (3)



Рис. 4.10.38. Шлиф 7235, снимок 712, ник. II. Гибридный гидрослюдисто-карбонатный материал, состоящий из пелитоморфного карбоната и частиц бурого глинистого материала



Рис. 4.10.39. Шлиф 7235, снимок 712, ник. II. Фрагмент верхней части снимка. Шлифовидное внутреннее строение гибридного гидрослюдисто-карбонатного материала

4.11. Результаты изучения магнитных сферул

4.11.1. Общая характеристика проб

В тяжёлой фракции глинистых отложениях большинства исследованных пещер были обнаружены магнитные сферулы. Концентрации их, как правило, не велики - редкие зёрна. Максимальное количество сферул отмечено в небольшой пещере Безымянная, вскрытой Мариинским карьером № 2 (проба 7245). Сферулы в значительном количестве были выявлены также в связующей массе расположенного поблизости от пещеры крупного тела агломератовых брекчий, вскрытого карьером № 3 (проба 7245-10) и описанного в гл. 4.9.1.

Существует несколько точек зрения на происхождение магнитных сферул. Их широкое распространение в четвертичных отложениях, в интрузивных породах [56], а также реальное существование сферул космогенно-эксплозивного [37] и техногенного происхождения снижает интерес к ним большинства геологов. Однако в данном случае речь не может идти о техногенных или космогенных сферулах. До недавнего времени исследуемые геологические образования, содержащие сферулы, находились в толще известняков и не имели естественного выхода на поверхность.

Нами проведено сопоставление магнитных сферул из отложений глинистого материала пещеры Безымянная и сферул, выделенных из связующей массы агломератовых брекчий. Описание обеих точек наблюдения приведено выше (подразделы 4.9.1.2, 4.9.2.2), однако для более наглядного сравнения повторим их краткие геолого-минералогические характеристики.

Объекты исследования находятся на южном склоне горы Белой (рис. 4.9.2), расположенной на окраине пос. Верхняя Губаха.

Проба 7244 отобрана в пещере Безымянная, вскрытой Мариинским карьером № 2 и не имевшей ранее естественного выхода на поверхность. Пещера представляет собой галерею широтного простирания шириной 2-4 м, высотой до 5 м. На полу, помимо глыбовых гравитационных отложений, отмечаются залежи глинистого материала, имеющего грубозернистую, разнообломочную структуру (рис. 4.9.108, 111).

Из глинистых отложений с глубины 0,4 м взята минералогическая проба 7244-1 весом 35 кг; выход тяжёлой фракции размерностью (0,1-0,25 составил 294,98 г (21,06 кг/м³), она практи-

чески нацело представлена гидроксидами железа. Вес магнитной фракции размерностью менее 0,25 мм составил 2,50 г (178 г/м³). Она представлена магнитными гидроксидами железа (55 %), магнитными сферулами (45 %) и магнетитом (менее 1 %).

В дублирующей пробе № 7244-А выход магнитной фракции составил 192,3 г/м³, она на 95 % представлена магнитными сферулами (рис. 4.11.1).

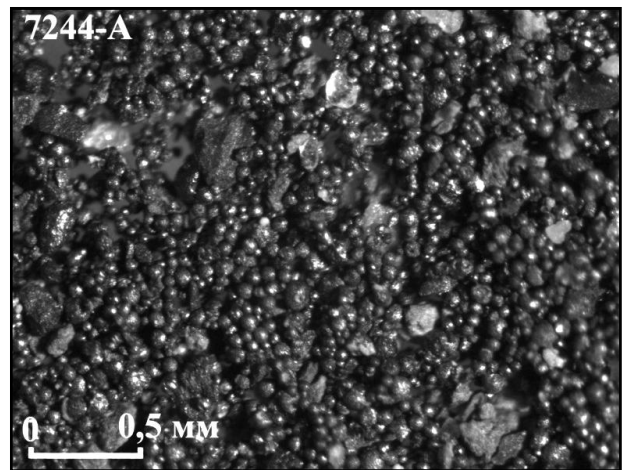


Рис. 4.11.1. Проба 7244-А; магнитные сферулы

Проба 7245-10 отобрана из связующей массы агломератовых брекчий, слагающих крупное, до 40×55 м в плане, секущее тело с нечёткими субвертикальными контактами. Брекчии представляют собой нагромождение овальных, как правило, обломков известняка размерами от первых сантиметров до первых метров (рис. 4.9.6). Собственно цемент брекчий, связывающий и наиболее мелкие обломки, и крупные глыбы, представлен слабо литифицированной глинисто-гидрослюдистой породой коричневого и зеленоватого цвета (рис. 4.9.13); известняк расчлён просечками связующей массы.

Минералогическая проба 7245-10 взята с глубины 25 м от поверхности, в 140 м восточнее точки отбора пробы 7244, из зеленоватого гидрослюдистого материала (рис. 4.9.12).

Вес минералогической пробы 7245-10 составляет 1,46 кг, вес тяжёлой фракции размерностью < 0,25 мм равен 1,01 г. Тяжёлая фракция практически полностью состоит из гидроокислов железа. Вес магнитной фракции равен 0,01 г; она состоит из магнитных сферул (95 %) и обломков гидрослюдистого материала с магнетитом (5 %).

Химический состав пробы 7245-1, отобранной из связующей массы брекчий приведен в таблице 4.12.2.

4.11.2. Результаты электронной микроскопии

Магнитные сферулы, входящие в состав тяжёлой фракции, изучены в Горном институте УрО РАН (г. Пермь) к. г.-м. н. О.В. Кротченковой при помощи сканирующего электронного микроскопа Tescan VEGA 3 LMN с использованием микрозонда. Снимки выполнены в режиме вторично-отражённых электронов.

Изучение микрофотографий сферул позволило выявить разнообразие их форм и структурных особенностей. Из пробы 7244 сняты и проанализированы 130 сферул и близких им по происхождению минеральных индивидов, а также два зерна магнетита; из пробы 7245-10 – 50 объектов, в числе которых преобладают сростки сферул с алюмосиликатным материалом.

На СЭМ-изображениях в режиме вторично-отражённых электронов магнетит имеет белую окраску, алюмосиликатный материал – темно-серую. Сопоставление результатов микрозондовых анализов с микроснимками показало возможность приблизительной сравнительной оценки концентрации железа в материале сферул по фототону.

Внешнее различие между сферулами из различных выборок состоит в том, что сферулы из пещерных отложений имеют более правильную округлую форму по сравнению со сферулами из цемента брекчий и почти не содержат отростков. Для пробы из цемента брекчий характерно преобладание сферул неправильной формы, большее количество сростков сферул, нарастание магнетитовых полусфер на обломки вмещающих пород и наличие агрегатов из нескольких сферических частиц, а также облекание магнетитовой оболочкой остроугольных обломков алюмосиликатных пород.

Практически все сферулы из обеих точек наблюдения состоят из тонкой магнетитовой оболочки и внутреннего ядра, сложенного пористым, шлаковидным алюмосиликатным материалом; это хорошо видно в сферулах с частично разрушенной оболочкой. В.И. Силаев и др. называют подобный алюмосиликатный материал *стеклофазой* [65]; формальных подтверждений аморфной структуры данных образований у нас нет, но, опираясь на их внешние характеристики, имеет смысл в дальнейшем при описаниях использовать этот термин.

Данные по катионному составу оболочек и ядер сферул приведены в таблицах 4.11.1 ÷ 4.11.9. целью уточнения состава фрагментов сферул при их описании делаются ссылки на содержащиеся в таблицах анализы.

Ядра сферул из пробы 7245-10, взятой из цемента агломератовых брекчий, характеризуются, по сравнению со сферулами из пробы 7244, пониженной концентрацией кремния и повышенной – железа, алюминия, титана, магния, калия (табл. 4.11.3, 4.11.6).

Оболочки сферул существенно различаются по толщине и по структурным признакам. В их строении участвуют два минеральных образования, отличающихся по химическому составу:

- собственно магнетит (табл. 4.11.1, 4.11.4), слагающий в одних случаях отдельные кристаллы и их сростки, в других – оболочку целиком;

- аморфная (возможно, стекловатая) алюмосиликатно-железистая масса (табл. 4.11.2, 4.11.5), площадь распространения которой на поверхности сферул варьирует от 0 до 100%. В исследуемых выборках толщина оболочек варьирует в пределах 0,5-15 мкм.

Оболочки сферул в наиболее общем плане подразделяются на два типа: одни оболочки содержат стекловатый алюмосиликатно-железистый материал в различных количествах (тип 1), другие (типы 2 ÷ 6) – не содержат его и состоят из одного лишь магнетита.

4.11.2.1. Оболочки сферул

Тип 1. Оболочка сферулы образована аморфным алюмосиликатно-железистым (предположительно, стекловатым) материалом с расположенными в нём разнотипными магнетитовыми образованиями – скелетными кристаллами, полигональными пластинами магнетита, сплошными тонкими магнетитовыми плёнками, разрозненными кристаллами магнетита (октаэдрическими и лейстовидными) и со скоплениями бесформенных мельчайших зёрен магнетита.

Выделяются 6 разновидностей:

1.1. Поверхность сферул покрыта скелетными кристаллами магнетита, выкристаллизованными из алюмосиликатно-железистой массы. Строением они напоминают перья. Скелетные формы в одних случаях (рис. 4.11.2 ÷ 4.11.9) образованы упорядоченным сочетанием мельчайших, менее 1 мкм, октаэдрических кристаллов магнетита, выступающих из аморфного железисто-алюмосиликатного материала. В других случаях раскристаллизация зашла более далеко и

магнетит слагает упорядоченные крупные зёрна, в промежутках между которыми почти не осталось стекловатого субстрата (рис. 4.11.10 ÷ 4.11.13).

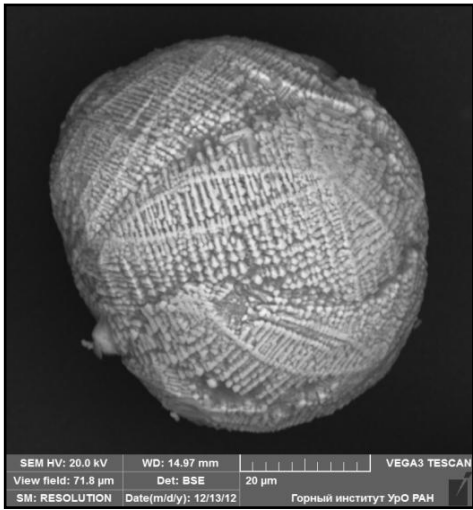


Рис. 4.11.2. Снимок 7244-05

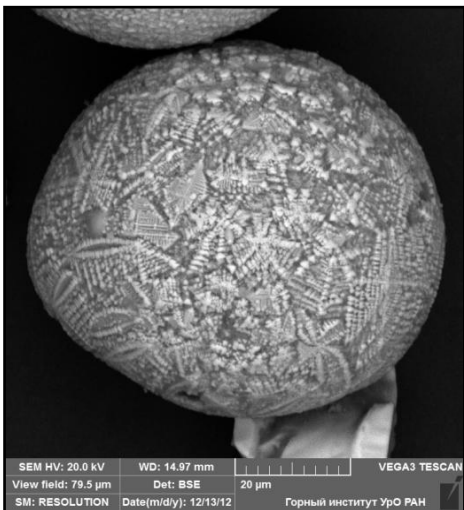


Рис. 4.11.3. Снимок 7244-07

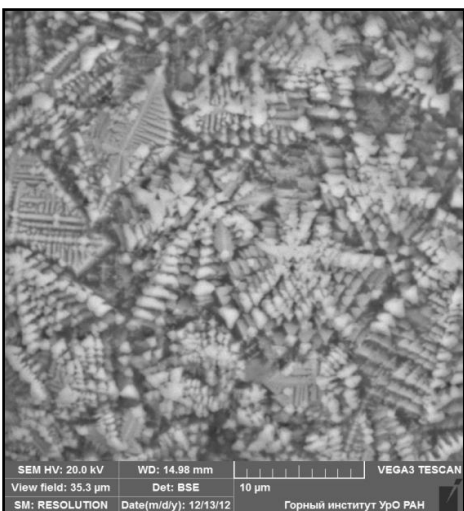


Рис. 4.11.4. Снимок 7244-07-1

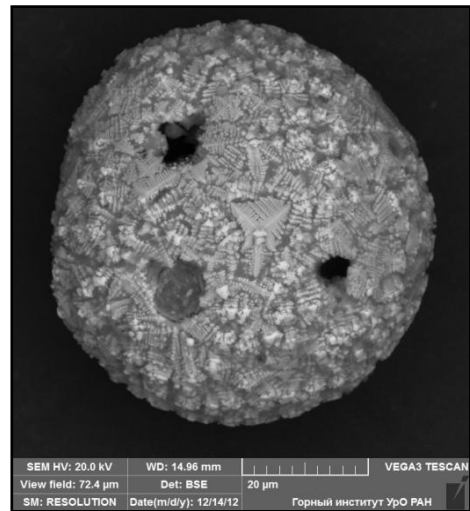


Рис. 4.11.5. Снимок 7244-112

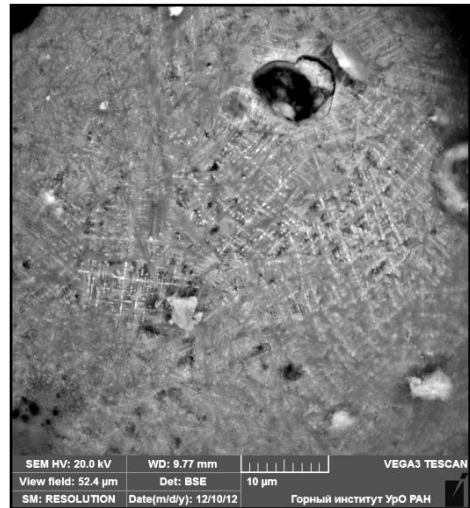


Рис. 4.11.6. Снимок 7245-10-20-1

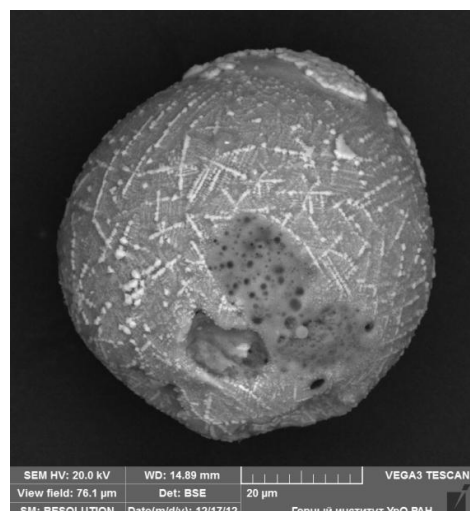


Рис. 4.11.7. Снимок 7244-125



Рис. 4.11.8. Снимок 7245-10-41

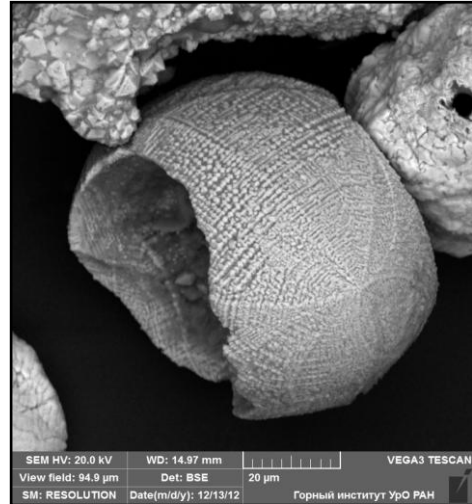


Рис. 4.11.11. Снимок 7244-38

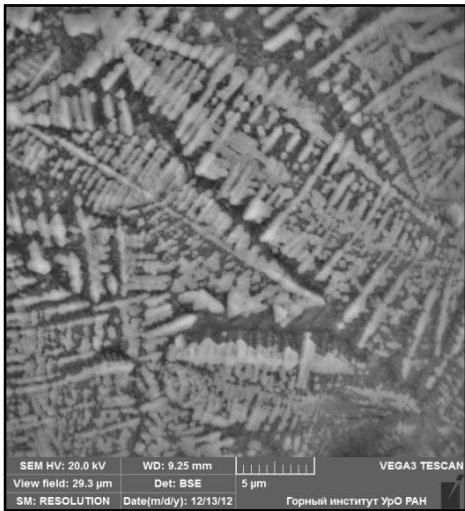


Рис. 4.11.9. Снимок 7245-10-41-1



Рис. 4.11.12. Снимок 7244-62

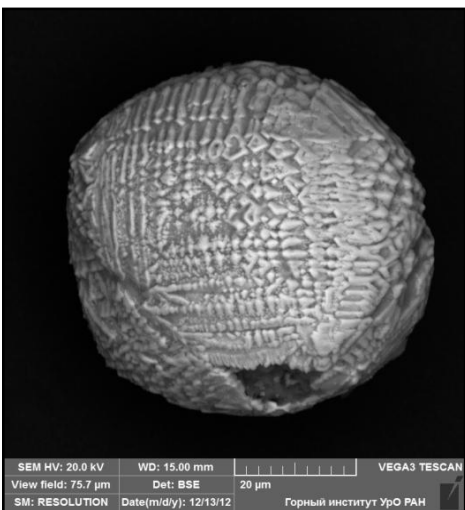


Рис. 4.11.10. Снимок 7244-30

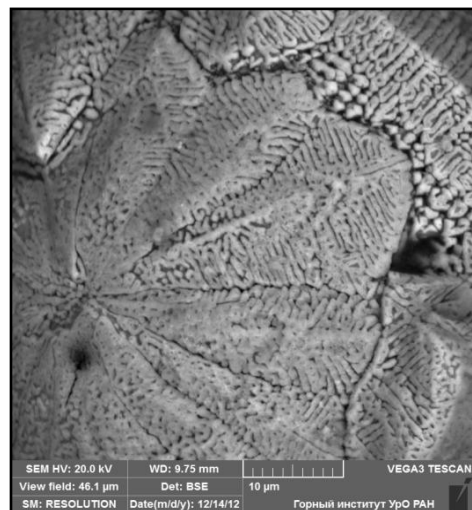


Рис. 4.11.13. Снимок 7244-62-1

1.2. Оболочки сферул сложены плоскими пластинами магнетита полигональных очертаний, промежутки между которыми выполнены однородным, стекловатым алюмосиликатно-железистым материалом (рис. 4.11.14 ÷ 4.11.21). Характерны гексагональные и квадратные формы, а также сrostки с тройственной симметрией и сrostки кристаллов неопределённой формы. Поверхности пластин нередко скульптурированы. Вдоль границ полигональных пластин нередко расположены выпуклые валики. Внешне сферулы нередко напоминают футбольный мяч (рис. 4.11.17).

аморфного алюмосиликатно-железистого материала.

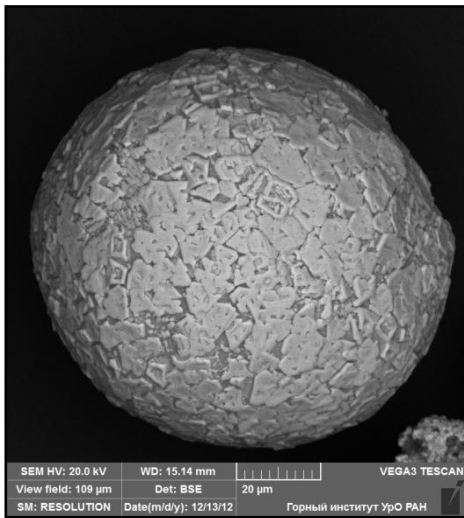


Рис. 4.11.14. Снимок 7244-02

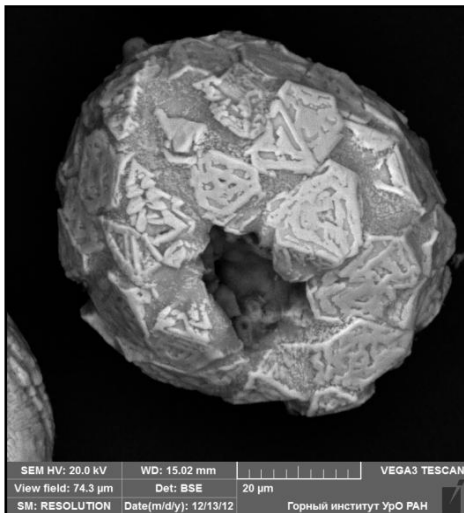


Рис. 4.11.15. Снимок 7244-19

Примечательна сферула, на поверхности которой среди мелких уплощённых зёрен магнетита расположено крупное плоское шестигранное зерно магнетита с отчётливыми теневыми структурами роста, внешне напоминающее гайку (рис. 4.11.22). Между зёрнами и пластинами - незначительное количество цементирующего их

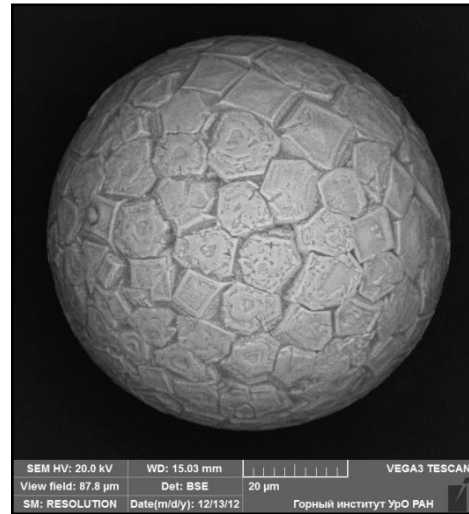


Рис. 4.11.16. Снимок 7244-40

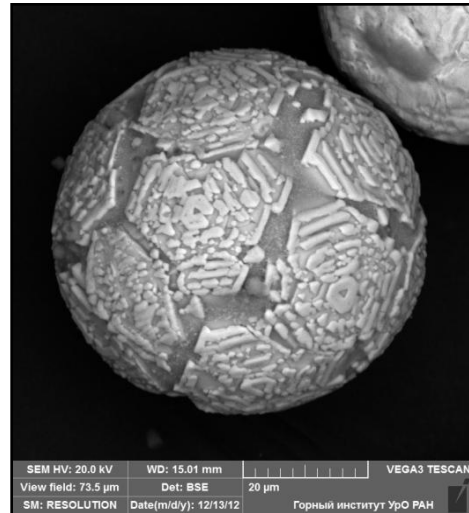


Рис. 4.11.17. Снимок 7244-43

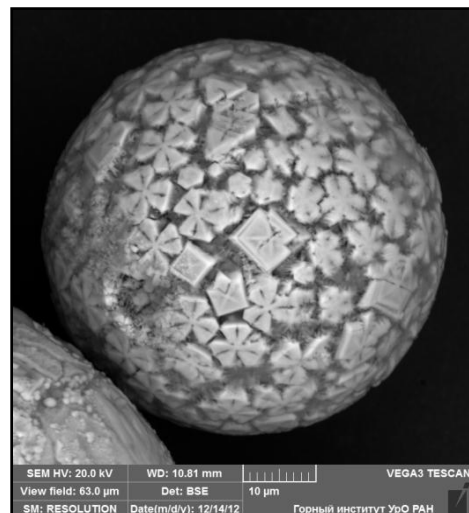


Рис. 4.11.18. Снимок 7244-87

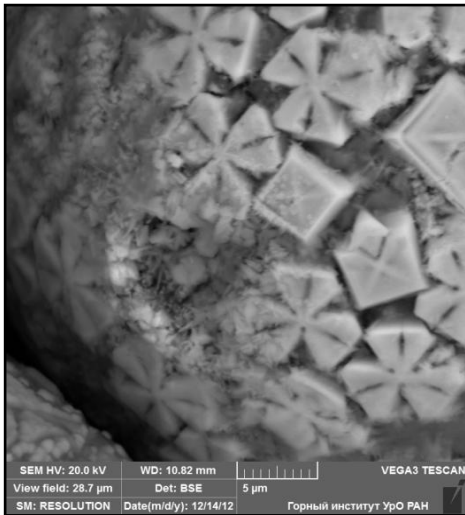


Рис. 4.11.19. Снимок 7244-87-1



Рис. 4.11.22. Снимок 7244-101

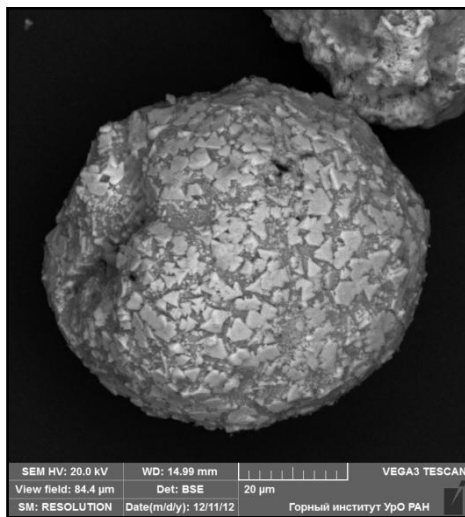


Рис. 4.11.20. Снимок 7245-10-28

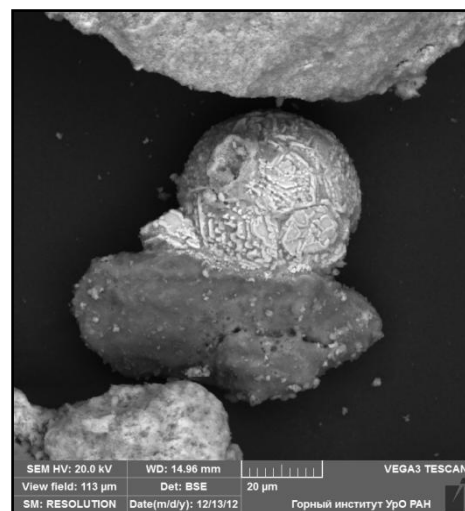


Рис. 4.11.21. Снимок 7245-10-42

1.3. Часть сферул из пробы 7245-10 имеет сплошную двойную оболочку, состоящую из тончайшей магнетитовой оболочки и расположенного под ней тонкого стекловатого слоя алюмосиликатно-железистого состава. Оболочка в большинстве случаев растрескана и залечена железистым стеклом, в результате чего она состоит из тонких, совершенно бесформенных пластин магнетита.

К примеру, рис. 4.11.23 (снимок 7245-10-37). На алюмосиликатном субстрате (нижняя часть снимка) – полусфера, покрытая тонкой магнетитовой оболочкой, растресканной и залеченной аморфным алюмосиликатным материалом. Внутри полусферы ведёт отверстие с плавными, округлыми краями, образовавшееся до отложения магнетита. На рис. 4.11.24 – контакт полусферы с алюмосиликатным субстратом крупным планом.

На рис. 4.11.25 – сфероид, тонкая магнетитовая оболочка которого, судя по характеру её трещиноватости, была разрушена в момент образования сферулы. При этом магнетитовая оболочка была жёсткой, растрескалась и была залечена расположенной под ней пластичной (расплавленной) алюмосиликатной массой, по В.И. Силаеву и др. [65] – стеклофазой.

На рис. 4.11.26, -27 – сфероид с разрушенной (большей частью) магнетитовой оболочкой и вскрытым пористым алюмосиликатным ядром. В нижней части рис. 4.11.27 – реликт осыпавшейся магнетитовой оболочки, под ней заметна тонкая плёнка стекловатого материала.



Рис. 4.11.23. Снимок 7245-10-37

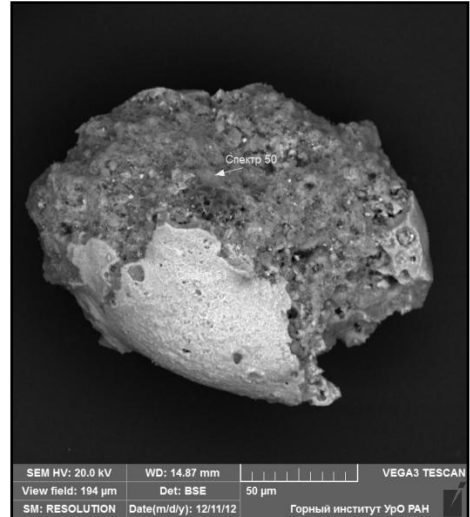


Рис. 4.11.26. Снимок 7245-10-33

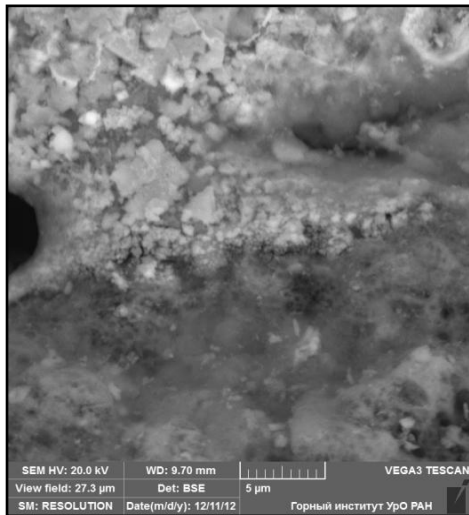


Рис. 4.11.24. Снимок 7245-10-37-1

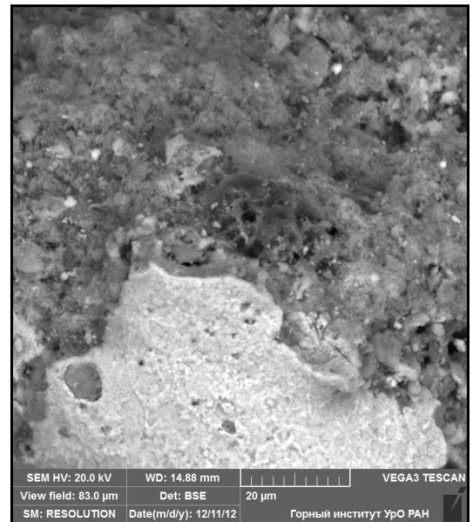


Рис. 4.11.27. Снимок 7245-10-33-1

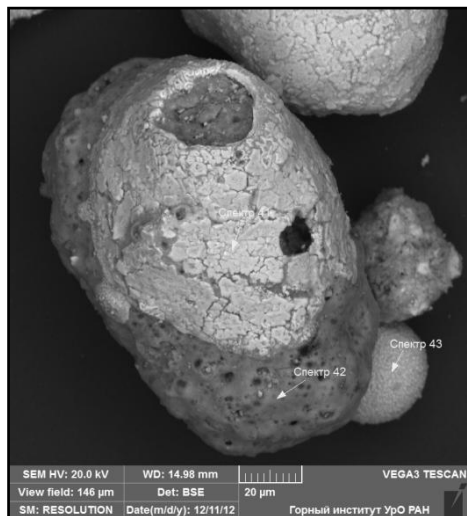


Рис. 4.11.25. Снимок 7245-10-30

1.4. Оболочки с разрозненными или частично упорядоченными микрокристаллами магнетита в стекловатом алюмосиликатно-железистом субстрате.

Поверхность сферул образована аморфным, фельзитоподобным алюмосиликатно-железистым материалом и выступающими из него октаэдрическими микрокристаллами магнетита размерами порядка 1 мкм и менее, разрозненными или частично упорядоченными (рис. 4.11.28 ÷ 4.11.37). В ряде случаев кристаллы обращены к поверхности плоскими гранями (рис. 4.11.36, -37).

Одна из подобных сферул явно претерпела в момент формирования динамическое воз-

действие (рис. 4.11.34). Магнетитовая оболочка разбита разноориентированными шовными зонами, разделяющими и огибающими образовавшиеся обломки. В левой части снимка оболочка взломана, обнажено силикатное ядро; при этом один из обломков вдавлен в сферулу, а линия смещения залечена алюмосиликатно-железистым материалом и магнетитом. В шовных зонах (рис. 4.11.35) наблюдаются линии течения, параллельные краям обломков; кристаллы магнетита в них на порядок мельче, чем на поверхности обломков. Вдоль шовных зон магнетит слагает сплошные полосы на краях обломков оболочки.

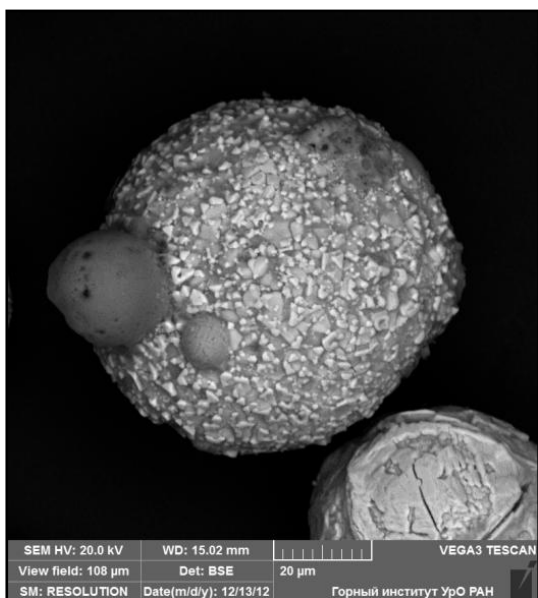


Рис. 4.11.28. СНИМОК 7244-54

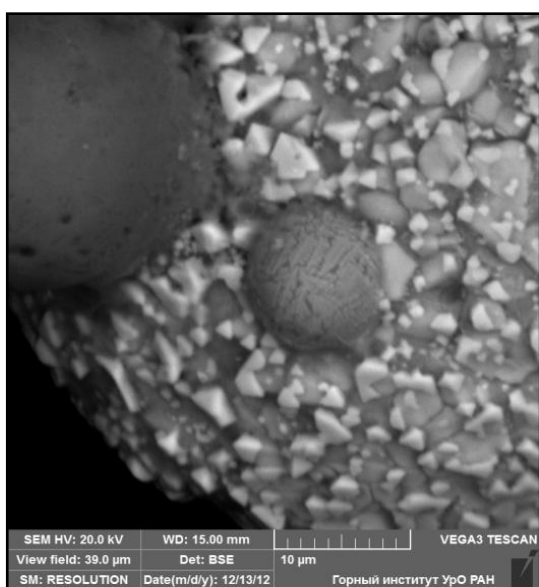


Рис. 4.11.29. СНИМОК 7244-54-1

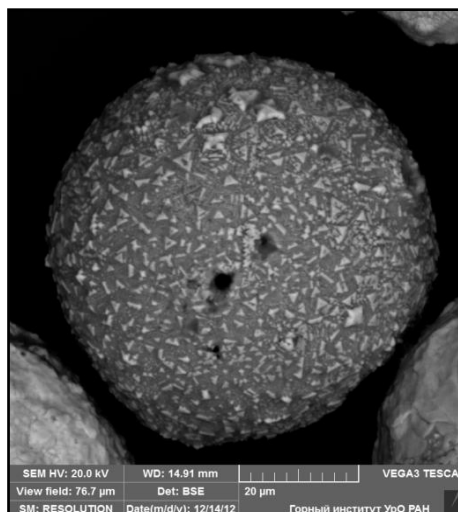


Рис. 4.11.30. СНИМОК 7244-79

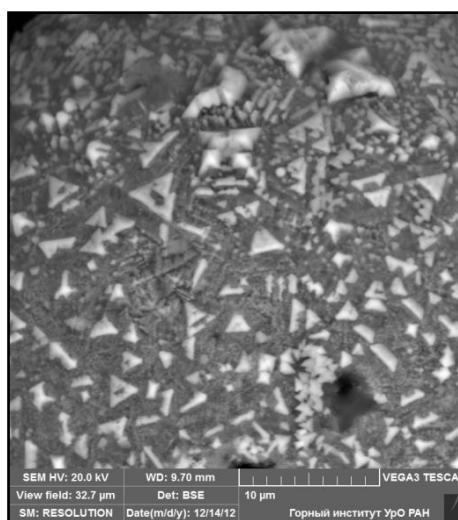


Рис. 4.11.31. СНИМОК 7244-79-1

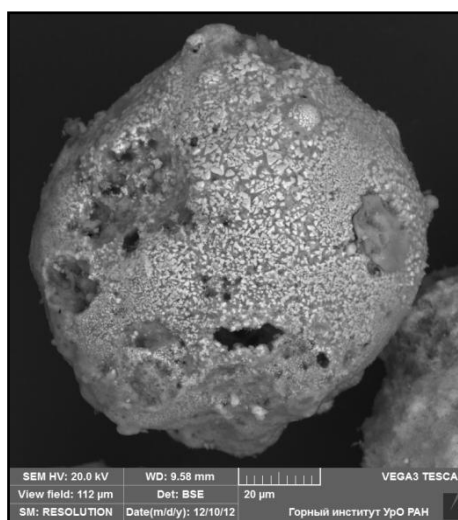


Рис. 4.11.32. СНИМОК 7245-10-06

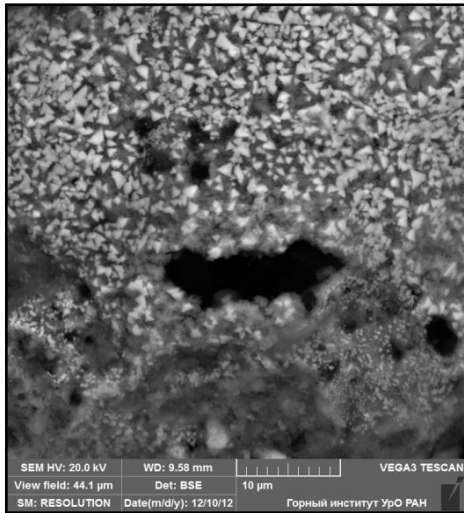


Рис. 4.11.33. Снимок 7245-10-06-1

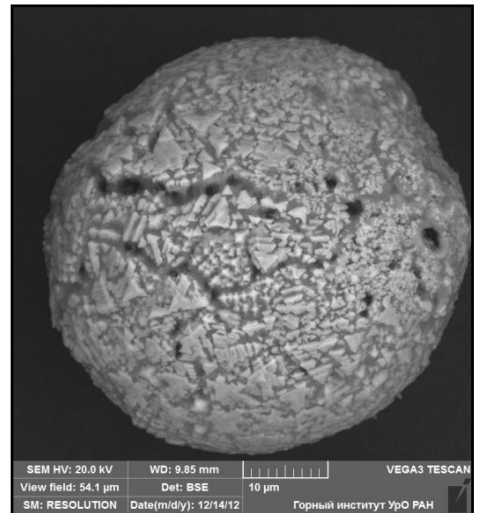


Рис. 4.11.36. Снимок 7244-108

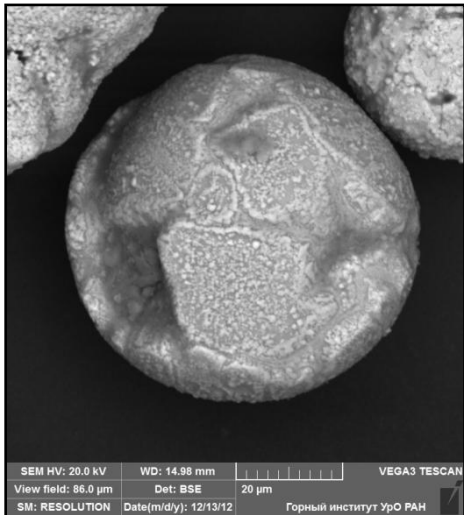


Рис. 4.11.34. Снимок 7244-04

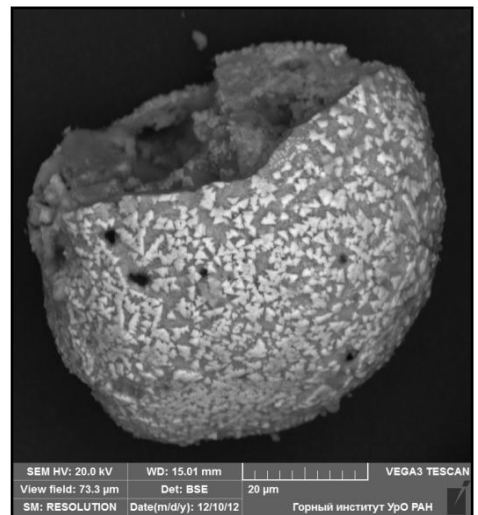


Рис. 4.11.37. Снимок 7245-10-11

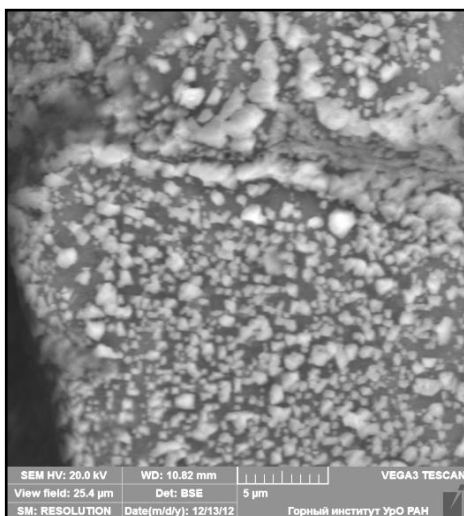


Рис. 4.11.35. Снимок 7244-04-1

1.5. Оболочки, содержащие удлинённые, лейстовидные обособления магнетита.

Сферулы с подобными образованиями единичны. На рис. 4.11.38 - сферула с магнетитовой оболочкой и выступом пористого алюмосиликатного материала в нижней части. Наблюдаются три фазы кристаллизации оболочки: бесструктурный матрикс, содержащий, помимо железа (по аналогии с другими сферулами), повышенные концентрации кремния и алюминия; плоские полигональные пластины магнетита; игольчатые железистые образования.

Сходные лейстовидные обособления участвуют в строении оболочки фрагмента сферулы, изображённой на рис. 4.11.39, в составе которой преобладают вытянутые, игольчатой формы кристаллы. Сферула является наростом на обломке алюмосиликатного материала. Оболочка сферу-

лы вглубь обломка не прослеживается. В правой части сферулы, на сколе алюмосиликатного ядра, находится микросферула (диаметром 8 мкм), сложенная, судя по тёмному фототону, безжелезистым алюмосиликатным материалом (стеклом).

Подобие нитевидных образований отмечено также на рис. 4.11.40 (сферула 7244-18), где они образуют связующую массу между пластинчатыми выделениями магнетита.

Отдалённое сходство с этими образованиями установлено на рис. 4.11.19. В алюмосиликатно-железистой основной массе, связывающей сростки кристаллов магнетита, при большом увеличении установлены тонкие нитевидные кристаллические образования магнетита.

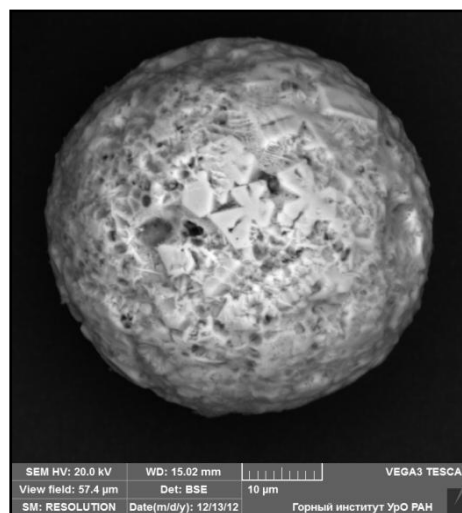


Рис. 4.11.40. Снимок 7244-18

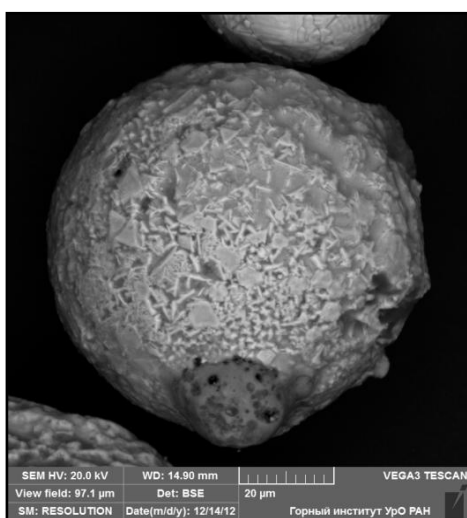


Рис. 4.11.38. Снимок 7244-77

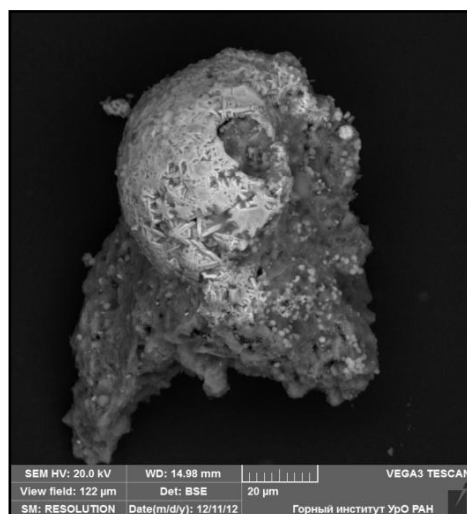


Рис. 4.11.39. Снимок 7245-10-27

1.6. Разрозненные скопления мелких бесформенных зёрен магнетита на поверхности, сложенной аморфной алюмосиликатно-железистой массой.

Наиболее показательны сферулы на рис. 4.11.41, -42. Изображённый сфероид имеет неправильную субцилиндрическую форму. На его оболочке выделяются две разновидности микро-рельефа: участки, сложенные однородным, бесструктурным алюмосиликатно-железистым материалом, и участки, большая часть поверхности которых покрыта выделениями магнетита с плоской поверхностью, а узкие промежутки между выделениями магнетита сложены тем же алюмосиликатно-железистым материалом.

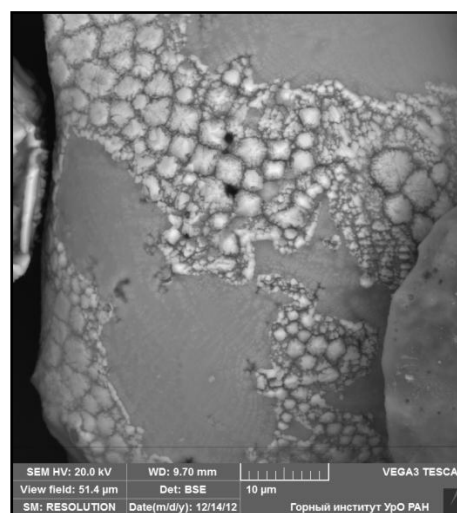


Рис. 4.11.41. Снимок 7244-113-1

На рис. 4.11.43 - сферула с выступом в верхней части снимка, покрытым магнетитовой минерализацией (на снимке – белое). Оболочка сферулы состоит из однородного алюмосиликат-

но-железистого материала (сп. 154, в мас. %: Si = 29.58, Ti = 1.08, Al = 22.30, Fe = 44.86, K = 1.88) без признаков раскристаллизации.

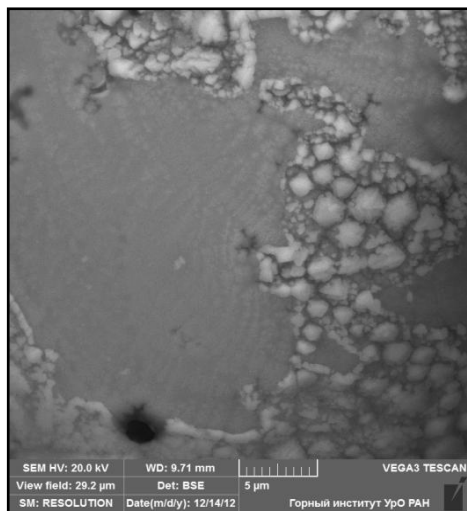


Рис. 4.11.42. Снимок 7244-113-2

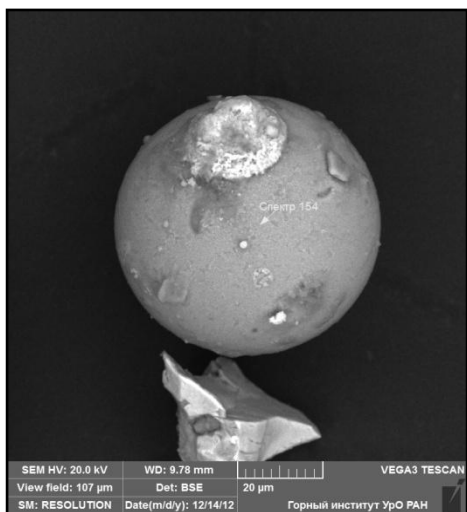


Рис. 4.11.43. Снимок 7244-110

Верхняя часть конического обломка алюмосиликатного материала, изображённого на рис. 4.11.44, покрыта тонкой корочкой, сложенной бесструктурным алюмосиликатно-железистым материалом, из которого выступают мелкие (менее 1 мкм) зёрна магнетита (на снимке – белое). Края отверстий в оболочке сглаженные, не исключено оплавление. В одном из отверстий находятся магнетитовые микросферулы со стекловатой поверхностью (рис. 4.11.45). Местами под внешней оболочкой наблюдается второй слой аморфного алюмосиликатного материала с меньшим, судя по тёмному цвету, содержанием железа (рис. 4.11.46).

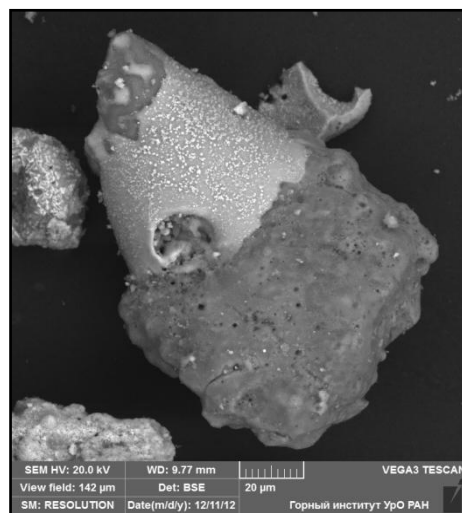


Рис. 4.11.44. Снимок 7245-10-39

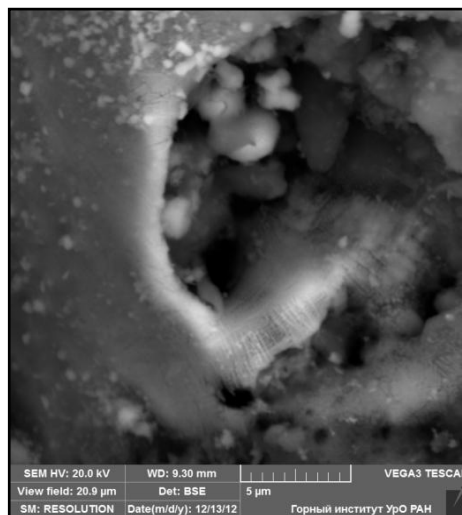


Рис. 4.11.45. Снимок 7245-10-39-3

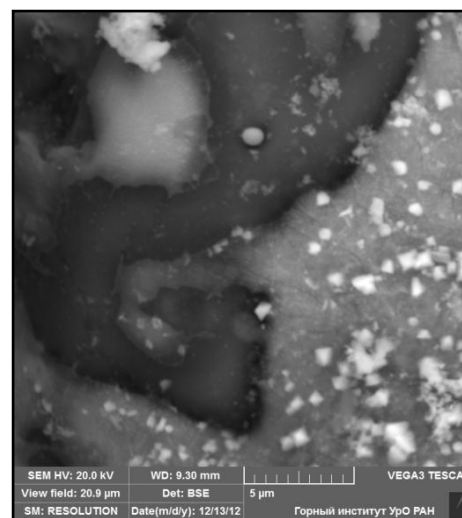


Рис. 4.11.46. Снимок 7245-10-39-4

Поверхность сферулы 7244-93, подобной вышеописанной (рис. 4.11.47), образована не стекловатым, а микрoзeрнистым агрегатом час-

тиц магнетита и алюмосиликатного материала выступающими из него неупорядоченные скопления мелких кристаллов магнетита.

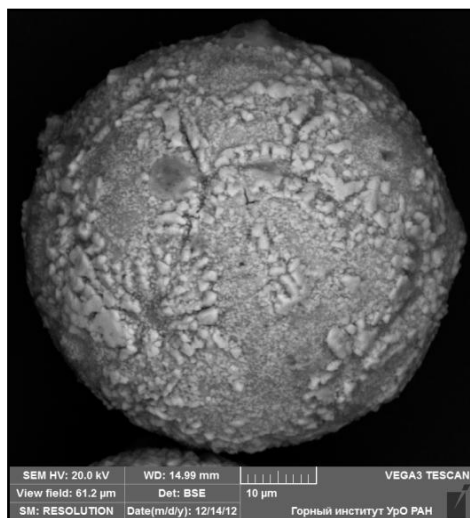


Рис. 4.11.47. Снимок 7244-93

Тип 2. Оболочка сложена упорядоченным по всей поверхности сферулы (или в пределах крупных её участков) сплошным агрегатом частиц магнетита неправильной формы, преимущественно удлинённых, без выраженных кристаллографических очертаний. Предположительно, является предельной формой кристаллизации скелетных кристаллов. Этот тип характерен для выборки 7244; в пробе 7245 обнаружен лишь единичный обломок сферулы подобного типа.

В качестве примера рассмотрим структурные особенности нескольких сферул.

Рис. 4.11.48. Магнетитовая оболочка сферулы (сп. 91), толщиной порядка 4 мкм, состоит из сплошного агрегата мелких, неправильной формы, частично упорядоченных кристаллов магнетита. Оболочка взломана; алюмосиликатное ядро под ней имеет пористое строение.

Рис. 4.11.49. Оболочка сферулы диаметром 75 мкм, состоящая преимущественно из магнетита (сп. 93) взломана; обнажено алюмосиликатное ядро, содержащее железо в незначительных количествах. Поверхность сферулы отчётливо кристаллическая. На поверхности силикатного ядра находится мелкая, диаметром 3 мкм, микросферула из стекловатого алюмосиликатно-железистого материала (сп. 95) с относительно низкой, 41 мас. %, концентрацией железа и повышенной – калия; микросферула имеет ровную, без выраженных кристаллов (оплавленную) поверхность.

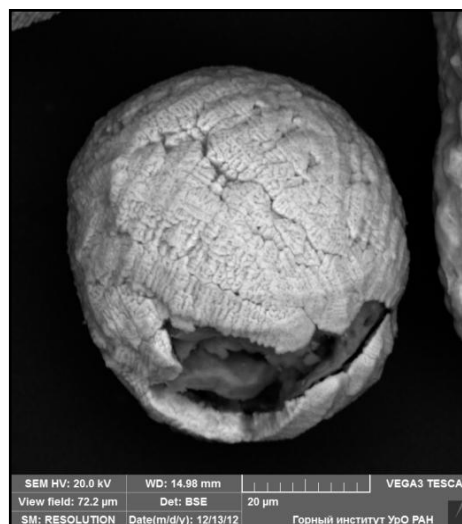


Рис. 4.11.48. Снимок 7244-06

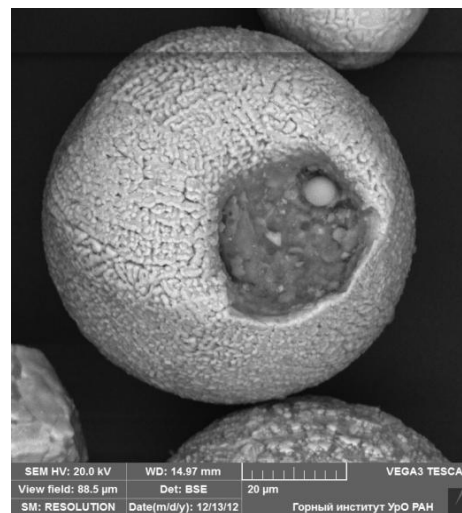


Рис. 4.11.49. Снимок 7244-09

Рис. 4.11.50. Поверхность сферулы сложена крупными рельефными, удлинёнными, частично укоряженными частицами железисто-алюмосиликатного материала, по поверхности которого равномерно распределены микрокристаллы магнетита правильной треугольной формы.

Рис. 4.11.51, -52. Сферулы идеально округлой формы. Поверхность их состоит из зёрен магнетита неправильной формы, длинных, извилистых, но кристаллографически упорядоченных: наблюдаются образованные ими линейные элементы, опоясывающие сферулу по окружности. В отдельных случаях поверх подобных оболочек распылены кристаллы магнетита размером порядка 1 мкм.

Сферулы подобного подтипа имеют, как правило, правильную сферическую форму. Но есть и исключения (рис. 4.11.53, -54); в располо-

жении микрочастиц магнетита на их поверхности также наблюдается упорядоченность.

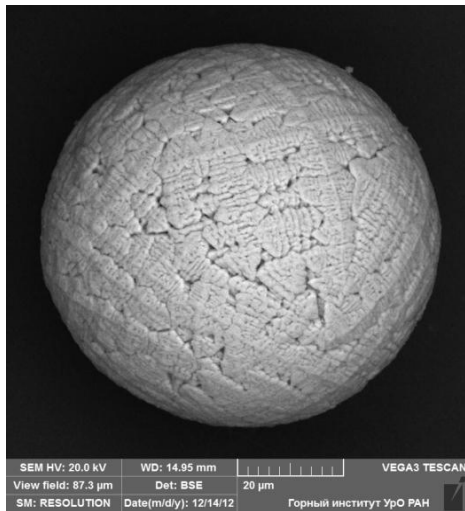


Рис. 4.11.50. Снимок 7244-70

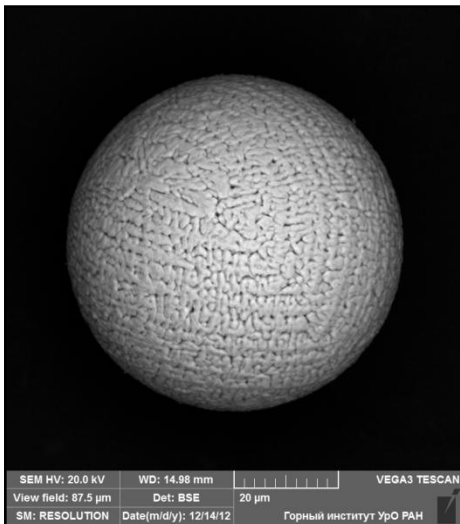


Рис. 4.11.51. Снимок 7244-111

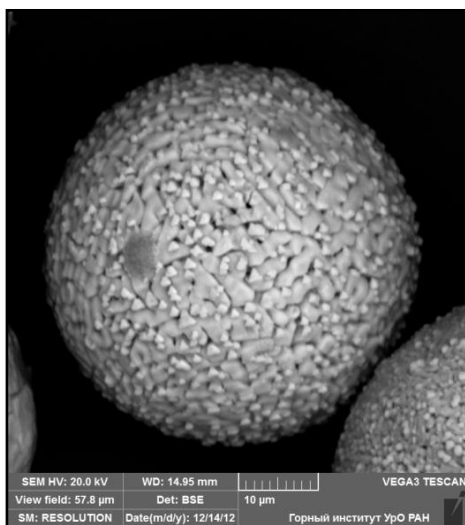


Рис. 4.11.52. Снимок 7244-66

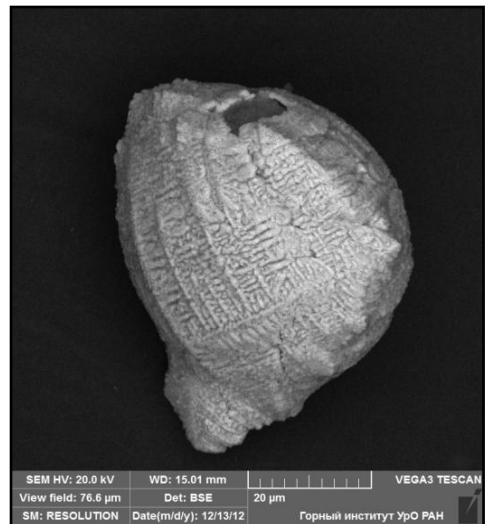


Рис. 4.11.53. Снимок 7244-14



Рис. 4.11.54. Снимок 7244-12

Рис. 4.11.55. Сфероид, более напоминающий пирамиду с выпукло-треугольной формой граней, состоит из ядра и оболочки. Ядро, сложенное алюмосиликатным материалом, обнажается в верхней части снимка; его окружает тонкая магнетитовая оболочка, сложенная упорядоченными сростками кристаллов магнетита, образовавшимися, скорее всего, в результате увеличения скелетных кристаллов.

Помимо округлых сферул с упорядоченным микрорельефом поверхности, отмечены удлиненные, с пропорциями до 1:4, минеральные образования, оболочки которых также сложены сросшимися, упорядоченными (в различной степени) и неупорядоченными микрочастицами магнетита (рис. 4.11.56, -57).



Рис. 4.11.55. Снимок 7244-12-1

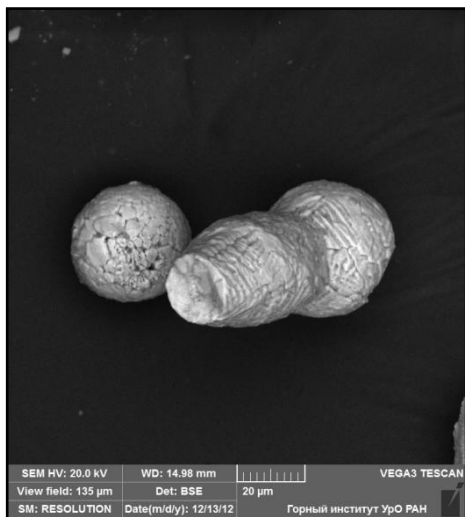


Рис. 4.11.56. Снимок 7244-13



Рис. 4.11.57. Снимок 7244-48

Постепенность перехода от тонких скелетных форм к крупным частицам магнетита на-

глядно продемонстрировано на сфероиде неправильной формы (рис. 4.11.58, -59), по форме напоминающем «матрешку». Оболочка в нижней части сфероида сложена сплошным агрегатом крупных зёрен магнетита, без очевидных признаков упорядоченности. В верхней трети сфероида состоит преимущественно из алюмосиликатно-железистого материала, покрытого ажурными скелетными кристаллами магнетита (рис. 4.11.59). Верхняя часть сфероида сложена аморфным алюмосиликатно-железистым материалом.

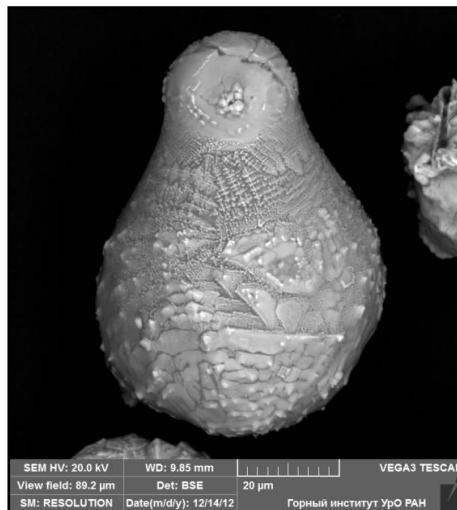


Рис. 4.11.58. Снимок 7244-107

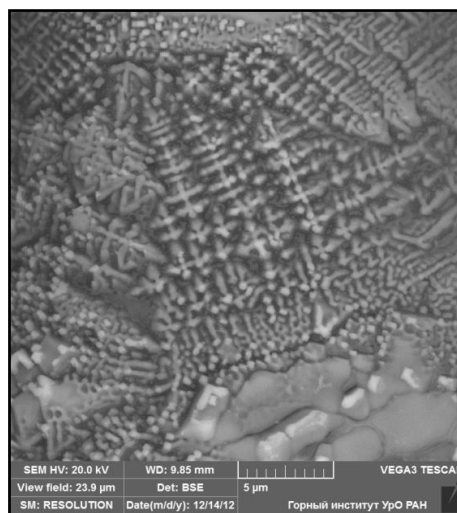


Рис. 4.11.59. Снимок 7244-107-1

В выборке № 7244 встречен обломок толстой магнетитовой оболочки сферулы, сложенной разросшимися скелетными кристаллами. Края его острые, пилообразные, с канавками, что наводит на мысль о наложенном деструктивном процессе (рис. 4.11.60). Какой процесс, имеющих, судя по снимку, явную векторную направленность, мог разлагать магнетит, - нам остаётся

лишь догадываться. Возможно, это была струя раскалённого газа.

Остроугольный обломок, сложенный упорядоченными, по типу скелетных форм, кристаллами магнетита, по форме не имеет ничего общего со сфероидами, однако он сформировался, по-видимому, по тому же принципу, что и сферулы – за счёт разрастания скелетных кристаллов из алюмосиликатно-железистого расплава (рис. 4.11.61).



Рис. 4.11.60. Снимок 7244-97

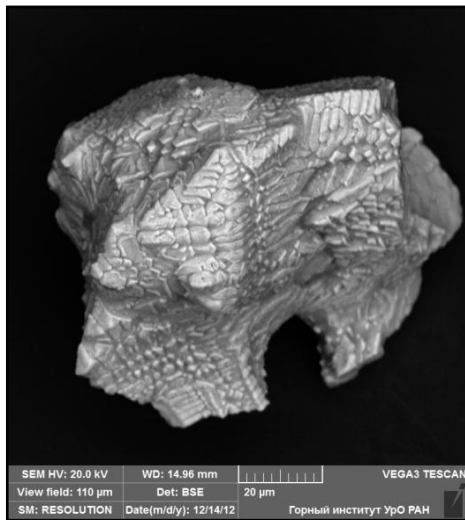


Рис. 4.11.61. Снимок 7244-100

Тип 3. Оболочка образована обособлениями магнетита полигональной формы, соприкасающимися между собой плотно, без связующей массы. Предположительно, возникли в результате дальнейшего нарастания полигонов типа 1б. Рассмотрим несколько типичных примеров.

Рис. 4.11.62. Сферула правильной формы, поверхность которой образована крупными полигональными пластинами магнетита. На поверхности некоторых из них заметны полигональные структуры роста.

Рис. 4.11.63. Снимок 7244-26. Обломок крупной сферулы. Поверхность её состоит из плоских, пластинчатых кристаллов магнетита треугольной и гексагональной формы, с рельефными фигурами на их поверхности соответственно треугольной и шестиугольной формы.

Рис. 4.11.64. Сферула с магнетитовой оболочкой, состоящей из полигональных пластинок, стыкующихся плотно, без связующей массы. На её поверхности находятся не менее четырёх мелких полусферических образований, сложенных стекловатым алюмосиликатно-железистым материалом. Три из них, возможно, являются выступами ядра; одна полусфера припаяна сверху к магнетитовой пластине.



Рис. 4.11.62. Снимок 7244-08

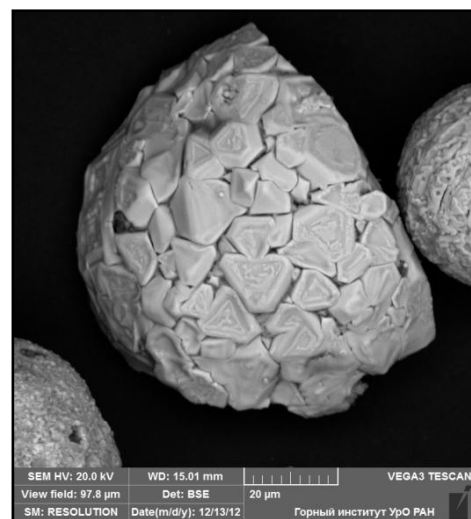


Рис. 4.11.63. Снимок 7244-26

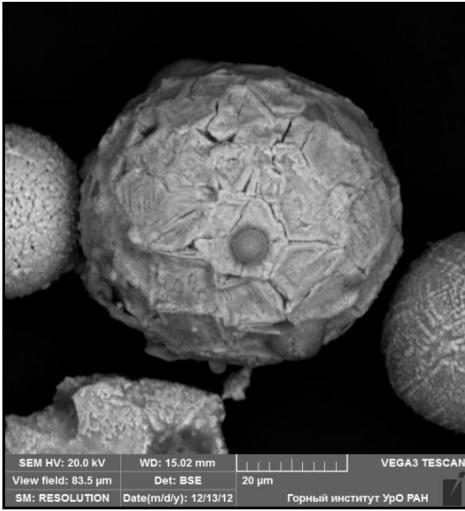


Рис. 4.11.64. Снимок 7244-46

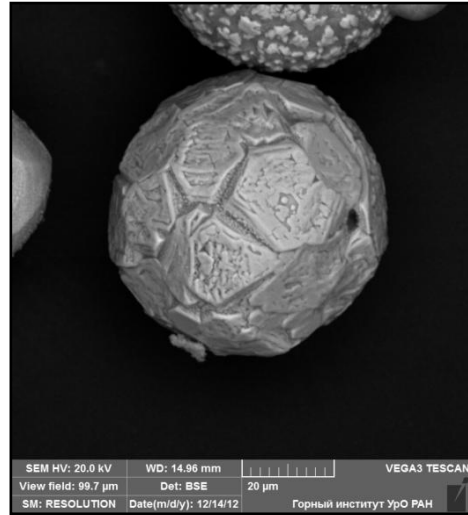


Рис. 4.11.66. Снимок 7244-119

Рис. 4.11.65. Сфероид овальной формы, поверхность которого образована вогнутыми пластинами магнетита (сп. 135), придающими ей сотовый облик. Вогнутость пластин обусловлена наличием валиков, возникших на стыках пластин.

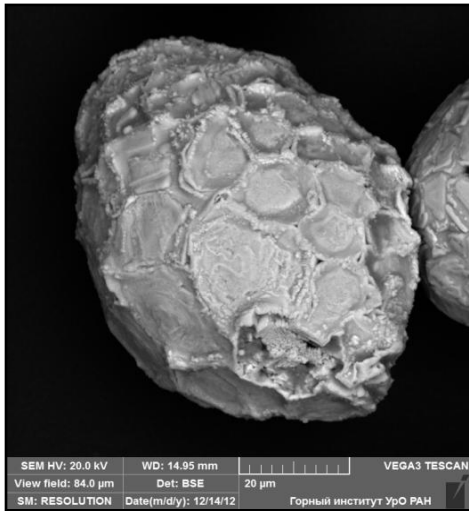


Рис. 4.11.65. Снимок 7244-63

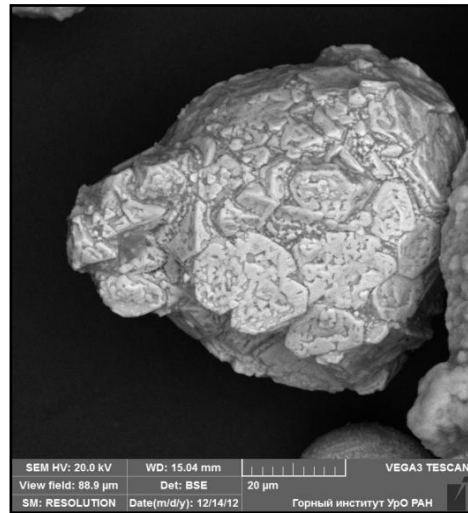


Рис. 4.11.67. Снимок 7244-96

Рис. 4.11.66. Поверхность сферулы образована крупными плоскими полигональными, скульптурированными с поверхности пластинами магнетита.

Рис. 4.11.67. Бесформенное, отдалённо напоминающее сфероид, образование, поверхность которого образована объёмными, скульптурированными пластинами магнетита шестиугольной формы и тройными сростками кристаллов.

Шестиугольные очертания пластин магнетита могут быть, в принципе, следствием растрескивания сформировавшейся поверхности сферулы. Шестиугольные очертания образующихся блоков являются оптимальными при растрескивании любой однородной поверхности, примером является земная поверхность в районах вечной мерзлоты или поверхность высохших водоёмов. Но в данном случае форма полигонов явно имеет кристаллографическую природу (класс симметрии магнетита - гексооктаэдрическая); с этим соотнобразуется тройственная симметрия многочисленных сростков кристаллов магнетита и отчётливо гексагональная форма одной из пластин, не сжатой по краям аналогичными пластинами и обладающей теньвыми структурами роста (рис. 4.11.22).

Тип 4. Сферулы с гладкими и бугристыми магнетитовыми оболочками.

Оболочка сферул с гладкой поверхностью (рис. 4.11.68 ÷ 4.11.72) представляет собой плотную зернистую массу, состоящую из мелких, 0,5-3 мкм, бесформенных зёрен магнетита, плотно примыкающих друг к другу и не связанных каким-либо цементирующим материалом (рис. 4.11.69). Они более характерны для выборки 7244. Примечательно, что часть из них является полыми образованиями.

Встречен единичный овальный сфероид (рис. 4.11.72, сп. 133) с оболочкой, 2/3 которой составляют зёрна магнетита, 1/3 - мельчайшие тёмные (по-видимому, алюмосиликатные) остроугольные частицы (рис. 4.11.73).

Встречаются также сферулы, оболочка которых представляет собой агрегат несколько более крупных зёрен магнетита; поверхность их выглядит неровной, бугристой (рис. 4.11.74, -75).

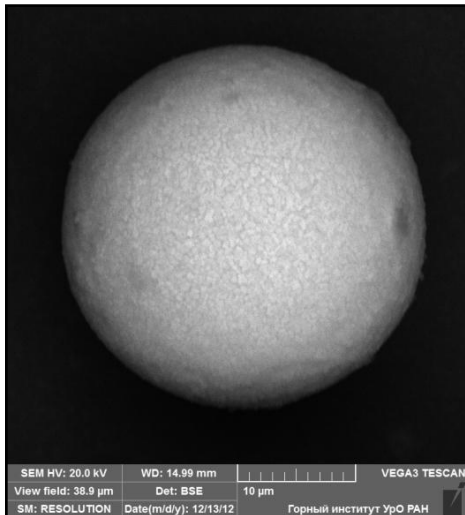


Рис. 4.11.68. Снимок 7244-15

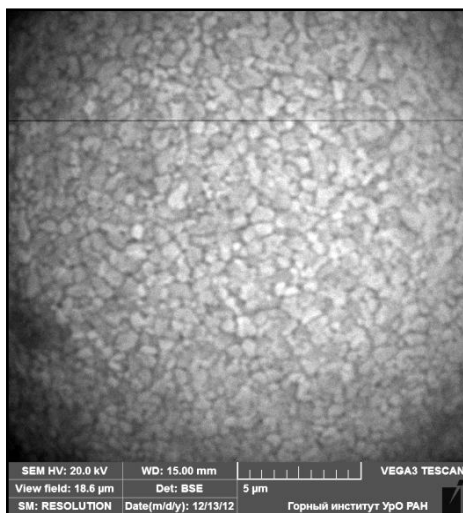


Рис. 4.11.69. Снимок 7244-15-1

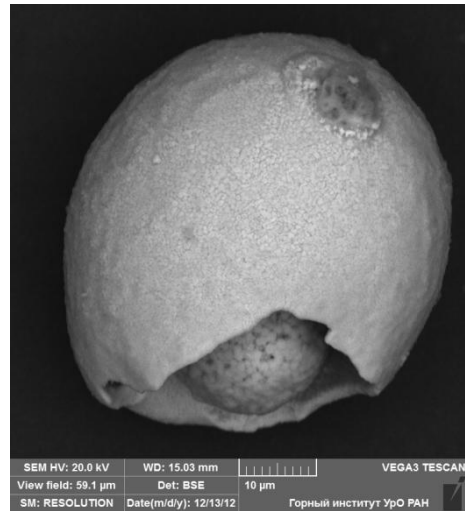


Рис. 4.11.70. Снимок 7244-39

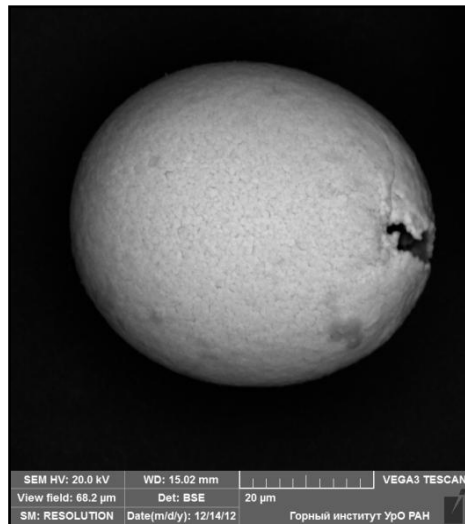


Рис. 4.11.71. Снимок 7244-94

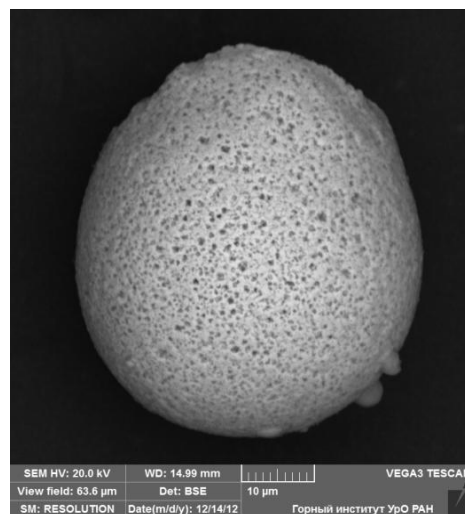


Рис. 4.11.72. Снимок 7244-61

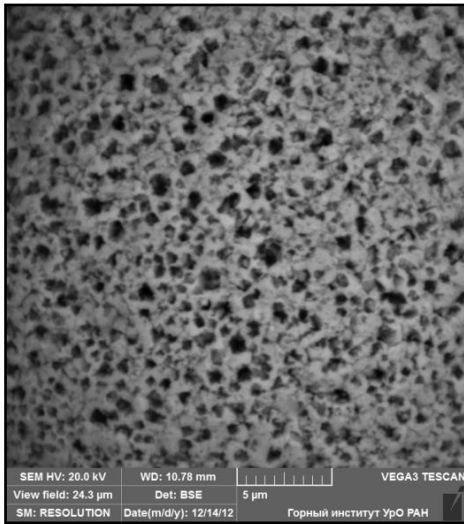


Рис. 4.11.73. Снимок 7244-61-1

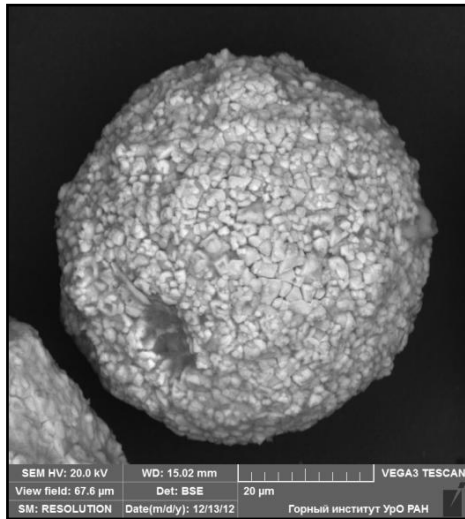


Рис. 4.11.74. СНИМОК 7244-23

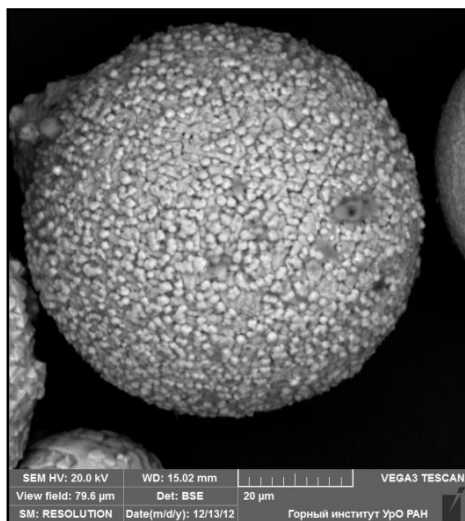


Рис. 4.11.75. Снимок 7244-50

Тип 5. Выявлено единичное образование неправильной, сфероидной формы (рис. 4.11.76, -77), отличающееся от всех прочих тем, что его оболочка состоит из неупорядоченного агрегата мелких, 1-2 мкм, октаэдрических микрокристаллов магнетита, не связанных какой-либо цементирующей массой. Поверхность сфероида не несёт следов оплавления или транспортировки. Наличие отверстий в оболочке указывает на существование под ней полостей.

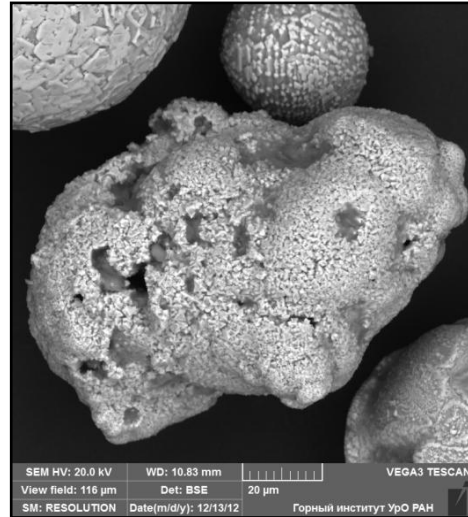


Рис. 4.11.76. Снимок 7244-03

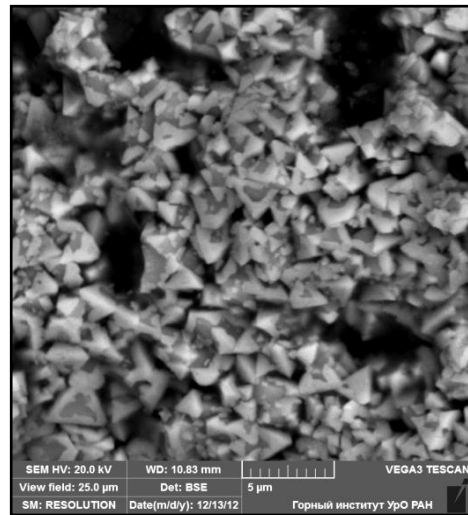


Рис. 4.11.77. Снимок 7244-03-2

Тип 6. Образования, по сути, не являющиеся сферами. Тонкой корочкой магнетита покрыты обломки алюмосиликатного материала неправильной формы. Явных внешних признаков кристаллической структуры магнетита не наблюдается. Чаще магнетитовая оболочка покрывает остроугольные, занозистые поверхности обломков (рис. 4.11.78, -79).

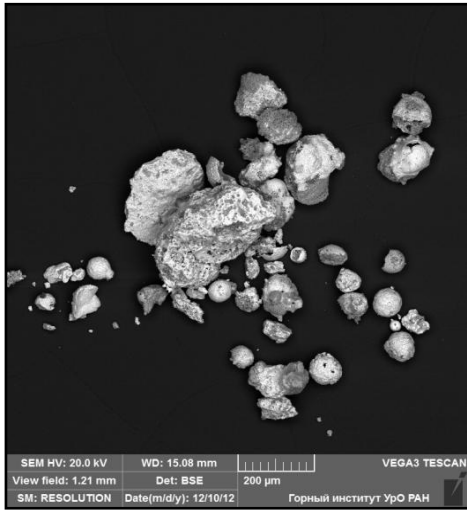


Рис. 4.11.78. Снимок 7245-10-03

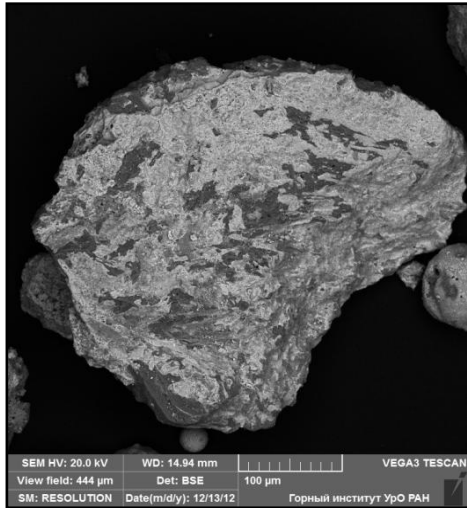


Рис. 4.11.79. Снимок 7245-10-48

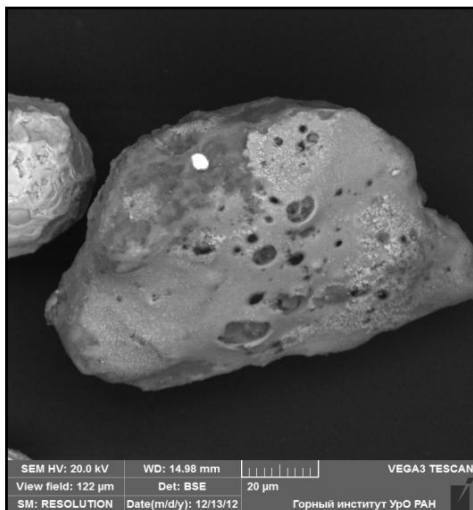


Рис. 4.11.80. Снимок 7244-10

Встречаются также обломки неправильной формы, с оплавленной пористой поверхностью, сложено оплавленным алюмосиликатно-

железистым материалом и напоминающей поверхность силикатного ядра (рис. 4.11.80, -81). На возможность оплавления указывают скруглённые края отверстий в магнетитовой оболочке.

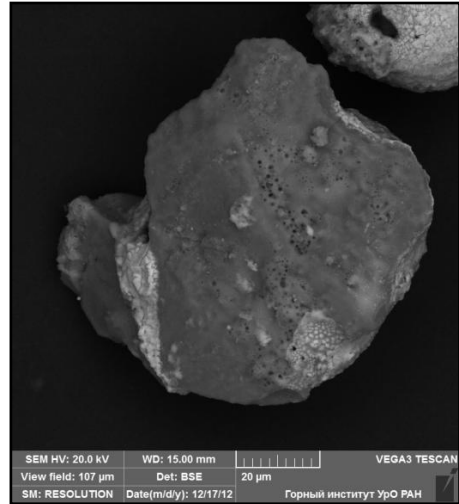


Рис. 4.11.81. Снимок 7244-131

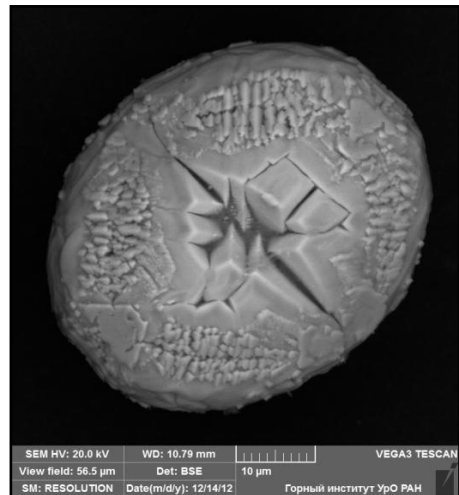


Рис. 4.11.82. Снимок 7244-58

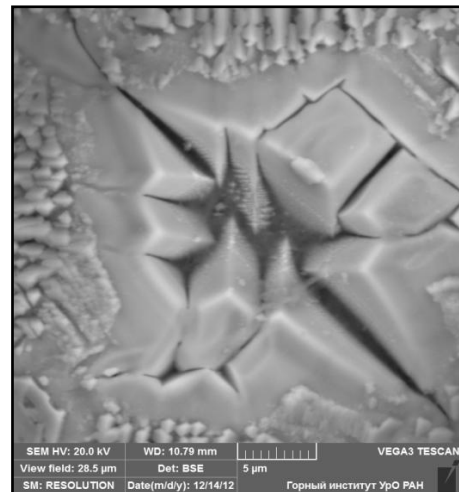


Рис. 4.11.83. Снимок 7244-58-1

Из экзотических минеральных образований можно отметить сфероид, сложенный монокристаллическим магнетитом. В углублении (в центре снимка) заметны тончайшие скелетные кристаллы магнетита (рис. 4.11.82, -83).

Помимо сферул, в выборке № 7244 обнаружены два зерна магнетита (рис. 4.11.84, -85), более похожие на кристаллы с частично скруглёнными рёбрами и вершинами. Состав их заметно отличается от состава оболочек магнетитовых сферул. Кроме железа, в них содержатся незначительные концентрации кремния, алюминия, титана, марганца, ванадия, хрома и цинка (сп. 158, 159).

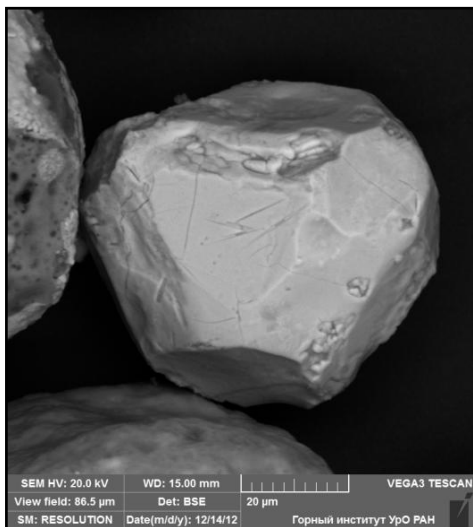


Рис. 4.11.84. Снимок 7244-88

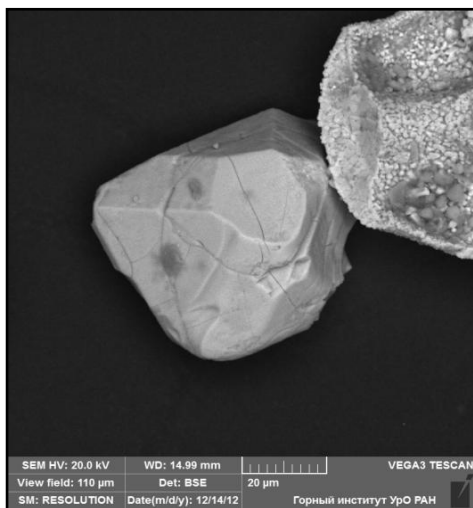


Рис. 4.11.85. Снимок 7244-115

В той же выборке обнаружена псевдоморфоза магнетита по пириту – кристалл кубической формы, с характерной для пирита штриховкой на гранях. Помимо железа и кислорода, микронзондом определены незначительные количества кремния, алюминия и кальция (сп. 107). Не исключено, что кристалл пирита покрыт с поверхности магнетитовой оболочкой (рис. 4.11.86).

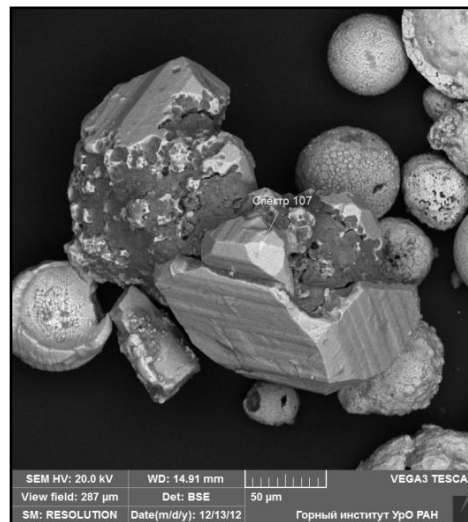


Рис. 4.11.86. Снимок 7244-20

4.11.2.2. Полости в сферулах

В алюмосиликатных ядрах сферул, помимо мелких пор, нередко наблюдаются относительно крупные полости, наличие которых становится очевидным благодаря разрушению над ними магнетитовой оболочки. В исследуемых выборках с долей условности выделены четыре разновидности полостей в сферулах, подразделяемые по крупности. Проиллюстрируем их, используя, по возможности, приведённые выше снимки.

1. Мелкие поры в стекловатом ядре сферулы, не оказывающие влияния на целостность магнетитовой оболочки; рис. 4.11.87, -88. Размер отверстий в стекловатом алюмосиликатном материале составляет 1-2 мкм.

В нижней части сфероида, изображённого на рис. 4.11.25, - аналогичная алюмосиликатная масса с порами не более 2 мкм; выше неё – отверстие в магнетитовой оболочке до 10 мкм, подразумевающее существование соответствующей полости.

2. Более крупные пустоты в ядре сферулы, провоцирующие частичное разрушение магнетитовой оболочки; рис. 4.11.5, -8, -57, -71,

4.11.89 ÷ 4.11.95. Возможно, некоторые из отверстий ведут в достаточно крупные полости.

На рис. 4.11.89 в полостях под магнетитовой оболочкой заметны несколько мелких, диаметром 1-2 мкм, магнетитовых микросферул.

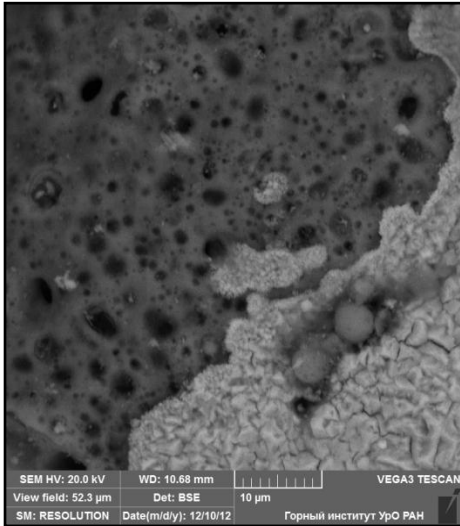


Рис. 4.11.87. Снимок 7245-10-14-1

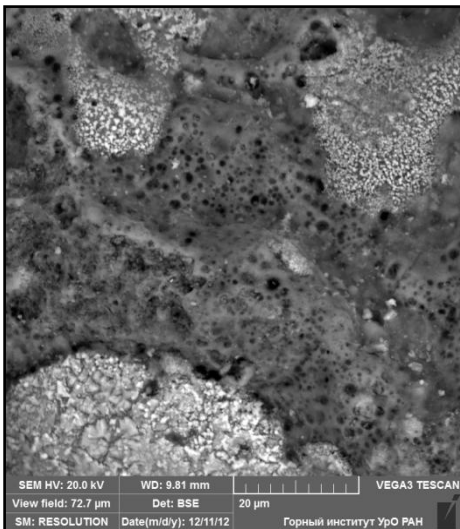


Рис. 4.11.88. Снимок 7245-10-29-1

3. Монолитные магнетитовые сферулы, содержащие округлые полости, в разной степени заполненные алюмосиликатным материалом; рис. 4.11.96, -97. Отмечен единичный случай, когда внутри искусственно вскрытой массивной магнетитовой сферулы выявлены три соединяющиеся между собой шаровидные полости (рис. 4.11.96).

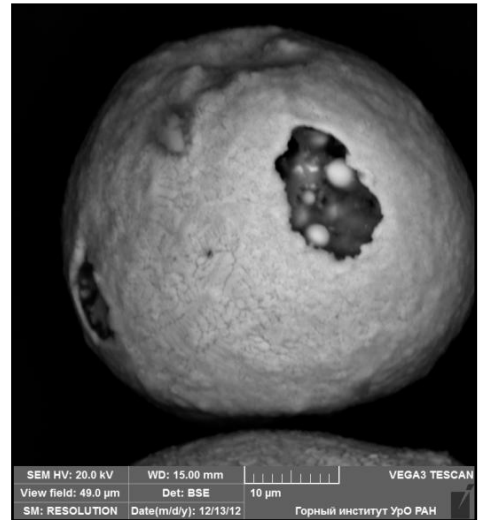


Рис. 4.11.89. Снимок 7244-11

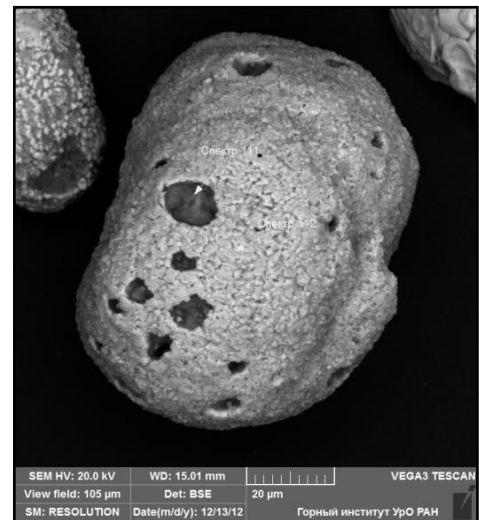


Рис. 4.11.90. Снимок 7244-27

4. Полые сферулы. Магнетитовые оболочки, внутри которых не предполагается наличия алюмосиликатного материала (или предполагается, но в незначительных количествах), а также вогнутые фрагменты сферул, сформировавшиеся при разрушении сферул в момент их возникновения. На внешних и внутренних поверхностях этих сферул и полусферул происходил рост идентичных кристаллов магнетита, в т.ч. скелетных (рис. 4.11.11, -70, 4.11.98 ÷ 108). Отмечены случаи, когда между внешней и внутренней внутренней поверхностями фрагментов сохранился алюмосиликатный материал (рис. 4.11.102, -103).



Рис. 4.11.91. СНИМОК 7244-37



Рис. 4.11.94. СНИМОК 7244-132

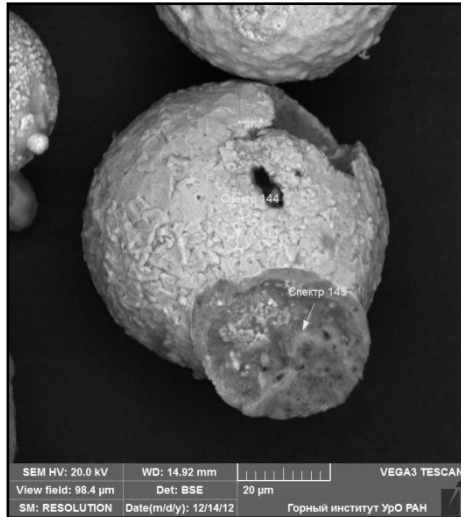


Рис. 4.11.92. СНИМОК 7244-72

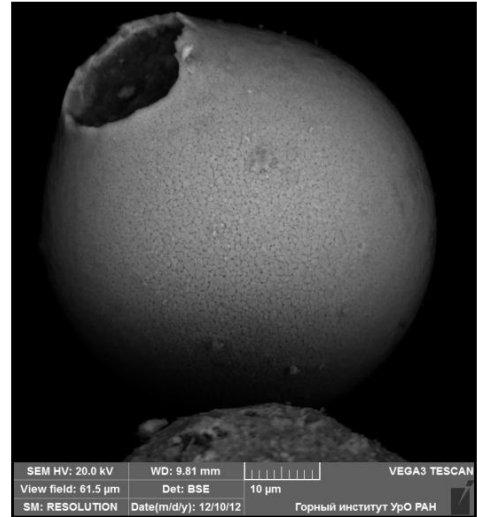


Рис. 4.11.95. СНИМОК 7245-10-19

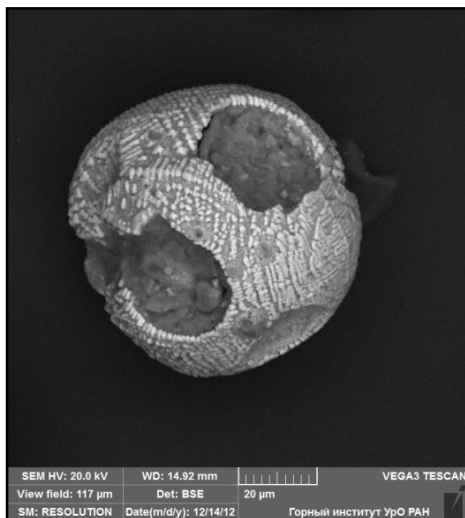


Рис. 4.11.93. СНИМОК 7244-74

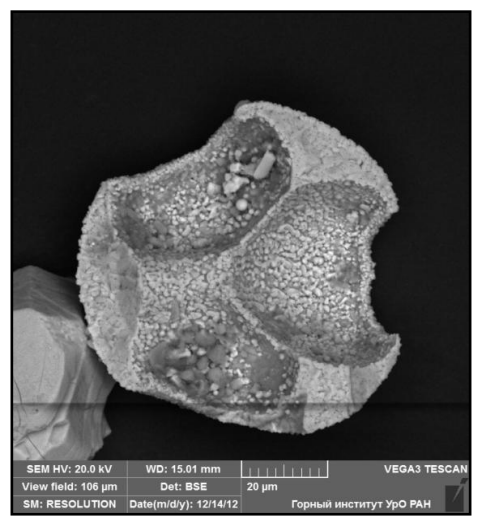


Рис. 4.11.96. СНИМОК 7244-114

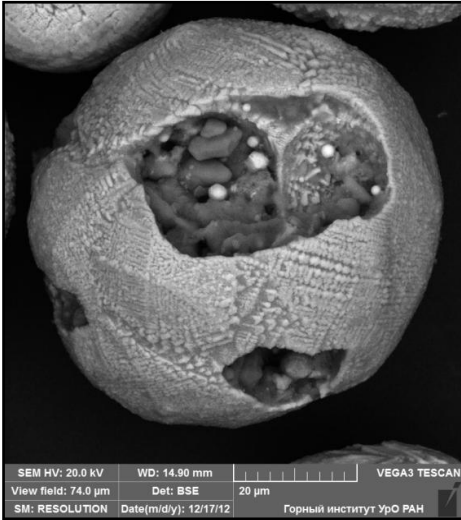


Рис. 4.11.97. Снимок 7244-127

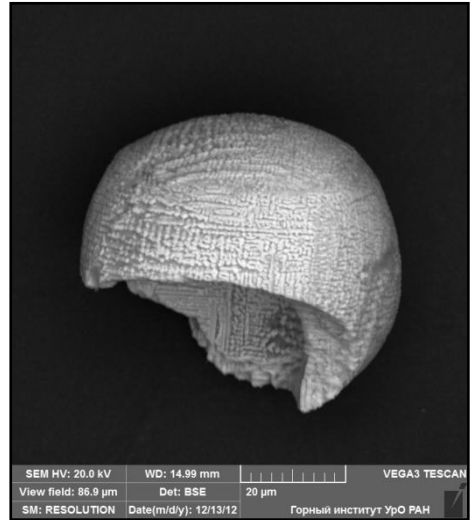


Рис. 4.11.100. Снимок 7244-33



Рис. 4.11.98. Снимок 7244-91

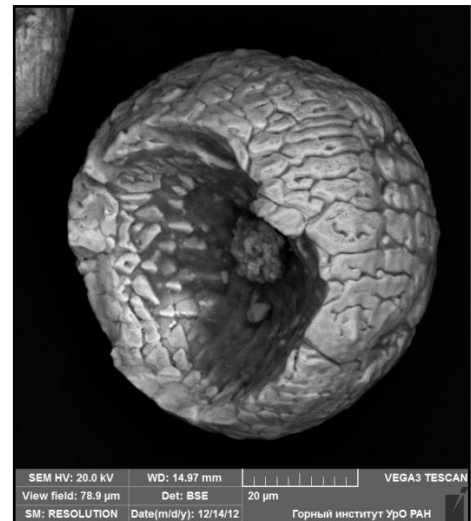


Рис. 4.11.101. Снимок 7244-68



Рис. 4.11.99. Снимок 7245-10-08

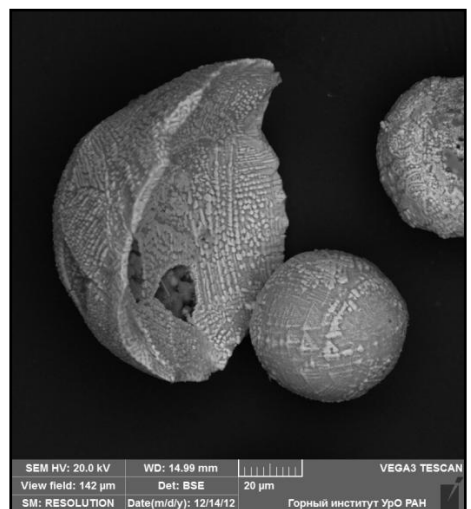


Рис. 4.11.102. Снимок 7244-117

внешней, и с внутренней стороны оболочки сферулы.

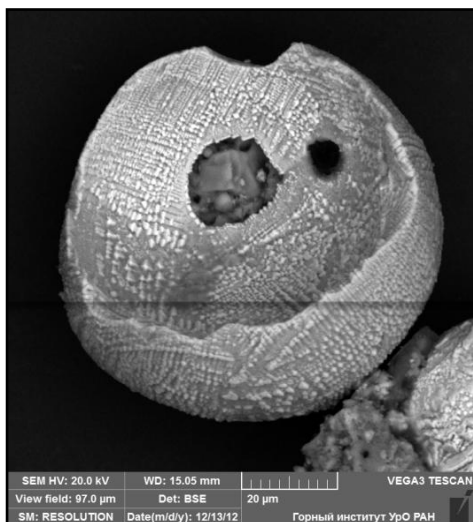


Рис. 4.11.103. Снимок 7244-52

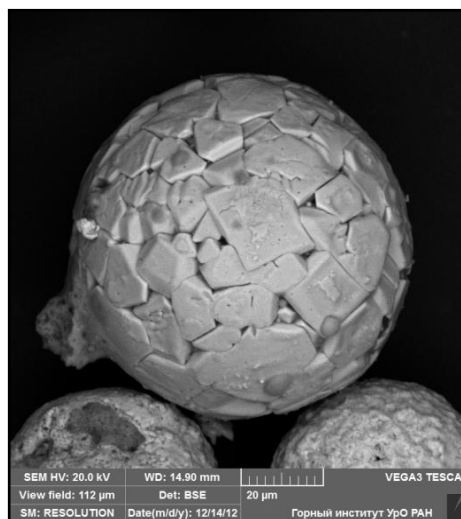


Рис. 4.11.104. Снимок 7244-75

4.11.2.3. Сrostки сферул

Морфологические разновидности сростков сферул весьма разнообразны. Ниже рассмотрены пять наиболее общих вариантов, проявленных в обеих пробах:

1. Сростки магнетитовых сферул и сфероидных образований, состоящих из алюмосиликатного материала, аналогичного материалу, слагающему ядра сферул. Подобные сростки наиболее распространены в исследуемых выборках.

Сферулы, имеющие магнетитовые оболочки, как правило, крупнее выступающих из них алюмосиликатных образований.

По размерам и форме различаются два типа алюмосиликатных наростов на магнетитовых оболочках сферул:

- мелкие, 2-10 мкм, алюмосиликатные наросты на сферулах, имеющие правильную полусферическую форму; они более характерны для сферул из пещерных отложений (выборка № 7244);

- крупные, до 40 мкм, неправильной формы наросты пористого алюмосиликатного материала.

Мелкие наросты. Какой-либо связи между строением крупных магнетитовых сферул и прикреплённых к ним мелких сфероидных образований не наблюдается. Мелкие сфероиды могут быть расположены поверх крупных магнетитовых пластин (рис. 4.11.64, -104, -105), или поверх агрегатов мелких кристаллов магнетита (рис. 4.11.28,-29, -106), или поверх крупных упорядоченных выделений магнетита, образующих сплошную массивную оболочку (рис. 4.11.107). Отмечен случай (рис. 4.11.108), когда стекловатые полусферические наросты присутствуют и с

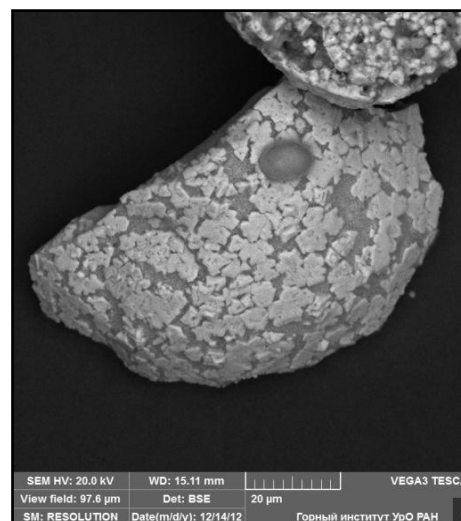


Рис. 4.11.105. Снимок 7244-102

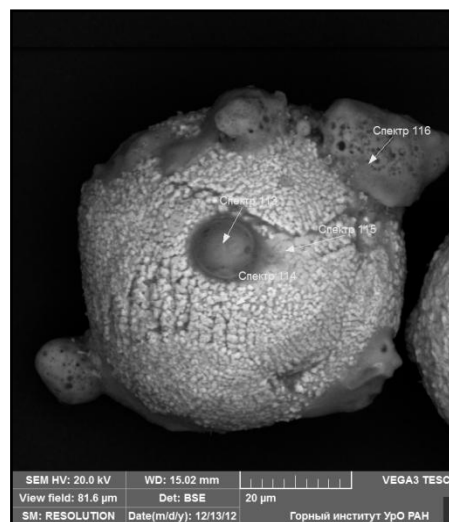


Рис. 4.11.106. Снимок 7244-31



Рис. 4.11.107. Снимок 7244-73

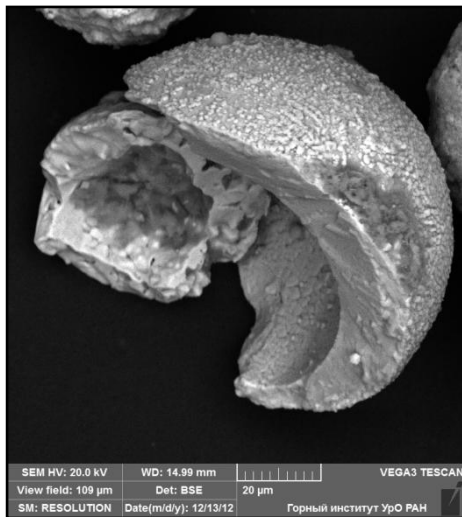


Рис. 4.11.108. Снимок 7244-41

На рис. 4.11.43 – обратная ситуация: на крупной сферуле, оболочка которой состоит из однородного алюмосиликатно-железистого материала (сп. 154: Si = 29.58, Ti = 1.08, Al = 22.30, Fe = 44.86, K = 1.88) без признаков раскristализации, - сфероидный выступ, покрытый магнетитовой минерализацией (на снимке – белое).

Крупные наросты. Очертания крупных наростов (их трудно назвать сфероидами) чаще бесформенные, слегка скруглённые. Отмечены сростки магнетитовых сферул с соизмеримыми по размерам обособлениями пористого алюмосиликатного материала (рис. 4.11.109).

Крупные наросты пористого алюмосиликатного материала характерны для пробы из цемента агломератовой брекчии (№ 7245-10). Состав наростов сходен с составом ядер сферул и отличается от алюмосиликатного материала вмещающих пород внешним видом (пористо-

стью, некоторой оплавленностью) и химическими свойствами (табл. 4.11.8).

Сочетание сферул, имеющих сформированную магнетитовую оболочку, с овальными обломками пористого алюмосиликатного материала (по Силаеву – стеклофазы, [63]), указывает на то, что сростки сформировались после стадии кристаллизации магнетита, но ещё в раскалённом состоянии, что обеспечило их сплавление.

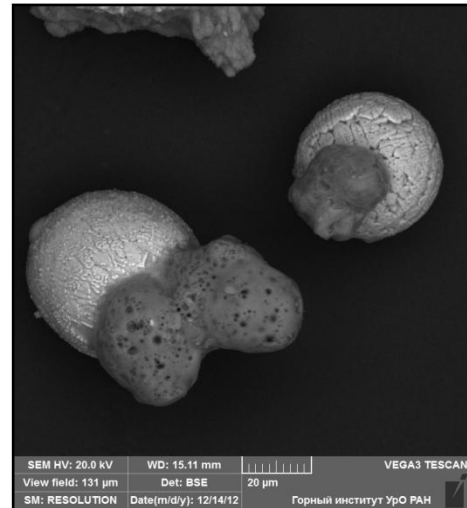


Рис. 4.11.109. Снимок 7244-103

2. Сростки двух сферул, обе из которых имеют магнетитовые оболочки. Состав, скульптура и степень раскristализации сферул, образующих сростки, как правило, различаются. Отмечены самые различные сочетания (рис. 4.11.110, -111, -112). На рис. 4.11.113 – гантелевидный сросток сферул.

В одном случае (рис. 4.11.114) форма меньшей сферулы, входящей в состав сростка, указывает на её, возможно, полурасплавленное состояние в момент прикрепления к большей сферуле: вдоль контакта она расплющена.

Степень раскristализации магнетита на поверхности крупных сферул, как правило, выше, чем на мелких. В порядке исключения, выявлен противоположный случай: к сферуле диаметром 80 мкм с поверхностью, состоящей из аморфного алюмосиликатно-железистого материала и распылённых по нему мелких зёрен магнетита, прикреплена мелкая (20 мкм) сферула, образованная крупными зёрнами магнетита (рис. 4.11.111).

3. Скопления микросферул (5-15 мкм) магнетита в углублениях на оболочках сферул более крупного размера (рис. 4.11.45, -115) и в полостях внутри крупных сферул (рис. 4.11.116 ÷ 4.11.119).

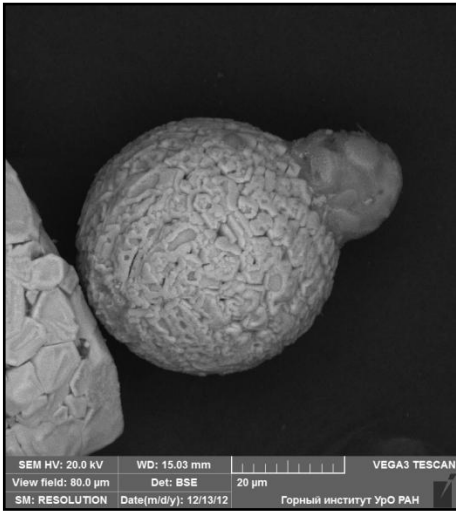


Рис. 4.11.110. СНИМОК 7244-25

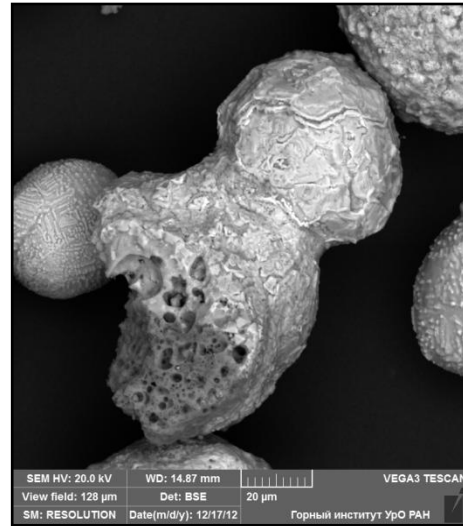


Рис. 4.11.113. СНИМОК 7244-128

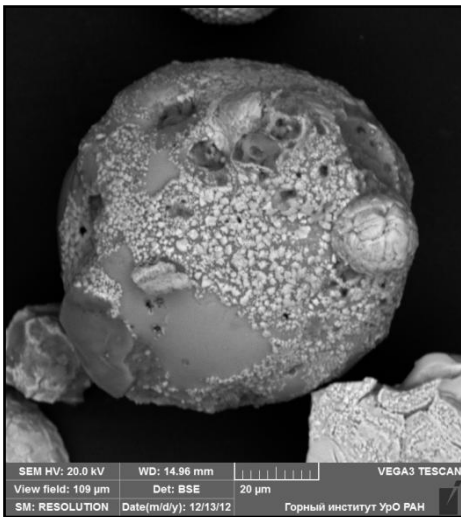


Рис. 4.11.111. СНИМОК 7244-45

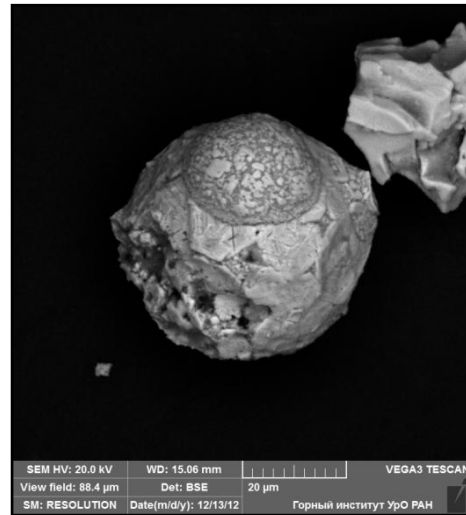


Рис. 4.11.114. СНИМОК 7244-53

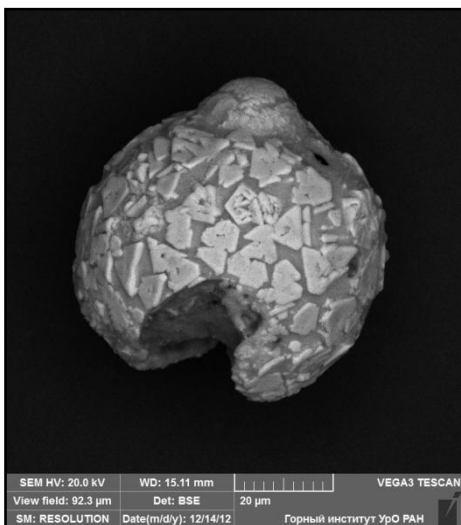


Рис. 4.11.112. СНИМОК 7244-104

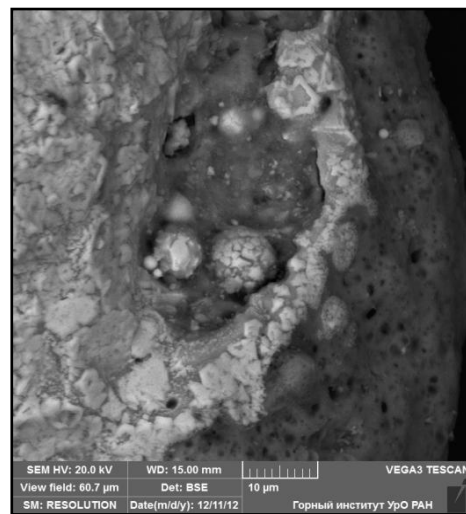


Рис. 4.11.115. СНИМОК 7245-10-34-1

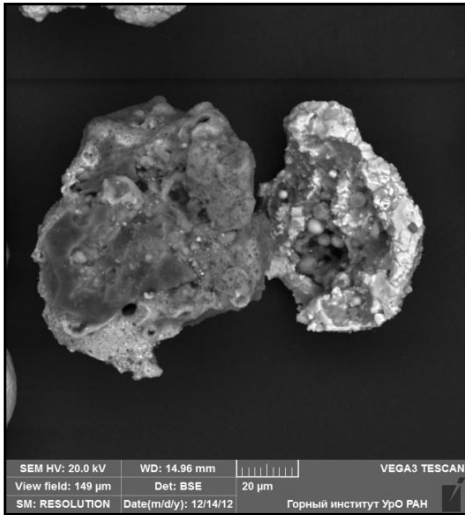


Рис. 4.11.116. Снимок 7244-120

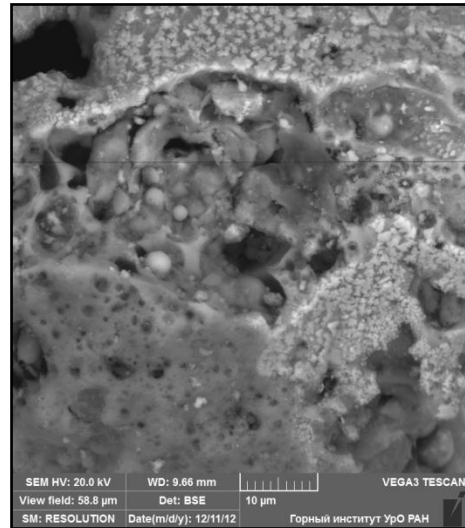


Рис. 4.11.119. Снимок 7245-10-31-1

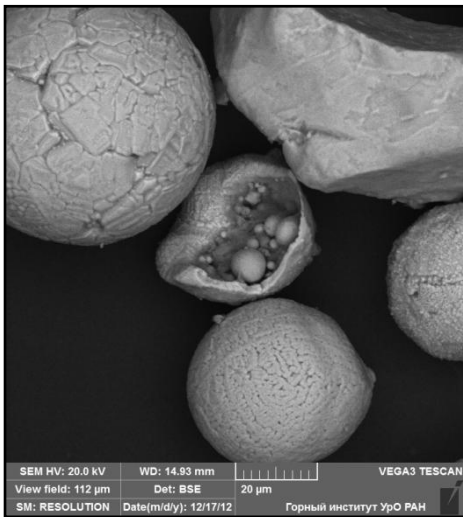


Рис. 4.11.117. Снимок 7244-122

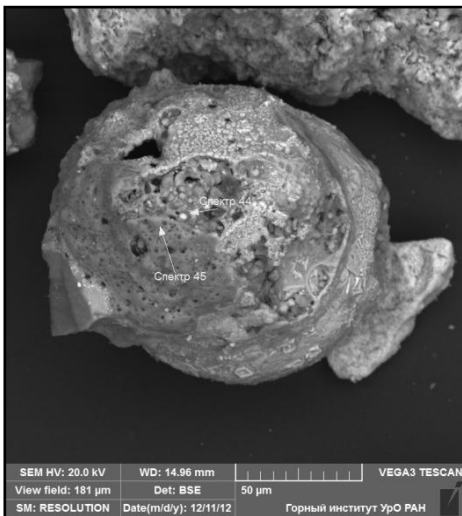


Рис. 4.11.118. Снимок 7245-10-31

4. Наросты магнетитовых сферул на алюмосиликатном субстрате также можно считать разновидностью сростков. Они характерны исключительно для выборки № 7245-10, в ней выявлено 6 подобных образований. В связи с тем, что существование таких наростов прямо указывает, по нашему мнению, на место формирования сферул, - а это важный момент в проблеме формирования агломератных брекчий в целом – рассмотрим строение этих сферул подробнее.

Рис. 4.11.21. Сферула с магнетитовой оболочкой, прикреплённая к обломку алюмосиликатного (существенно кремнистого - сп. 64, 65) материала. Оболочка сферулы образована плоскими полигональными пластинами магнетита (сп. 66, 68), скульптурированными с поверхности. Промежутки между пластинами заполнены аморфным алюмосиликатно-железистым материалом.

Рис. 4.11.23. Полусфера с магнетитовой оболочкой, «выросшая» на алюмосиликатном (сп. 62) субстрате. Алюмосиликатный материал при контакте с оболочкой полусферы выглядит аморфным, а сама линия контакта - постепенной (рис. 37-1); возможно, имело место его плавление. Оболочка состоит из микрочастиц магнетита (сп. 61) и их агрегатов, сцементированных аморфным алюмосиликатно-железистым материалом. Отверстие в нижней части оболочки указывает на наличие под оболочкой полости.

Рис. 4.11.39. Фрагмент сферулы, являющийся наростом на алюмосиликатном субстрате. Алюмосиликатное ядро облекается магнетитовой оболочкой, в составе которой преобладают вытянутые, игольчатой формы, кристаллы. Оболочка сферулы вглубь обломка не прослеживается.

В правой части сферулы, на сколе алюмосиликатного ядра, находится микросферула (диаметром 8 мкм), сложенная, судя по тёмному фототону, безжелезистым алюмосиликатным материалом (стеклом).

Рис. 4.11.120. К обломку вмещающей алюмосиликатной породы (сп. 33) прикреплена полусфера с неровной, без признаков структурирования, магнетитовой оболочкой. В точке анализа (сп. 34) определено высокое содержание железа при почти полном отсутствии кислорода. Возможно, здесь имеют место выделения самородного железа.

Рис. 4.11.121. Из пористого шлаковидного субстрата выступает сферула с магнетитовой оболочкой, состоящей из крупных, неправильной таблитчатой формы, кристаллов.

перьевидными скелетными кристаллами магнетита; микрозонд, помимо железа (87-89 мас. %), показывает наличие в оболочке кремния и алюминия (сп. 70, 71). В скульптуре поверхности полусферы заметны ободочки, прослеживающиеся вдоль места прикрепления её к субстрату. Этот факт должен указывать на то, что оболочка формировалась *in situ*, в данном месте на данном пористом субстрате.

Общей особенностью вышеописанных сферул является то, что их оболочки не проникают вглубь алюмосиликатного субстрата. Все сферулы крепятся к подложке лишь одной стороной, т.е. имели место достаточно широкие трещины в породе, на стенках которых они выросли.

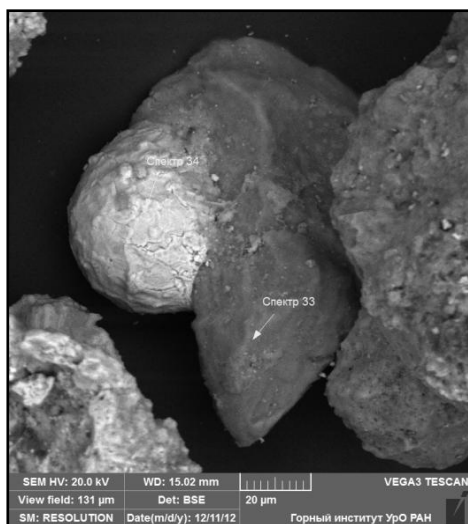


Рис. 4.11.120. Снимок 7245-10-24

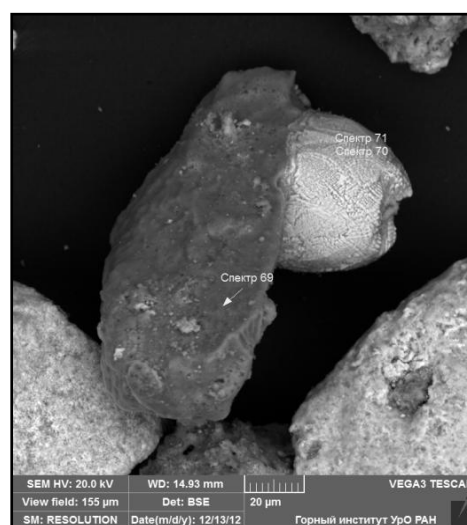


Рис. 4.11.122. Снимок 7245-10-43

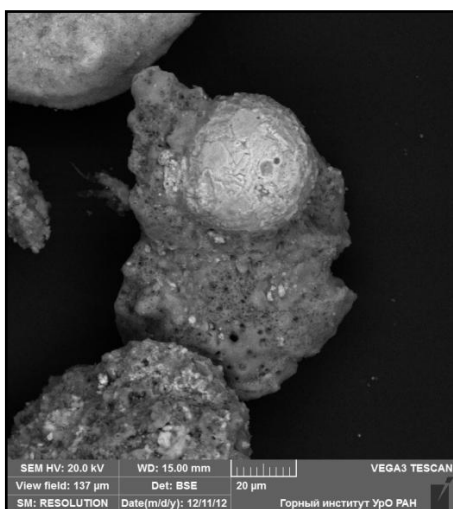


Рис. 4.11.121. Снимок 7245-10-26

Рис. 4.11.122. К субстрату существенно кремнистого состава (сп. 69) прикреплена полусфера, поверхность которой покрыта крупными

5. Сrostки сферул, не полностью выделившихся из алюмосиликатного субстрата. В одних случаях они состоят преимущественно из алюмосиликатного материала (7245-10-44), в других - покрыты с поверхности, вместе с вмещающим субстратом, магнетитовой плёнкой (рис. 4.11.123÷4.11.126).

Один из обломков, содержащий несколько полусферических выделений, полностью, вместе с вмещающей породой, покрыт сплошной стекловатой магнетитовой корочкой (рис. 4.11.126). Некоторые из сфероидов смяты, что говорит о динамическом режиме в момент их становления (рис. 4.11.127).

Часть этого обломка состоит из агрегата нитевидных обособлений магнетита (рис. 4.11.128). К этому агрегату примыкает полый сфероид, состоящий из стекловатого магнетита (рис. 5.11.129); края отверстий в нём скруглены и переходят в мелкие, 1-3 мкм, глобули.

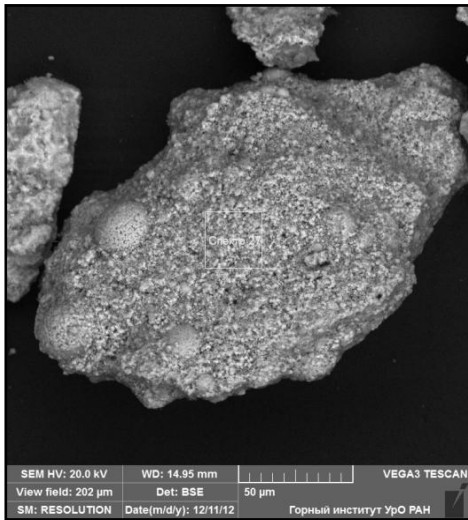


Рис. 4.11.123. СНИМОК 7245-10-23

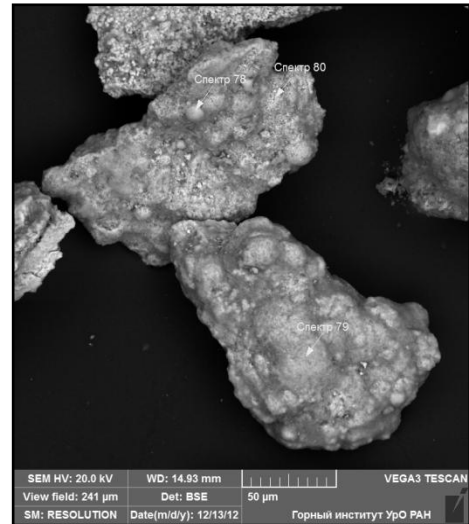


Рис. 4.11.125. СНИМОК 7245-10-47

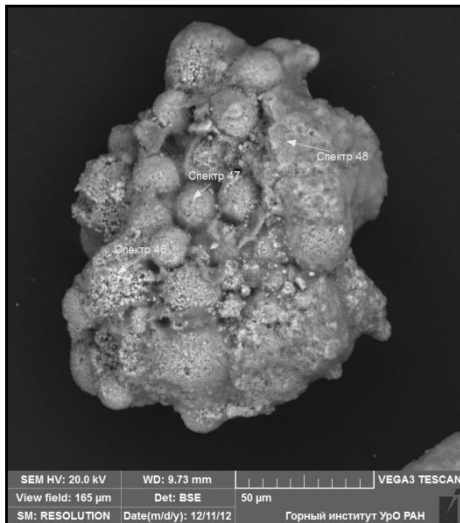


Рис. 4.11.124. СНИМОК 7245-10-32

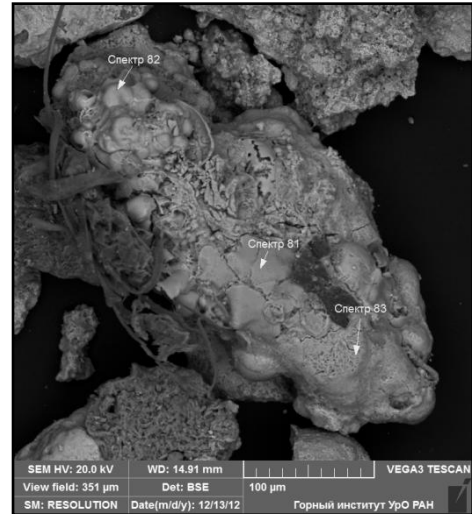


Рис. 4.11.126. СНИМОК 7245-10-49

Сросток № 7245-10-44 (рис. 4.11.130) объединяет три разновидности сфероидных образований. Преобладают полусферы алюмосиликатного состава (сп. 73, 75). В левой части снимка – полусфера с оболочкой, состоящей из мелких зёрен магнетита, сцементированных алюмосиликатно-железистым материалом (сп. 74). В правой части – микросферула алюмосиликатно-железистого, судя по серому фототону, состава. В центре сростка - магнетитовая пластина гексагональных очертаний, содержащая примеси кремния, алюминия, титана, магния, кальция и калия (сп. 72).

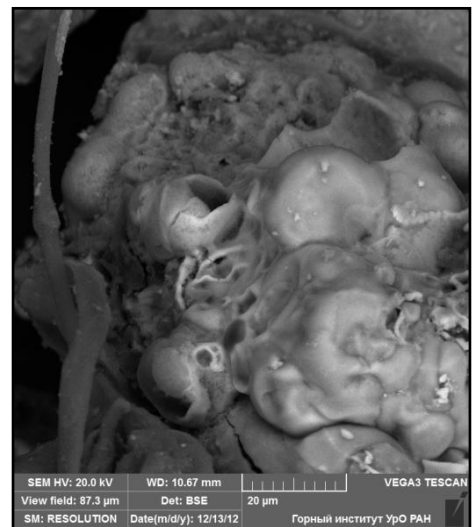


Рис. 4.11.127. СНИМОК 7245-10-49-5

4.11.2.4. Вмещающие породы

Обломки вмещающих пород содержатся лишь в пробе 7245-10; снимки их приведены выше при описании сростков сферул с вмещающими породами.

Налицо явное различие химического состава ядер сферул (табл. 4.11.3, 4.11.6) и вмещающих пород (табл. 4.11.7). Обломки вмещающих пород сложены преимущественно кварцем ($Si = 90-97$ мас. %), а ядра сферул и пористые наросты на сферулах (табл. 4.11.8) - алюмосиликатным материалом с обязательной примесью железа, титана, калия, магния, кальция и, частично, серы.

В пробе 7244 имеется единичный замер состава подложки из алюмосиликатного материала, на которой сформировалась сфераула (рис. 4.11.131, сп. 170). Определены (в мас. %): $Si = 45,5$; $Al = 47,0$; $Fe = 3,7$; $Ti = 0,58$; $Ca = 1,57$; $K = 1,65$. Ближе к подложке поверхность сферулы сложена аморфным алюмосиликатным материалом, на удалении из него выступают мелкие неупрядоженные кристаллики магнетита.

Зафиксирован сросток разнотипных, полностью сформировавшихся сферул и сфероидов, расположенных внутри обломка алюмосиликатной породы (рис. 4.11.132). Её состав (сп. 23, мас. %): $Si = 44$, $Al = 24$, $Fe = 18$, $Ti = 0,9$, $Mg = 4$, $Ca = 2,2$ и $K = 5,7$). Несмотря на то, что исследуемая порода нацело изменена (гидрослюдизирована), химический состав её вполне отвечает породам щёлочно-основного состава.

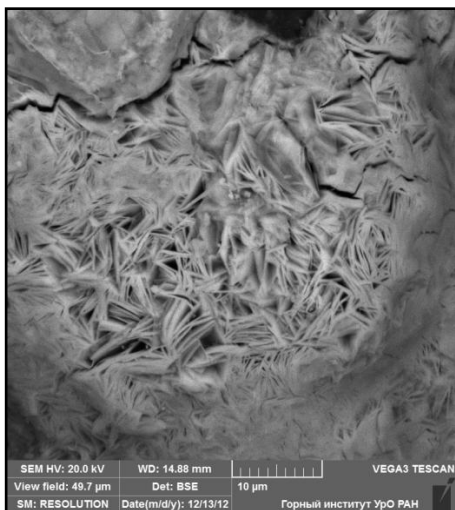


Рис. 4.11.128. Снимок 7245-10-49-2

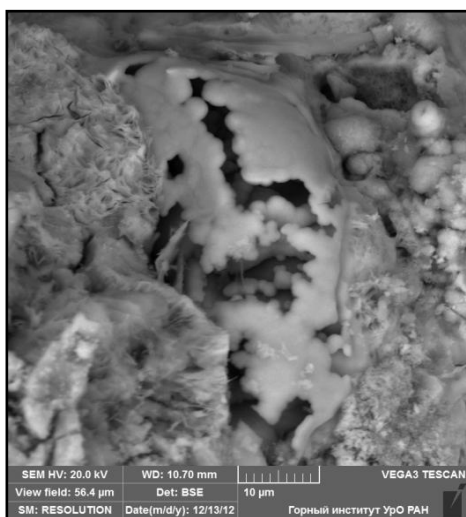


Рис. 4.11.129. Снимок 7245-10-49-4

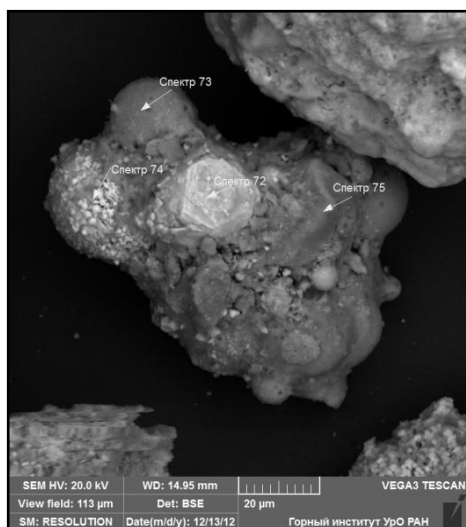


Рис. 4.11.130. Снимок 7245-10-44

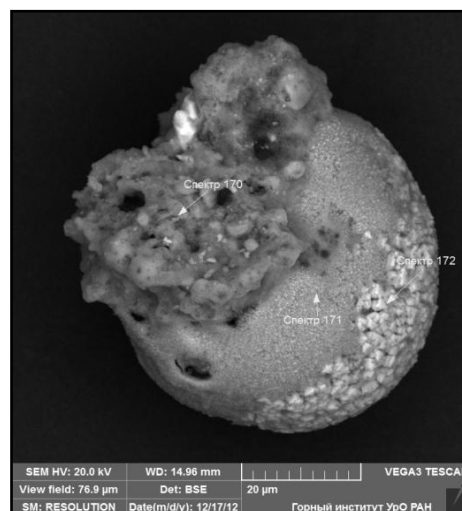


Рис. 4.11.131. Снимок 7244-130

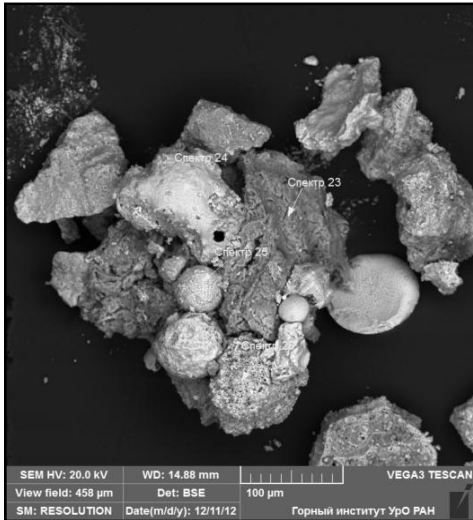


Рис. 4.11.132. Снимок 7245-10-22

4.11.3. Точки зрения на происхождение сферул

Рассматривая проблему происхождения сферул с магнетитовой оболочкой и сростков магнетитовых зёрен иной формы, следует отметить полное отсутствие следов транспортировки на их поверхностях. Сохранность сферул, являющихся весьма хрупкими образованиями, практически стопроцентная. Эта особенность, а также:

- широкое распространение (в пробе из цемента брекчии) сростков сферул с вмещающим алюмосиликатным материалом,
 - наличие скоплений микросферул в локальных углублениях более крупных сферул, что невозможно при дальней транспортировке,
 - наличие угловатых алюмосиликатных обломков, покрытых магнетитовой оболочкой,
 - существование в обломках породы, слагающей цемент агломератовой брекчии, зачатков формирующихся сферул, -
- ставят под сомнение возможность их глубинного происхождения, допускаемую пред-

шественниками [1, 58, 61], и указывают на то, что исследуемые сферулы сформировались, скорее всего, *in situ*.

Совершенно очевидно, что в формировании сферул участвовали раскалённые газы с температурой, превышающей температуру плавления алюмосиликатных пород. По предположениям Е.И. Сандимировой, «...сферулы образуются в результате быстро протекающих газотранспортных реакций с участием восстановительных флюидов, которые способствуют расщеплению вещества на несмешивающиеся компоненты по типу ликвации и приводят к образованию рудных, рудно-силикатных или силикатных капель расплава» [62].

Предполагаемая температура формирования сферул, судя по широкому распространению оплавленных алюмосиликатных пород предположительно щёлочно-основного состава, не может быть ниже температуры плавления анортита (1550° С), хотя существуют и иные мнения [94]. В любом случае, имело место плавление поверхности алюмосиликатных ядер и цементация образовавшимся стеклом растресканных магнетитовых оболочек.

Из поливариантности структурных особенностей сферул, образующих сростки, вытекает предположение, что мелкие сферулы не нарастали на крупных, а были присоединены к ним в полурасплавленном состоянии в условиях газодинамической ротации.

Кажущееся несопоставимым соотношение высокой температуры формирования сферул и отсутствия выраженных температурных изменений во вмещающих известняках объяснимо двумя моментами. Во-первых, температура известняков при внедрении в них высокотемпературной магмы в близповерхностных условиях относительно низкого давления в принципе не может превышать температуру термической диссоциации кальцита; во-вторых, процесс формирования сферул был, по экспериментальным данным [85], весьма недолгим.

4.11.4. Таблицы катионного состава сферул (в мас. %)

Таблица 4.11.1

Проба 7244. Нормированный катионный состав магнетитовых фрагментов оболочек сферул, n = 43

№№ снимков	№№ спектров	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	K
	Сп. 86	3,30	0,277	4,273	91,66		0,231	0,254
7244-03	Сп. 87	1,26		2,771	95,946			
7244-06	Сп. 91	1,149		1,393	97,436			
7244-09	Сп. 93	3,18		2,798	93,428	0,403		0,212
7244-12	Сп. 99	1,334		1,15	97,309			0,207
7244-15	Сп. 100	3,372		2,854	93,796			
7244-17	Сп. 103	0,984		2,483	96,556			
7244-19	Сп. 104	1,05	0,21	5,797	92,943			
7244-20	Сп. 107	2,29		1,145	96,2		0,365	
7244-22	Сп. 108	1,245		1,715	96,852			
7244-24	Сп. 109	1,077		1,028	97,528			
7244-27	Сп. 112	1,228		3,59	95,159			
7244-31	Сп. 114	4,206		4,012	91,539			0,219
7244-44	Сп. 117	0,333		0,595	99,072			
7244-001	Сп. 118	3,883		3,418	92,699			
7244-001	Сп. 119	0,473		0,496	99,031			
7244-001	Сп. 120	2,039		2,271	95,713			
7244-001	Сп. 121	1,205		3,495	95,3			
7244-001	Сп. 122	0,985		1,431	97,603			
7244-001	Сп. 123	0,743		0,983	98,249			
7244-001	Сп. 124	1,799	0,355	7,102	90,743			
7244-001	Сп. 125	3,41		3,91	91,702			
7244-51	Сп. 127	4,069	0,27	1,642	93,652			0,368
7244-59	Сп. 132	0,284		1,219	98,517			
7244-61	Сп. 133	1,127		1,018	97,855			
7244-62	Сп. 134	1,988		2,534	95,5			
7244-63	Сп. 135	0,54		1,318	97,926		0,216	
7244-64	Сп. 136	0,389		0,93	98,659			
7244-65	Сп. 137	12,299		8,913	78,275			0,535
7244-67	Сп. 138			1,792	98,208			
7244-70	Сп. 139	1,27		1,963	96,787			
7244-003	Сп. 140	1,313	0,204	2,129	96,332			
7244-003	Сп. 142	5,295		4,244	90,247			
7244-003	Сп. 143	1,13		1,939	96,952			
7244-72	Сп. 144	1,248		2,563	96,167			
7244-73	Сп. 146	0,741		1,199	98,06			
7244-81	Сп. 149	1,921		2,464	95,637			
7244-87	Сп. 150	0,978	0,227	4,684	90,723	0,955	2,433	
7244-124	Сп. 161	1,879		2,553	95,544			
7244-127	Сп. 164	4,085		3,643	92,04			0,232
7244-127	Сп. 166	3,798	0,278	4,91	91,038			

Окончание таблицы 4.11.1

№№ снимков	№№ спектров	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	K
7244-129	Сп. 167	3,735		2,429	93,63		0,183	
7244-130	Сп. 172	0,892	0,429	3,435	94,98	0,264		
	Среднее	2,005	0,052	2,703	95,036	0,038	0,080	0,047

Примечание: Mn, V, Cr, Zn, P, S не обнаружены

Таблица 4.11.2

Проба 7244. Нормированный катионный состав алюмосиликатно-железистых фрагментов оболочек сферул; n = 16

№№ снимков	№№ спектров	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	K
7244-04	Сп. 88	14,44		2,661	82,342	0,532		
7244-05	Сп. 90	9,617	0,472	8,474	79,945	0,398		1,093
7244-09	Сп. 95	29,79	1,551	23,281	41,124	1,483	1,393	1,371
7244-10	Сп. 96	21,17	0,27	3,329	74,415			0,81
7244-10	Сп. 98	22,75	0,302	3,229	72,33		0,332	0,785
7244-19	Сп. 105	23,51	0,254	3,881	70,109		0,439	1,825
	Сп. 106	15,50		4,867	78,135			1,519
7244-31	Сп. 115	7,173	0,246	7,395	84,545		0,271	0,345
	Сп. 131	22,02	1,587	23,532	51,701			1,184
7244-81	Сп. 148	18,92		6,989	73,425		0,342	0,32
7244-87	Сп. 151	11,80	1,337	9,356	67,054	0,941	8,589	0,322
7244-110	Сп. 154	29,58	1,084	22,597	44,857			1,879
7244-113	Сп. 155	33,34		4,032	62,202		0,212	0,239
7244-113	Сп. 156	30,51		3,731	65,451			0,304
7244-113	Сп. 157	17,79		3,173	78,811		0,225	
7244-125	Сп. 163	20,05	0,732	17,289	60,179		0,378	1,393
	Среднее	20,50	0,490	9,238	67,914	0,210	0,761	0,837

Примечание: Mn, V, Cr, Zn, P, S не обнаружены

Таблица 4.11.3

Проба 7244. Нормированный катионный состав алюмосиликатных ядер сферул; n = 8

№№ снимков	№№ спектров	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	K
7244-10	Сп. 97	95,686		1,395	1,524		1,038	0,413
7244-17	Сп. 101	46,327	0,556	31,344	10,74	2,758	1,777	6,497
7244-17	Сп. 102	34,806	5,02	39,587	13,644		4,876	2,018
7244-27	Сп. 111	51,741	5,379	19,387	17,048	3,04	1,195	2,183
7244-001	Сп. 126	46,524	1,144	36,681	7,439	1,545	0,544	6,123
	Сп. 130	87,941		4,78	7,279			
7244-125	Сп. 162	46,837	1,215	40,03	4,681	1,417		5,82
7244-130	Сп. 170	45,555	0,578	46,958	3,661		1,569	1,652
	Среднее	56,927	1,736	27,520	8,252	1,095	1,245	3,088

Примечание: Mn, V, Cr, Zn, P, S не обнаружены

Таблица 4.11.4

Проба 7245-10. Нормированный катионный состав магнетитовых фрагментов оболочек сферул; n = 29

№№ снимков	№№ спектров	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	K	Cr	P	S
7245-10-10	Сп. 15	3,016	0,598		93,765		2,03		0,59		
7245-10-12	Сп. 16	3,23	0,513	4,727	91,016			0,51			
7245-1015-1	Сп. 17	2,184		5,74	92,076						
7245-10-16	Сп. 19	5,76		6,557	87,683						
7245-10-17	Сп. 20	0,777		0,511	98,711						
7245-10-21	Сп. 22	1,527	0,32	4,78	91,821		0,27	0,42			0,86
7245-10-22	Сп. 24	0,851		0,558	98,565						
7245-10-22	Сп. 25	4,566		2,15	93,284						
7245-10-23	Сп. 27	13,702	0,323	12,339	69,799	1,61	0,65	1,08		0,50	
	Сп. 31	3,294		2,463	93,294		0,95				
	Сп. 32	28,62	1,062	4,612	63,667		0,64				
7245-10-30	Сп. 41	1,092	0,33	1,651	96,926						
7245-10-30	Сп. 43	3,571		3,855	92,574						
7245-10-31	Сп. 44	3,732	0,236	3,518	92,514						
7245-10-32	Сп. 46	4,899		5,552	87,524		1,04			0,72	0,26
7245-10-32	Сп. 47	4,769		6,234	87,095		0,97			0,69	0,25
7245-10-32	Сп. 48	4,523		5,976	87,587		1,29			0,63	
7245-10-33	Сп. 51	7,782	0,413	4,669	84,533	0,51		2,09			
7245-10-34	Сп. 56	2,744	0,319	2,499	93,948			0,49			
7245-10-35	Сп. 58	10,285		3,271	85,815			0,63			
7245-10-37	Сп. 61	3,071	0,259	2,877	92,952			0,84			
	Сп. 67	8,395		3,229	88,377						
7245-10-42	Сп. 68	1,772		2,659	95,312		0,26				
7245-10-43	Сп. 70	5,98		7,13	86,89						
7245-10-43	Сп. 71	5,838		6,273	87,889						
7245-10-49	Сп. 81	1,094		2,525	95,484		0,59				0,31
7245-10-49	Сп. 82	0,209		0,926	98,965						
7245-10-49	Сп. 83	0,325		0,472	98,524		0,47				0,21
7245-10-48	Сп. 84	3,534	0,643	2,517	92,396		0,72			0,19	
	Среднее	4,867	0,173	3,802	90,310	0,07	0,34	0,21		0,09	0,06

Примечание: Mn, V, Zn не обнаружены

Таблица 4.11.5

Проба 7245-10. Нормированный катионный состав алюмосиликатно-железистых фрагментов оболочек сферул, мас. %

№№ снимков	№№ спектров	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	K	P	S
7245-10-06-1	Сп. 8	12,294	0,696	14,413	71,234		0,326	1,037		
7245-10-20	Сп. 21	25,242	0,712	25,623	47,583		0,204	0,636		
7245-10-22	Сп. 26	5,477		5,03	86,401	0,559	1,714	0,335	0,484	
7245-10-41	Сп. 63	18,83	0,346	6,91	72,655			1,259		
7245-10-44	Сп. 74	9,25	0,514	8,853	79,14	0,654	0,794	0,444		0,35
7245-10-47	Сп. 78	4,622		4,589	88,148		1,618		0,726	0,297
7245-10-47	Сп. 79	10,292		10,642	75,762	0,794	1,302	0,635	0,349	0,222
	Среднее	12,287	0,324	10,866	74,418	0,287	0,851	0,621	0,223	0,124

пр

Таблица 4.11.6

Проба 7245-10. Нормированный катионный состав алюмосиликатных ядер магнетитовых сферул; n = 9

№№ снимков	№№ спектров	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	K	S
	Сп. 38	33,42	6,302	29,074	20,991	1,825	3,564	1,869	2,955
7245-10-30	Сп. 42	42,676	3,401	35,329	10,567	1,134		6,893	
7245-10-31	Сп. 45	41,86	1,012	36,025	13,989	1,759	0,746	4,61	
7245-10-34-2	Сп. 55	41,989	1,062	28,829	20,449	2,803	1,033	3,836	
7245-10-34-2	Сп. 57	43,05	1,096	39,296	9,562	1,189	0,56	4,874	0,373
7245-10-35	Сп. 59	87,928	0,398	6,792	3,874			1,035	
	Сп. 60	44,164	0,967	35,11	6,791	2,311		9,691	
7245-10-37	Сп. 62	44,506	1,509	45,009	4,526	0,83	0,427	3,168	
7245-10-45	Сп. 77	45,667	0,965	42,53	5,286	1,352		4,2	
	Среднее	45,893	1,852	33,554	11,624	1,447	0,757	4,385	0,393

Примечание: Mn, V, Cr, Zn, P не обнаружены

Таблица 4.11.7

Нормированный катионный состав обломков вмещающих пород; n = 6

№№ снимков	№№ спектров	Si	Al	Fe	K
7245-10-24	Сп. 33	96,912		3,059	
7245-10-42	Сп. 64	95,525	1,089	3,385	
7245-10-42	Сп. 65	92,63	3,08	3,91	0,381
7245-10-43	Сп. 69	90,58	3,941	4,966	0,513
7245-10-48	Сп. 85	93,323	1,555	5,12	
	Среднее	93,794	1,933	4,088	0,179

Примечание: Ti, Mn, Mg, Ca, V, Cr, Zn, P, S не обнаружены

Таблица 4.11.8

Проба 7244. Нормированный катионный состав алюмосиликатных наростов на сферах, мас. %

№№ снимков	№№ спектров	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	K
7244-31	Сп. 113	40,949	1,186	34,296	20,268		0,593	2,708
7244-51	Сп. 128	45,732	1,39	47,178	3,753			1,974
7244-51	Сп. 129	45,918	0,989	38,666	8,57	1,876	0,558	3,423
7244-73	Сп. 147	35,012	1,15	31,079	29,262	1,035	0,713	1,771
7244-168	Сп. 168	37,834	2,605	32,179	22,84	1,144		3,399
	Среднее	41,089	1,464	36,68	16,939	0,811	0,373	2,655

Примечание: Mn, V, Cr, Zn, P, S не обнаружены

Таблица 4.11.9

Проба 7245-10. Нормированный катионный состав алюмосиликатных сферидов сростка 7245-10-44, мас. %

№№ спектров	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	K
Сп. 73	41,45	5,208	33,099	14,966	1,525	0,61	3,143
Сп. 75	88,999		5,142	3,378		0,359	2,123

Примечание: Mn, V, Cr, Zn, P, S не обнаружены

4.12. Обобщение фактического материала

На основании анализа фактического материала, полученного в ходе полевых и лабораторных исследований геологических образований, выявленных в пещерах и карьерах Кизеловского каменноугольного бассейна, выделены наиболее существенные признаки, характеризующие полости пещерного типа, залежи глинистого материала, встречающиеся в этих полостях, и тела брекчий с вторичным гидрослюдистым цементом, к которым нередко тяготеют полости. Подавляющее большинство этих признаков противоречит существующим представлениям о водном (гипергенном или гипогенном) происхождении полостей и, хотя среди них нет ни одного признака, прямо указывающего на вулканическую природу полостей в карбонатных породах, нет формальных препятствий тому, чтобы объяснить их возникновение процессом термического разложения карбоната кальция.

Некоторые из приведённых ниже особенностей брекчий и глинистых отложений пещер отмечаются исключительно редко, к примеру – аномально высокие концентрации иттрия или магнитных сферул в глинистых отложениях, однако сам факт наличия этих особенностей проливает свет на происхождение исследуемых горных пород.

Ниже, при перечислении признаков исследуемых горных пород, наиболее типичные из них приводятся без привязки к конкретным точкам наблюдения; признаки, встречающиеся редко, но являющиеся важными для определения происхождения породы, приводятся с указанием номера точки наблюдения, шлифа.

4.12.1. Особенности брекчий с гидрослюдистым цементом

С долей условности исследуемые брекчии можно подразделить на две разновидности: агломератовые брекчии с гидрослюдистым цементом зелёного цвета и брекчии со смешанно-слоистым (монтмориллонит-гидрослюдистым) цементом коричневого цвета, более напоминающие глинистые отложения пещер, но находящиеся в интрузивном залегании. Первые из них наиболее широко распространены, вторые определены лишь в одной точке – т.н. 7059, расположенной в Мариинском карьере № 5.

Специализированного изучения геологической природы брекчий с гидрослюдистым це-

ментом, залегающих на исследуемой территории, до последнего времени не проводилось; данные образования априорно считались или тектоническими зонами дробления с глинистым цементом, или палеокарстовыми отложениями водного происхождения. Полученные новые данные подталкивают к пересмотру этой точки зрения.

Рассмотрим обобщённую характеристику залегания, вещественного состава и текстурно-структурных особенностей брекчий, а также предположения относительно их генетической принадлежности.

4.12.1.1. Залегание брекчий

Каждое из тел брекчий с гидрослюдистым цементом, вскрытых известняковыми карьерами и пещерными ходами, характеризуется индивидуальными особенностями залегания и внутреннего строения, но есть и общие признаки. Как правило, брекчии:

- слагают секущие тела сложной конфигурации, в одних случаях имеющие преимущественно субвертикальную направленность, в других – сопряжённые с напластованием известняков;

- имеют инъекционные контакты, сопровождающиеся прожилками гидрослюдистого материала в известняках.

В отдельных случаях карбонатно-гидрослюдистый материал является связующей массой брекчий, внешне более напоминающих тектонические брекчии. Здесь надо иметь в виду, что они, имея силикатный состав, залегают среди карбонатных пород, т.е. глина в данном случае не может быть милонитом. Так как на исследуемой территории подобные образования нередко встречаются в пещерах и карьерах, не исключено, что некоторые из «зон дробления и милонитизации», задокументированных геологами ранее при изучении Кизеловского месторождения каменного угля, могут в действительности оказаться телами агломератовых брекчий с гидрослюдистым цементом.

Нередко наблюдается постепенный переход от геологических тел, в которых гидрослюдистый материал цементирует обломки известняков, к вмещающим известнякам, рассечённым прожилками гидрослюдистого материала. Брекчии всегда древнее пещерных полостей и слагают коренные выходы в их стенах.

4.12.1.2. Вещественный состав брекчий

Исследуемые брекчии, в большинстве случаев являющиеся агломератовыми, представляют собой непрочные горные породы, состоящие из обломков известняков, реже – из обломков гидрослюдизированных силикатных пород массивной и брекчиевой текстуры, и из связующей массы зеленоватого цвета, гидрослюдистого состава. Обломки в большинстве случаев имеют овальную форму (хотя это не окатанность); окраска их, как правило, значительно темнее окраски вмещающих известняков.

Породообразующие минералы цемента брекчий определены на основании рентгенофазового анализа, сопряжённого с термическим

анализом (табл. 4.12.1). Они типичны для продуктов изменения горных пород щёлочно-основного состава.

В составе цемента явно преобладают кальцит и гидрослюда, в подчинённом количестве присутствуют кварц и гётит. Породообразующие минералы исходных пород практически не сохранились, однако почти во всех пробах присутствуют следы плагиоклаза, реже калиевого полевого шпата. В двух пробах (7231 и 7233) конкретизирован состав плагиоклаза – им оказался анортит (содержание его в пробе 7233 – 5 %), что также указывает на основной состав исходной породы; в пробах присутствует также циркон (до 5 %) и сфен (до 1 %).

Таблица 4.12.1

Минеральный состав цемента агломератовых брекчий, %

Номера проб	кальцит	монт-мориллонит	гидро-слюда	кварц	хлорит	гётит	плагио-клаз	КПШ
7027	10	0	70	18	0	0	1	0
7029	10	0	70	20	0	0	0	0
7033	66	0	32	0	0	2	0	0
7034-А	32	0	35	26	0	6	1	0
7036	17	5	60	3	0	3	12	0
7037	64	0	30	5	0	0	1	0
7041-А	63	0	30	5	0	0	1	1
7052	50	0	38	10	0	0	1	1
7095	46	0	49	58	0	0	0	0
7106	20	0	55	10	15	0	0	0
7235	51	0	38	10	0	0	1	0
7245-21	24	0	59	11	0	5	1	0
7245-22	45	0	50	5	0	0	0	0
7256	43	13	24	11	0	7	1	1

Анализ выполнен в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург); аналитики В.Г. Петрищева, Т.Я. Гуляева

Гидрослюдистый материал является наиболее важной составляющей частью связующей массы брекчий. Выше (гл. 4.1) было отмечено, что по составу и по данным рентгеновской дифрактометрии образца 7033-м гидрослюда ближе всего к *алюмоселадониту* - вторичному минералу (разновидность глауконита), развивающемуся по базальтоидам. Она, как правило, содержит тонкую вкрапленность рудных минералов.

Для связующей массы брекчий характерно обилие бипирамидальных микрокристаллов кварца; отмечаются их сростки, разрушающиеся при извлечении из субстрата и образовавшиеся,

очевидно, *in situ*; они являются индикаторами высокотемпературных стадий преобразования исходной породы. Ф.А. Курбацкая [35] отмечает, что наличие в иллите новообразованных кристаллов кварца характерно для многих проявлений туффизитов Северного Урала.

Минеральный состав тяжёлой фракции связующей массы брекчий изучен в 28 пробах, отобранных в пещерах и известняковых карьерах. Определены следующие минералы:

Карбиды: муассанит; *сульфиды*: пирит, халькопирит; *окислы и гидроокислы*: анатаз, бру-

кит, гематит, ильменит, корунд, магнетит, рутил, хромшпинель, лимонит (в т.ч. по пириту), лейкоксен; *карбонаты*: кальцит, малахит; *фосфаты*: апатит, ксенотим, монацит; *силикаты*: альмандин, гроссуляр, амфибол, пироксен, кианит, силлиманит, ставролит, сфен, уваровит, оливин, циркон, цоизит, эпидот, турмалин, селадонит, кварц, пумпеллиит, слюда бесцветная, хлорит, хлоритоид, хромдиопсид. Описаны образования, отнесённые И.И. Чайковским [90, 91] к экспло-

зивным: вулканическое стекло, шлак, магнитные сферулы.

Следует отметить явное преобладание в пробах гидроокислов железа и наличие минералов, характерных для интрузивных пирокластитов: хромшпинелида, магнетита, магнитных сферул, альмандина, муассанита, турмалина, ставролита, а также новообразованного бипирамидального кварца.

Широко распространены неокатанные зёрна минералов со штриховкой на гранях.

Таблица 4.12.2

Химический состав цемента по данным рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (мас. %)

Окислы	Номера проб								
	7027	7033	7036	7037	7038	7041-В	7095-Б	7235	7245-1
SiO ₂	55,36	29,17	46,95	46,5	50,3	36,69	37,72	49,2	31,51
TiO ₂	0,76	0,25	0,522	0,536	0,501	0,495	0,549	0,463	0,373
Al ₂ O ₃	16,63	7,47	12,38	12,99	12,7	12,16	13,81	12,5	11,31
Fe общ	4,69	2,31	5,6	3,9	5,67	3,43	3,57	3,71	3,28
MnO	0,024	0,011	0,021	0,019	0,019	0,022	0,018	0,018	0,017
MgO	3,49	1,18	2,1	1,71	2,01	1,78	2,67	3,02	2,71
CaO	2,9	25,55	9,86	13,09	9,7	17,96	16,17	10,93	20,26
Na ₂ O	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
K ₂ O	7,12	2,45	4,29	4,19	4,29	3,79	3,92	5,48	4,16
P ₂ O ₅	0,07	0,13	0,02	0,13	0,01	0,32	0,03	0,04	0,12
п.п.п.	8,43	31,00	17,88	16,64	14,45	23,13	21,30	14,40	25,85
Σ	99,5	99,52	99,62	99,72	99,57	99,79	99,79	99,76	99,58

Анализ выполнен в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург), аналитики В.П. Власов и др.

Таблица 4.12.3

Химический состав цемента брекчий по данным микрозондового анализа (мас. %)

Окислы	Номера проб						
	7027-3	7029-2	7095-6	7095-Г1	7245-20	У-54	7033
SiO ₂	59,95	55,48	54,13	62,77	56,18	56,07	52,93
TiO ₂	0,78	0,78	0,98	1,06	0,68	0,90	0,76
Al ₂ O ₃	21,42	21,67	25,25	19,46	23,18	21,97	20,20
Fe ₂ O ₃	4,45	5,02	4,13	3,16	3,99	7,56	7,17
MnO	0,00	н/опр.	н/опр.	0,00	н/опр.	0,00	н/опр.
MgO	4,17	4,75	5,18	3,37	4,16	4,52	4,77
CaO	1,48	0,52	0,76	2,11	0,80	0,22	0,99
Na ₂ O	0,29	н/опр.	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,00	н/опр.
K ₂ O	7,42	7,15	4,99	7,20	6,15	8,39	7,43
n	4	6	9	2	5	2	6

Примечания: n – количество точечных измерений, н/опр. – элемент не определялся. Анализы выполнены в ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар), аналитик В.Н. Филиппов, и в Пермском госуниверситете, - аналитик К.П. Казымов

Химический состав связующей массы брекчий определён по данным рентгенофлуоресцентного анализа девяти проб (табл. 4.12.2) и микронзондового анализа 7 шлифов (табл. 4.12.3). Результаты анализа отображены на диаграммах $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}$ и $\text{TiO}_2\text{-MgO-K}$ (рис. 4.12.1).

В общих чертах химический состав брекчий соответствует составу пород щёлочно-основного состава; для всех проб характерна повышенная, до 8,39 %, концентрация K_2O в пробах. Приведённые значения близки к данным рентгено-спектрального анализа 27 проб, взятых предшественниками из туффзитов Вишерского алмазосного района [1]; для сопоставления эти данные также приведены на диаграммах $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}$ и $\text{TiO}_2\text{-MgO-K}$ (рис. 4.12.2).

Исследуемые брекции отличаются от туффзитов Вишерского района лишь несколько пониженными концентрациями TiO_2 .

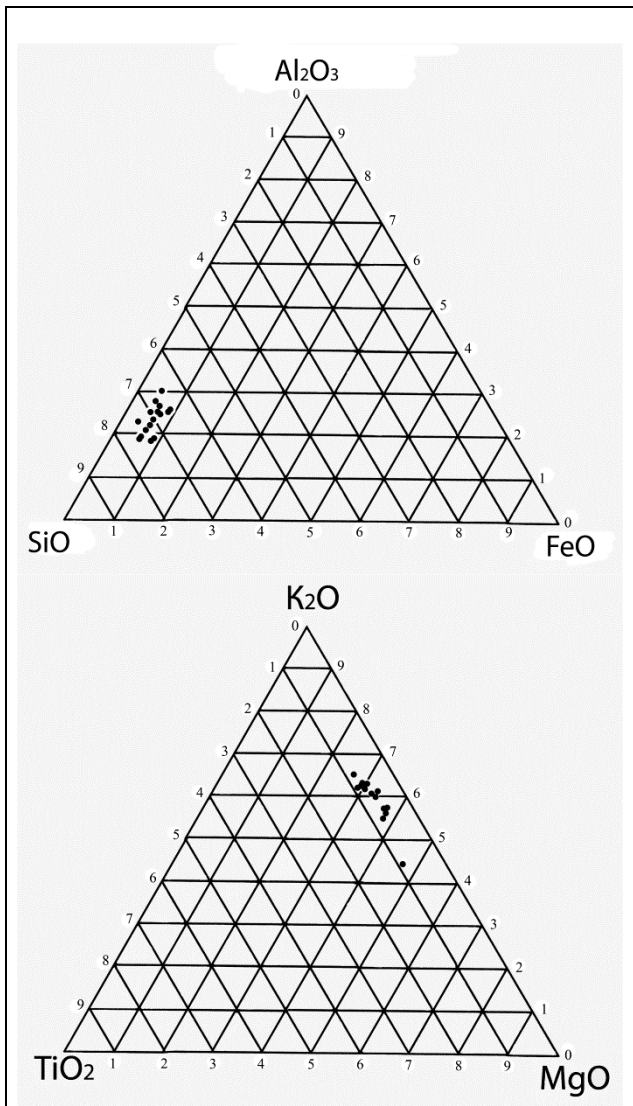


Рис. 4.12.1. Содержания петрогенных окислов в цементе брекчий Кизеловского каменноугольного бассейна (по 16 пробам)

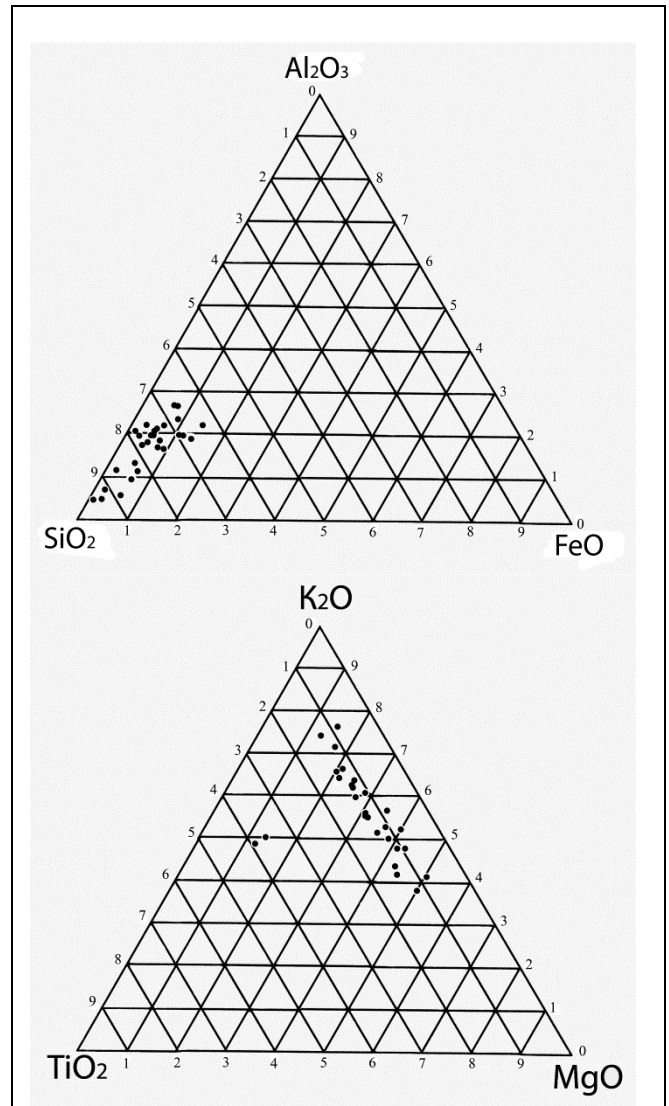


Рис. 4.12.2. Содержания петрогенных окислов в туффзитах Вишерского района (по 27 пробам), [1]

4.12.1.3. Текстурно-структурные особенности брекчий

Изучению текстурно-структурных особенностей брекчий посвящена значительная часть настоящей работы. Большой объём микрофотографий и их описаний призван продемонстрировать отсутствие тенденциозности в подборе фактического материала, являющегося доказательной базой исследования.

Различаясь в деталях, брекции с гидрослюдистым цементом, описанные в различных проявлениях, обладают рядом сходных структурных признаков, проливающих свет на происхождение этих пород; некоторые признаки встречаются достаточно редко. Ниже перечислены наиболее существенные признаки.

1. Связующая масса (цемент) брекчий в большинстве случаев имеет брекчиевую структуру и состоит из мелких обломков гидрослюдистого материала и карбоната, что отображено практически на всех микрофотографиях связующей массы.

Реже в цементе наблюдаются структуры течения (динамофлюидальная структура); в частности, они заметны на рис. 4.1.6, -51; 4.3.35, -38, 4.3.39; 4.9.42, -51; 4.10.26. В породе отсутствуют структурные признаки водного осаждения.

2. На макро- и микроуровне широко распространены инъекционные структуры. Цемент брекчий активно взаимодействует с вмещающими известняками и с их обломками (инъекционирование, заполнение трещин), – рис. 4.1.18, -25; 4.2.12, -133; 4.3.25; 4.9.15, -49, -64. При этом признаки гидротермального процесса отсутствуют.

3. Проникновение силикатного цемента в обломки известняка по округлым каналам иногда более напоминает проплавление (рис. 4.1.51; 4.2.29, -30, -31). На контактах между известняком и инъекцирующим его гидрослюдистым материалом отмечаются обособления темноокрашенной породы карбонатно-глинистого состава, с признаками течения, без признаков гидротермального переноса материала. Предположительно, они являются аргиллизированным стеклом, возникшим при взаимодействии силикатного расплава с карбонатом в условиях повышенного давления.

4. Обломки известняка, входящие в состав брекчий, имеют, как правило, темно-коричневую или темно-серую окраску (при белой, светло-серой окраске вмещающих известняков). На рис. 4.3.4 – обломки темно-серого известняка, осветлённые по краям.

5. Брекчии являются многостадийными образованиями: отмечается не менее трёх генераций формирования связующей массы; в составе брекчии присутствуют обломки ранних фаз брекчирования (рис. 4.1.19, -22; 4.3.59; 4.4.19).

Многофазовость становления брекчии проиллюстрирована, в частности, снимком шлифа 095-11 (рис. 4.2.18): обломок известняка закатан в относительно однородную связующую массу силикатно-карбонатного состава, со следами течения и затем сцементирован гидрослюдистым цементом, имеющим выраженную обломочную (туфовую) структуру.

История формирования брекчии нашла своё отражение в структурных особенностях обломков известняка, входящих в её состав. В редких случаях известняк не изменён и содержит хорошо сохранившиеся остатки микрофауны (рис. рис. 4.9.60); чаще он перекристаллизован:

или имеет средне-крупнокристаллическую структуру, или пелитоморфен.

6. Обломки известняка, входящие в состав брекчии, подвержены многостадийным изменениям. В одних случаях изменения, которые придали известняку пелитоморфность, наложены на крупнокристаллический известняк (рис. 4.1.14; 4.2.75, -76), в других – наоборот, обломки пелитоморфного известняка перекристаллизованы (осветлены) с поверхности (рис. 4.2.36; 4.3.23; 4.9.72, -92).

В брекчии обломки пелитоморфного и осветлённого известняка нередко контактируют друг с другом (рис. 4.1.53, 4.10.6).

7. Обломки глинисто-гидрослюдистого материала в одних случаях составляют незначительный процент объёма брекчии, в других (т.н. 7095) – явно преобладают (рис. 4.2.71, -74, -81). Есть примеры, когда брекчия нацело состоит из обломков гидрослюдистого материала (рис. 4.3.57).

8. Обломки глинисто-гидрослюдистого материала из различных выходов брекчий имеют заметные структурные различия.

9. Отмечены обломки гидрослюдистого глинистого материала, имеющие чёткие ограничения и, в то же время, с одной из сторон постепенно переходящие в прожилковую связующую массу (рис. 4.1.15, -39, -73; 4.10.7, -11, -21). Подобная ситуация возможна, если брекчия, изначально имевшая рыхловатую консистенцию, претерпела сильное сжатие, которое привело к выдавливанию пластичного материала.

10. Вторичные изменения развиты преимущественно по цементу брекчий, они также секут обломки глинистого материала (рис. 4.4.48, -53; 4.9.118÷4.9.152).

11. Характерно наличие обломков, претерпевших дробление и сцементированных на месте, без заметного смещения осколков (рис. 4.1.25; 4.2.75; 4.3.15, -25, -47, -48; 4.9.15, -17, -64, -129; 4.10.22).

12. В одном из коренных выходов агломератовых брекчий (т.н. 7245) в их связующей массе присутствуют линзы (до 30 см мощности) горной породы коричневого цвета, однородной, с раковистым изломом, визуалью весьма напоминающей аргиллит (рис. 4.9.29). Под микроскопом в данной породе видны инъекционные взаимоотношения составляющих её литологических разностей (рис. 4.9.35, -36, -37), что исключает её осадочное происхождение. Следует отметить, что 95 % объёма магнитной фракции этого «аргиллита» представлено магнитными сферами, весьма характерными для вулканогенных пород [61, 62, 63].

Отмечены случаи обволакивания обломков известняка данной породой и последующей цементации их брекчией зелёного цвета, грубо-обломочной (верхняя часть рис. 4.9.29).

13. В двух точках наблюдения – №№ 7059, 7095 – выявлена своеобразная горная порода, состоящая из оолитовидных обособлений вторичного гидрослюдистого материала размерами менее 0,6 мм, анизотропного, и из цемента, сходного по составу, но изотропного и более подверженного вторичным изменениям (рис. 4.2.94 - 4.2.132, 4.9.120÷4.9.154). Крупные оолитовидные обособления имеют овальную форму и рассечены извилистыми трещинами, напоминающими трещины в кристаллах оливина; мелкие обособления, как правило, полигональны. В отдельных «оолитах» заметны полигональные теневые структуры (рис. 4.9.153), вокруг зёрен нередко отмечаются ореолы карбонатизации и ожелезнения.

Предположительно, порода является нацело изменённым пикритовым порфиритом, состоящим, по определению, из порфировых выделений оливина и флогопита, находящихся в базисе того же состава.

Данная горная порода в точках наблюдения выступает в роли связующей массы брекчий и слагает также часть обломочного материала.

14. Изредка встречаются обломки вторичного глинистого материала, разбитые со смещением трещинами; по трещинам развит серицит (рис. 4.10.35).

15. В нескольких точках выявлена уникальная по своим структурным особенностям гибридная гидрослюдисто-карбонатная порода. В шлифах 095-10 (рис. 4.2.14 – 4.2.17), 095-11 (рис. 4.2.18 – 4.2.21), 7095-Б2 (рис. 4.2.55 – 4.2.59), 060-Б2 (рис. 4.9.90 – 4.9.92) и 7235 (рис. 4.10.32 - 4.2.39) в бурой глинисто-карбонатной массе, местами обладающей признаками течения, содержатся угловатые микровкрапленники глинистого материала, идентичные вкрапленникам в связующей массе брекчий. Сама по себе карбонатно-гидрослюдистая масса не характерна для вмещающих известняков и является новообразованием, причём явно не гидротермальной природы. Не исключено, что она возникла в результате частичного смешивания базальтоидного расплава с *расплавом карбоната кальция, возникшим на контакте с магмой в условиях повышенного давления*. Вкрапленники глинистого материала в этом случае являются изменёнными порфировыми выделениями. Гибридная гидрослюдисто-карбонатная порода обладает признаками пластичности: облекает карбонатные обломки (рис. 4.2.18), сминается на контакте с ни-

ми (рис. 4.2.14), образует почковидные образования (рис. 4.9.90, 4.10.36).

16. В брекчиях нередко наблюдаются структуры типа стилолитовых швов: одни карбонатные обломки «вминаются» в другие, а контакты между ними трассируются извилистыми прожилками гидрослюдистого материала (рис. 4.1.66; 4.9.42, -45, -49, -50, и др.).

17. В одном из обломков известняка выявлен полый канал диаметром 2,5 см, неразрывно связанный с инъекциями в известняк железисто-глинистого материала, расположенными по краям канала (рис. 4.9.54).

Естественная, зеленоватая окраска гидрослюдистой связующей массы объективно передаётся микрофотографиями полированных образцов брекчий. В шлифах же гидрослюда приобретает несвойственную для неё бурую окраску, что затрудняет её оптическую диагностику. Однако данные рентгенофазового анализа однозначно свидетельствуют о том, что в составе брекчий присутствуют не более минералов, среди которых преобладают гидрослюда и кальцит.

4.12.1.4. Выводы о природе брекчий

Судя по их химическим свойствам, минеральному составу, структурным особенностям и условиям залегания, брекчий являются, вероятнее всего, продуктами аргиллизации высококальциевых силикатных горных пород флюидизатно-эксплозивного генезиса - *интрузивных пирокластитов щёлочно-основного состава* (туффизитов). На активный газодинамический режим формирования брекчий указывает наличие в них магнитных сферул, на щёлочно-основной состав – повышенные концентрации железа, магния, титана, калия.

Состав связующей массы брекчий отвечает щелочным базальтоидам или лампроитам; в отдельных случаях по структурным признакам цемент брекчий обнаруживает сходство с нацело изменёнными пикритовыми порфиритами. Данное утверждение противоречит устоявшимся представлениям о том, что территория Кизеловского каменноугольного бассейна является амагматичной.

Исследуемые брекчий и интрузивные пирокластиты алмазоносных районов Урала имеют одно общее свойство: ввиду глубоких вторичных изменений диагностика их крайне затруднена, интрузивные пирокластиты были обнаружены лишь в последние годы.

Ранее Л.И. Лукьяновой и Ю.Д. Смирновым было отмечено наличие на западном склоне

Урала (за пределами исследуемой площади) гипабиссальных и эксплозивных тел, сложенных пикритовыми порфиритами и их брекчиями [39].

Формирование интрузивных пирокластиков, продукты изменения которых мы наблюдаем в пещерах и известняковых карьерах, происходило до начала формирования полостей пещерного типа.

4.12.2. Особенности глинистых отложений пещер

Т.н. «глинистые отложения пещер» широко распространены во всех исследованных пещерах. Предшественниками проводилось изучение их гранулометрии и химического состава, минералогического состава тяжёлой фракции шлиха и, в редких случаях, состава глинистых минералов. При наличии спорово-пыльцевых комплексов определялся возраст отложений, но чаще они, особенно во вскрытых полостях, пыльцы не содержали. Изучению структурно-текстурных особенностей отложений и анализу условий их залегания уделялось явно недостаточно внимания, хотя именно эти свойства отложений допускают неоднозначную трактовку их происхождения.

Термин «глинистые отложения пещер», общепринятый для пещер любого типа, в случае исследуемых пещер неточен. Здесь мы имеем дело с многочисленными залежами вторичного глинистого материала, не несущего следов водного отложения (хотя бы потому, что тонкая слоистость полностью отсутствует).

Оценка ряда особенностей глинистых отложений, выполненная с позиций вулканогенной гипотезы происхождения пещер (глава 5 настоящей работы), позволяет свести воедино признаки, касающиеся их залегания, вещественного состава, структурных и геохимических особенностей. Ниже приводится обобщённая характеристика и наиболее типичные примеры этих признаков.

4.12.2.1. Залегание глинистых отложений

Поверхность залежей глинистого материала, если это не слоистые (заведомо осадочные) отложения, в большинстве случаев повторяет в общих чертах форму потолка галерей и гротов. В галереях со сводчатым потолком глина слагает вытянутые вдоль стен бугры высотой до 30-50 см. При поворотах галерей вершины бугров не смещаются к одной из стен, что было бы

естественно с позиций гидродинамики, а располагаются под наиболее высокими участками сводов, как бы резко галереи не изгибались (рис. 4.12.3, -4); нередко они образуют острый гребень. В гротах с куполовидным потолком, где поток воды представить весьма затруднительно, поверхность залежи глины также наследует форму потолка. На стенах и потолках подобных гротов нет ни следов обрушения, ни фасеток, указывающих на водное растворение известняков, зато нередко присутствуют характерные железистые корочки.

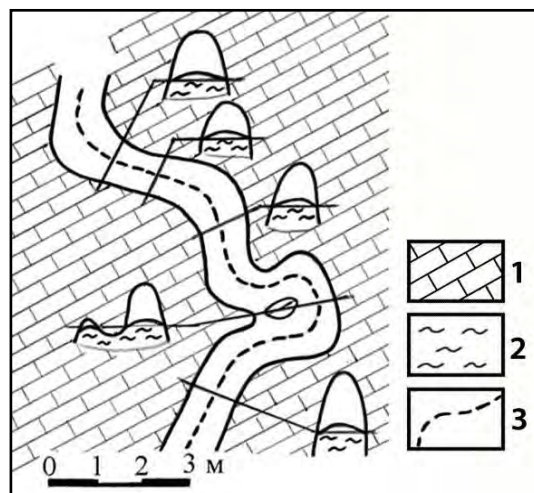


Рис. 4.12.3. Пещера Устьвинская: фрагмент галереи возле грота Узловой. План и вертикальные разрезы

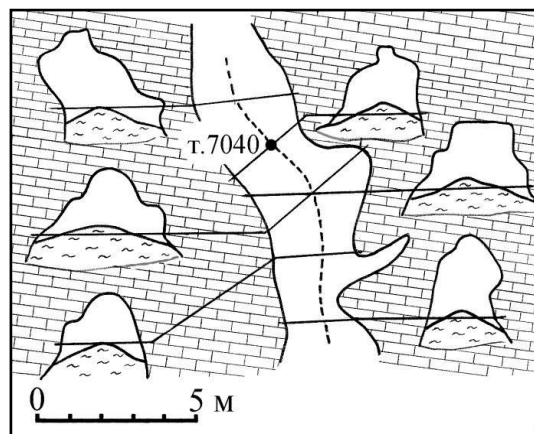


Рис. 4.12.4. Пещера Виашерская, галерея Метро. План и вертикальные разрезы

В полостях асимметричного сечения крутизна склонов бугра, сложенного глиной, также неодинакова. Залежи глины широко распространены в наклонных галереях, причём без признаков водного переноса их из верхней части галереи в нижнюю. Мощность отложений на полу галерей и гротов заведомо превышает 1 м.

Выпуклая форма залегания глинистых отложений прекрасно известна спелеологам, но причина её возникновения почему-то ранее не обсуждалась. Анализ возможных условий формирования выпуклых залежей свидетельствует не в пользу гипотезы отложения глины мутьевыми водными потоками (ввиду первично грубозернистой текстуры аргиллизированных впоследствии пород). Глинистый материал не характерен и для русловых отложений современных подземных ручьёв, представленных, как правило, несортированным крупно- и мелкогалечным материалом с примесью песка. В гротах с выпуклой поверхностью залежей глинистого материала отсутствует, как правило, капель, и напротив - в гротах с активной капелью глинистых отложений нет, они вынесены водой. Бугры не могли возникнуть вследствие сезонных промерзаний: на поверхности отложений отсутствуют выдвинутые льдом мелкие камни, столь характерные для глинистых медальонов районов многолетней мерзлоты. Бугры не могут возникать и при разбухании монтмориллонита – напротив, в отдельных случаях под острым гребнем отмечались пустоты проседания высотой до 10 см.

Глинистые отложения являются более молодыми образованиями по отношению к телам агломератовых брекчий: если брекчии слагают

тела, в т.ч. трещинные, обнажающиеся в стенах пещер и являющиеся более древними по отношению к пещерам образованиями, то глинистые отложения слагают пол уже сформировавшихся гротов и галерей. Форма залежей более напоминает результат осаждения пылевой взвеси.

4.12.2.2. Вещественный состав глинистых отложений

Породообразующие минералы определялись в пробах из глинистых отложений семи пещер: Геологов-2 (проба 10-А), Вишерской (проба 7040), Мариинской (проба 7091), Два Уступа (проба 7112), Усьвинской (проба 7114), Безымянной (проба 7244-1) и Расикский Лабиринт (проба 7253). Состав и концентрации их относительно выдержаны; в шести пробах преобладает монтмориллонит, в одной – кальцит. Все пробы содержат кварц, хлорит, довольно высокие концентрации гётита (3-10 %) и следы полевых шпатов. Гиббсит – минерал, характерный для бокситов, - установлен в пробе, взятой наиболее близко от земной поверхности (табл. 4.12.4).

Таблица 4.12.4

Минеральный состав глинистых отложений пещер, %

Минералы	10-А	7040	7091	7112	7114	7244-1	7253
кальцит	0	3	51	21	0	0	5
кальцит, доломит	0	0	0	0	5	17	0
монтмориллонит	57	43	27	50	66	53	58
гидрослюда	0	5	0	0	0	0	13
кварц	31	30	10	11	15	5	10
хлорит, каолинит	6	10	6	8	5	10	6
гётит	3	8	5	8	8	10	6
плагиоклаз	1	1	1	1	1	0	1
КПШ	1	0	0	1	0	0	1
гиббсит	0	0	0	0	0	5	0

Данные рентгенофазового и термического анализа, выполненного в ИГГ УрО РАН; аналитики Т.Я. Гуляева, В.Г. Петрищева

Следует отметить наличие в глинистом материале пробы 7114 микровключений церианита, образующегося в сильно окислительных обстановках, преимущественно в щелочных растворах (флюидах).

Известно, что монтмориллонит обычно образуется (хотя есть и исключения) в результате гипергенных изменений магнезиально-железистых силикатов. В частности, Л. Берри и

др. [3] утверждают, что «...монтмориллонит чаще всего образуется при изменении горизонтов вулканического пепла». Следует отметить, что этот минерал преобладает и в глинистых отложениях пещер других регионов. Краткую информацию о составе глинистых минералов Каповой пещеры (Урал, Башкортостан) приводят Ю.С. Ляхницкий и М.А. Чуйко [43]: «...глинистые отложения, развитые в разных

частях пещеры, имеют, в основном, *хлорит-монтмориллонит-иллитовый* состав».

Примеры явного преобладания в глинах крымских пещер монтмориллонита и иллита приводятся в работе Дублянского, Ломаева [22]. Б.А. Вахрушев и др. [7], изучавший пещеру Мраморная (Чатырдаг, Крым), сообщает: «Глинистая фракция имеет, в основном, *монтмориллонитовый* состав с примесью в отдельных пробах каолинита, *хлорита*, *гидрослюды* и карбонатного материала».

Р.А. Цыкин приводит данные о составе инфлювия (остаточных отложений) ряда пещер Красноярского края: «Термическим и рентгеноструктурным анализами установлено в ряде проб преобладание монтмориллонита (пещеры Археологическая, Китатская, Майская, Шорская и др.), смесей монтмориллонита и каолинита либо гидрослюды и каолинита (последнее характерно для пещер в конгломератах)» [89].

Минеральный состав тяжёлой фракции глинистых отложений различных пещер в общих чертах схож. Выявленные минералы в наиболее общем плане делятся на следующие группы: металлы: медь; карбиды: муассанит; сульфиды: пирит, халькопирит; окислы и гидроокислы: анатаз, брукит, гематит, ильменит, корунд, магнетит, рутил, хромшпинель, лимонит (в т.ч. по пириту), лейкоксен; карбонаты: кальцит, малахит; фосфаты: апатит, ксенотим, монацит; силикаты: алмадин, гроссуляр, амфибол, пироксен, кианит, силлиманит, ставролит, сфен, уваровит, оливин, циркон, цоизит, эпидот, турмалин, селадонит, кварц, пумпеллит, слюда бесцветная, хлорит, хлоритоид, хромдиопсид. Как и в связующей массе агломератовых брекчий, явно преобладают гидроокислы железа и присутствуют минералы, относящиеся к взрывным: вулканическое стекло, шлак, магнитные сферулы [61, 62, 63, 90, 91].

В одной из проб, № 7244-1, при растворении в кислоте зёрен лимонита (из электромагнитной фракции) были обнаружены губчатые агрегаты самородной меди. В этой же пробе определён титанит – широко распространённый акцессорный минерал магматических, в т.ч. в щелочных, горных пород; он встречается также в силикатно-карбонатных породах как результат контактового метаморфизма.

Минералогическим признаком, однозначно, на наш взгляд, указывающим на вулканогенное происхождение «глинистых отложений», является наличие магнитных сферул, в одном случае - в концентрации до 192 г/м³. Сферулы встречены в т.ч. во вскрытых полостях, не имевших ранее связи с поверхностью, и на их

поверхности отсутствуют следы транспортировки; поэтому можно утверждать, что они не привнесены в полости с поверхности.

Высокий, нередко более 1 кг/м³, выход тяжёлой фракции типичен для пещерных отложений и совершенно не характерен для осадочных глин. Эта особенность отложений указывает на то, что их формирование происходило без участия водных потоков: шлиховые минералы в аллювиальном процессе концентрируются в наиболее крупной фракции – в галечниках, но никак не в глине. В единичном случае (проба 301) отмечена аномально высокая концентрация магнитных гидроокислов железа (более 10 % веса пробы).

Аналогичный, в принципе, минеральный состав имеет тяжёлая фракция глинистых отложений ряда пещер Горного Крыма; процент её выхода в среднем составляет 3,7 %, в отдельных пробах – 15-18 % исходной массы пробы [23]. Высокий (более 1 кг/м³) выход тяжёлой фракции характерен также для глинистых отложений некоторых пещер Сибири [89].

Степень окатанности слагающих породу зёрен различна. Форма зёрен варьирует от округлой до совершенно неокатанной, кристаллы нередко сохраняют чёткие кристаллографические очертания и штриховку на гранях (т.е. они не переносились с момента образования); присутствуют полуокатанные и окатанные зёрна. Такое сочетание возможно в случае, если неокатанные зёрна высвобождались при обработке пробы из более крупных обломков, наличие которых, собственно, и было установлено при изучении полированных и прозрачных шлифов.

Химический состав глинистых отложений определён по трём пробам (табл. 4.12.5). Проба 7035 проанализирована рентгенофлуоресцентным методом, пробы 7114-1 и 7253-1 изучены микронзондом (в таблице приведены средние значения по 6 и 3 точкам соответственно).

Результаты анализа глин отображены на диаграммах SiO₂-Al₂O₃-FeO и TiO₂-MgO-K (рис. 4.12.5); они сопоставимы с результатами анализа туффизитов Вишерского района (рис. 4.12.2).

Эти данные сопоставимы также со средним составом глинистых отложений двадцати крымских пещер (в %): SiO₂ – 52,24; TiO₂ – 1,05; Al₂O₃ – 16,43; FeO общ. – 6,75; MnO – 0,18; MgO – 2,39; CaO – 2,63; Na₂O – 0,47; K₂O – 1,33; потери при прокаливании – 16,03; Σ = 99,50 [19]. Осреднённые концентрации петрогенных окислов из глинистых отложений крымских пещер также приведены на рис. 4.12.5 (они фактически тождественны составу пробы 7253-1).

Для глинистых отложений исследуемых пещер характерна повышенная (относительно цемента брекчий с гидрослюдистым цементом) концентрация железа и пониженная концентрация калия. В пробе 7253-1 установлена аномально высокая, до 0,28 %, концентрация оксида ит-

трия, которую невозможно объяснить процессами сорбции; для сравнения: повышенные, до 120 г/т, концентрации иттрия характерны также для песчаных туфов Вишерского алмазоносного района [38].

Таблица 4.12.5

Нормированный химический состав глинистых отложений пещер (мас. %)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe общ	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Y ₂ O ₃
7035	66,77	0,79	14,91	7,06	0,16	0,92	7,90	< 1	1,49	н/опр
7114-1	48,36	0,82	28,60	12,04	н/опр	3,02	3,87	н/опр	3,28	н/опр
7253-1	60,28	0,70	18,78	8,28	1,18	1,73	6,12	0,31	2,43	0,18

Анализ выполнен в Пермском госуниверситете (аналитик К.П. Казымов) и в ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар (аналитик В.Н. Филиппов)

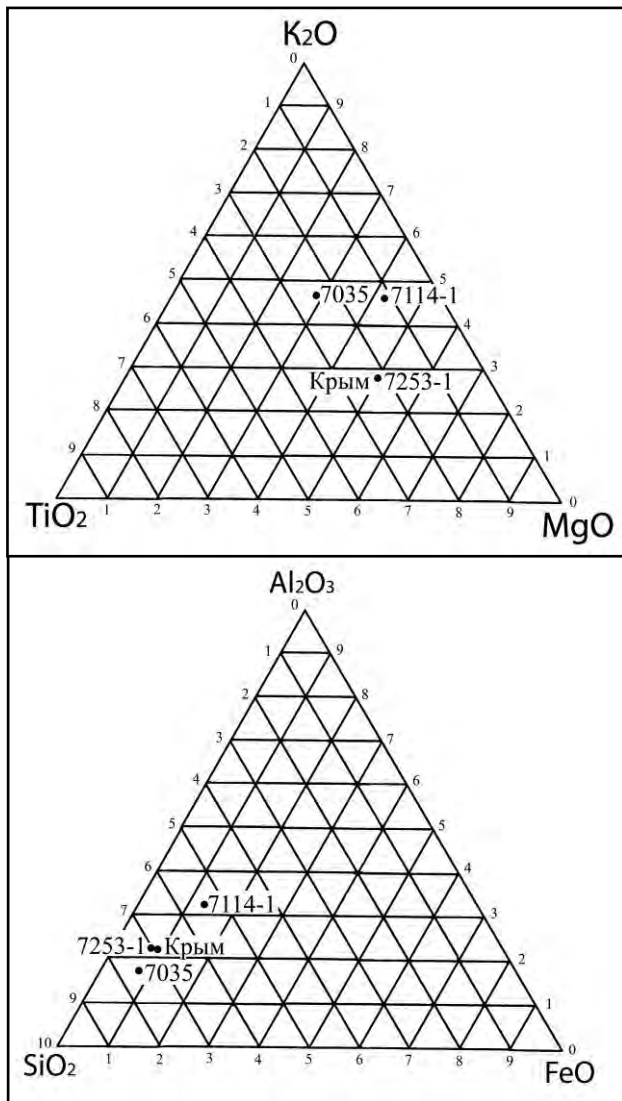


Рис. 4.12.5. Содержания петрогенных окислов в глинистых отложениях пещер Кизеловского каменноугольного бассейна (по 3 пробам) и Крыма (по пробам из 20 пещер)

Распространена точка зрения, что пещерные глины, если они не несут следов водного отложения, являются элювием карбонатных пород. Противоречие состоит в том, что полости, в т.ч. содержащие глину, чаще встречаются в чистых органогенных известняках (это отмечал ещё Г.А. Максимович [46]). Так, при разведке Губахинского месторождения известняка [66], отличающегося высокой (10,8 %) закарстованностью, по результатам опробования 50 скважин установлено, что состав известняков на 97,66 % представлен карбонатами: CaCO₃ – 95,76 %, MgCO₃ – 1,90 %, SiO₂ – 1,61 %, R₂O₃ – 0,35 %; сумма = 99,62 %. Железо в известняках практически отсутствует, однако полости заполнены высокожелезистой грубозернистой глинизированной породой.

Эти сведения исключают возможность образования глинистых отложений полостей (в пределах данного месторождения) за счёт высвобождения глины при растворении или выветривании известняков, тем более что 63 % полостей, выявленных при разведке Губахинского месторождения (большой частью невоскритых) полностью заполнены глинистым материалом.

Результаты спектрального анализа проб из глинистого материала, заполняющего полости в известняках возле Марининской пещеры, приводятся в том же отчёте. В ходе исследований, проведённых в 1979 году, 74 пробы были подвергнуты спектральному анализу: 67 проб – из известняков, 7 проб – из материала карстовых заполнений и из конгломерато-брекчий. «...Последние пробы заслуживают интереса. Обращают на себя внимание повышенные содержания титана от 0,5 до 0,7 % (по 7 пробам), никеля до 0,07 % (3 пробы), гафния от 0,001 до 0,003 %,

бария от 0,03 до 0,07 % (3 пробы), марганца до 0,07 % (2 пробы) и др. элементов» [66].

Магнитная восприимчивость. Весьма характерной особенностью глинистых отложений является их стабильно повышенная магнитная восприимчивость (χ) – порядка 0,5–1,5, до 2,5 ($\times 10^{-3}$) ед. СИ (у окружающих известняков – 0,02-0,05 $\times 10^{-3}$). Она обусловлена, в основном, наличием магнитных гидрокислов железа – образований вторичных, но предполагающих высокую концентрацию железа в исходном материале. В верхней части разреза глинистых отложений (до глубины 20 см) магнитная восприимчивость их понижена гипергенными процессами до 0,15-0,20 ($\times 10^{-3}$) ед. СИ.

При изучении концентраций акцессорных элементов в глинистых отложениях пещерных регионов неоднократно отмечались повышенные концентрации Fe, Ti, V, Ni, Y, Mn, Cu, Ce [18, 22, 24, 84]. Эта их особенность объяснялась, как правило, сорбционными свойствами глинистых минералов; при этом упускалось из вида наличие в глинах минералов, содержащих данные элементы (магнетита, гётита, титаномагнетита, сфена, монацита, минералов марганца), характерных для пород основного состава. Упускалось из вида и то, что монтмориллонит, доминирующий в составе отложений, также образуется по породам основного состава.

4.12.2.3. Текстурно-структурные особенности глинистых отложений

Глинистые отложения исследованных пещер, различаясь в деталях, имеют много общего. Во-первых, и это главное, - породы во всех случаях представляют собой не тонкозернистые продукты водного осаждения, а интенсивно изменённую брекчию, состоящую из остроугольных обломков вторичных глинистых пород, известняка, лимонита, выделений зонального халцедона и из связующей массы (матрикса). Структура породы, как правило, литокластическая. Цемент представлен мелкими обломками того же состава, что и крупные обломки. Количество цемента невелико, 25-35 %, до 40 % объёма породы, поэтому определение «глинистые отложения пещер» в достаточной степени условно; к тому же фракционирование проб в водной среде показывает, что до 30 % веса большинства проб представлено нерастворимой фракцией >10 мм.

В глинистых отложениях обследованных пещер отсутствует, как правило, сортировка материала. Под верхним, более плотным слоем глины мощностью 3-5 см практически везде наблюдалась однородная плотная, и в то же время

совершенно не слипшаяся глина коричневого цвета. Начиная с глубины 20-40 см порода становится неоднородной: до 50 % (и более) её объёма представлено неокатанными, остроугольными обломками вторичного глинистого материала аргиллитоподобного облика, реже карбоната и окварцованных пород; в подчинённом количестве присутствует связующая масса того же состава (рис. 4.4.69; 4.7.36; 4.8.2, -9).

Первично грубообломочная текстура отложений ставит под сомнение возможность их осадочного формирования и указывает на то, что они сформировались *in situ*. В цементе нередко на макро- и микроуровне наблюдаются текстуры течения, флюидальность, но совершенно отсутствует слоистость. По своим структурным свойствам глинистые отложения пещер весьма напоминают изменённые туффизиты западного склона Северного Урала [34].

При изучении шлифов, изготовленных из глинистого материала, выделены следующие наиболее примечательные структурные особенности глинистых отложений:

1. Форма обломков глинистого материала, несмотря на их пластичное современное состояние, в большинстве случаев остроугольна (рис. 4.1.110, 4.2.153, 4.3.71, -74, 4.4.73, 4.8.13), т.е. в момент формирования отложений слагавшая обломки порода была хрупкой, а сами отложения были подвергнуты вторичным изменениям после формирования залежей.

2. Отложения состоят преимущественно из относительно крупных (0,1-10 мм) обломков глинистого материала; тонкозернистый матрикс практически отсутствует (рис. 4.1.113, 4.2.80, 4.7.38, 4.8.14).

3. В пределах одного шлифа может насчитываться до 4-5 структурно-морфологических разновидностей вторичного глинистого материала, отличающихся по степени зернистости или по концентрации микрözёрен кварца; это притом, что состоят они, по данным рентгеноструктурного анализа, из одних и тех же минералов - монтмориллонита, кальцита, хлорита, гётита, кварца (рис. 4.1.108, -110, 4.2.144, 4.7.36, -38, 4.8.12, 4.9.105, -110). В зависимости от степени проявления гипергенных процессов, контакты обломков в одних случаях имеют чёткие ограничения, в других – обломки отличаются от связующей массы лишь по слабым структурным различиям или по концентрации зёрен кварца (рис. 4.4.74).

4. Отмечаются остроугольные обломки изменённого стекла; для них характерны резкие контакты, светлая окраска и волнистое погасание, нередко - тонкофлюидальная структура, а также отсутствие какой бы то ни было зернистости; в гидрослюдистом цементе брекчий, сла-

гающих секущие тела, подобных образований нет.

5. Встречаются обломки микрозернистого вторичного глинисто-гидрослюдистого материала, периферия которых сложена тонкофлюидальным материалом без заметной зернистости, возможно – изменённым стеклом (рис. 4.2.145, -149, -158; 4.7.42, -43).

6. Отмечены обломки, рассечённые со смещением трещинами; по трещинам развита гидрослюда (рис. 4.5.13).

7. Отличительными признаками того, что обломки тонкослоистого (флюидального) глинистого материала, составляющие значительный процент объёма отложений, не являются аргиллитами, служат: а) способность их разрушаться (размокать) в воде наравне с цементирующей их глинистой массой, что не свойственно аргиллитам, и б) полное отсутствие примеси углистого материала, столь характерной для аргиллитов.

8. Отмечен обломок флюидального глинистого материала с округлыми глобулями (рис. 4.1.94), весьма напоминающего изменённое сферофлюидальное стекло.

9. Для глинистых отложений весьма характерно наличие выделений зонального микроволокнутого халцедона; форма некоторых из них имеет некоторое сходство с округлыми зёрнами оливина, флогопита и их сростками, а также с крупными призмами пироксена, но сходство, скорее всего, случайное. Затравочные центры, как правило, полигональны.

10. Одновременное погасание в скрещенных николях значительных фрагментов глинизированных обломков и фрагментов матрикса позволяет считать их аргиллизитами, являющимися, по определению, метасоматитами кварц-глинистого (кварц, гидрослюда, хлорит, монтмориллонит, соединения железа) состава.

11. Отмечаются полигональные псевдоморфозы кальцита по неустановленным минералам (шлиф 7035-2).

12. Зёрна рудного минерала имеют сложное внутреннее строение (рис. 4.1.90, -91; 4.9.107, -108) и представляют собой продукт замещения гидроокислами железа неустановленных горных пород.

13. Встречены единичные обломки глинисто-карбонатного материала, аналогичного гибридной глинисто-карбонатной породе, описанной в брекчиях с гидрослюдистым цементом. Судя по снимкам (рис. 4.9.101, -102), этот материал в момент первоначального формирования породы был пластичен, что возможно лишь при высокой температуре и давлении.

14. Связующей массой глинистых отложений пещер служит глинистый материал крас-

но-бурой, реже жёлто-бурой или грязно-зелёной окраски. Он состоит из мелких обломков пород (аналогичных по составу крупным обломкам), мелкозернистого гидрослюдисто-глинистого агрегата, зёрен кварца и вкрапленности рудного минерала. В отдельных случаях тип цемента базальный, но чаще количество его не превышает 3-5 %. В единичных случаях отмечены признаки течения породы (рис. 4.9.104).

15. Глинистый материал, залегающий в пещере Расикский Лабиринт (рис. 4.8.2; 4.8.11 – 5.8.15), представляющей собой полость, вскрытую взрывными работами, практически нацело состоит из относительно крупных обломков и не содержит матрикса.

16. Железисто-глинистый материал, заполняющий полость в известняках, вскрытую Мариинским карьером № 3 (т.н. 301), своей текстурой и аномально высоким выходом магнитной фракции менее всего напоминает осадочную горную породу или элювий чистых органогенных известняков (рис. 4.9.163, -164).

4.12.2.4. Выводы о природе глинистых отложений

1. Особенности залегания глинистых отложений пещер, их текстурные признаки и высокая концентрация минералов тяжелой фракции в глинистом материале противоречат законам гидродинамики.

2. Литокластическая структура отложений (при полном отсутствии слоистости) и их состав не позволяет считать глинистый материал ни элювием карбонатных пород, ни переотложенными поверхностными отложениями. Наличие магнитных сферул хорошей сохранности с наибольшей вероятностью указывает на вулканогенную природу отложений, монтмориллонита – на основной состав исходных пород. Исследуемые образования по петрохимическим свойствам ближе всего к литокластическим туфам щёлочно-основного состава; по структурным особенностям они также отдалённо напоминают литокластические туфы вулканических областей, нацело изменённые диагенетическими и экзогенными процессами (иные аналогии не напрашиваются). Для них характерна стабильно повышенная магнитная восприимчивость.

3. Установлено сходство минерального состава глинистых отложений пещер и цемента агломератовых брекчий. Те и другие содержат минералы магматических и метаморфических пород, в некоторых случаях без признаков транспортировки. Наличие в тяжелой фракции отдельных проб высоких концентраций магнит-

ных сферул само по себе однозначно указывает на вулканогенное происхождение пород.

Наиболее существенные различия между глинистыми отложениями и брекчиями заключаются в составе глинистых минералов (в брекчиях преобладает гидрослюда, в глинистых отложениях – монтмориллонит) и в химическом составе (брекчии характеризуются более высоким содержанием калия).

Пещерные полости, в т.ч. содержащие глинистые отложения, во всех случаях занимают секущее положение относительно тел брекчий.

Обращает на себя внимание сходство химического состава исследуемых глинистых отложений пещер и цемента агломератовых брекчий с составом туффзитов Вишерского алмазного района, упомянутых ранее (рис. 4.12.2). Наиболее заметное отличие состава цемента брекчий из пещер от состава туффзитов и глинистых отложений пещер: он содержит более высокие концентрации калия.

4.12.3. Минералы-индикаторы условий образования брекчий и глинистых отложений

Исследователем интрузивных пирокластитов Вишерского Урала И.И. Чайковским к числу минералов, являющихся индикаторами эксплозивных условий образования горных пород, отнесены шлаковидные частицы, магнитные и металлические сферулы, иоцит, муассанит, корунд. Эти же минеральные образования присутствуют в связующей массе агломератовых брекчий и в глинистых отложениях пещер. Помимо них, в связующей массе брекчий обнаружены нацело изменённые специфические минеральные образования, с большой долей вероятности связанные с вулканическими процессами: оолитовидные глинистые образования и гибридная силикатно-карбонатная порода.

Магнитные сферулы присутствуют в большинстве минералогических проб, взятых из цемента брекчий и из глинистых отложений пещер. Для них характерны:

- правильная сферическая форма, сложное внутреннее строение (наличие магнетитовой оболочки и оплавленного, пористого алюмосиликатного ядра),

- разнообразие скульптурных форм выделений магнетита на их поверхности,

- цементация растресканной магнетитовой оболочки стекловатым алюмосиликатно-железистым материалом,

- наличие припаянных к магнетитовой оболочке мелких каплевидных полусфер алюмосиликатного состава,

- отсутствие на поверхности сферул признаков транспортировки.

Ранее подобные образования априорно считались космогенными, однако многочисленными исследованиями камчатских вулканологов, проводившимися в течение последних 20 лет, доказана вулканогенная природа магнитных сферул; образование их связывают с пористыми магматическими породами андезито-базальтового состава, находящимися в условиях повышенной плотности газовой смеси, большой скорости охлаждения лав и высокой степени восстановленности флюидов [61, 62, 63].

В качестве связующего звена, доказывающего общность происхождения глинистых отложений исследуемых пещер и цемента агломератовых брекчий, выступает сопоставление состава сферул из глинистых отложений пещер и из связующей массы брекчий. В пробе 7244-А, взятой из глинистых отложений пещеры Безымянной, не менее 95 % объёма магнитной фракции составляют магнитные сферулы; это максимальная концентрация сферул в глинистых отложениях изученных пещер. Столь же высокая (95 % объёма магнитной фракции) концентрация сферул выявлена также в пробе 7245-10 из цемента агломератовых брекчий, отобранной в 110 м от пещеры Безымянной с глубины более 20 м от поверхности. Состав сферул в этих двух точках, по данным Ю.,Л. Крецера, несколько различается: сферулы из глинистых пещерных отложений по сравнению со сферулами из цемента брекчий стабильно содержат повышенные концентрации SiO_2 , TiO_2 , FeO и пониженные концентрации Fe_2O_3 (таблица 4.12.6). Сходные данные получены при изучении сферул в Горном институте (г. Пермь, аналитик О.В. Коротченкова): ядра сферул из пещерных отложений содержат повышенные концентрации кремния и пониженные железа, титана, алюминия, магния калия и серы относительно ядер сферул из цемента брекчий (таблица 4.12.7).

Это очень важный момент. С одной стороны, аномально высокая (редко встречающаяся) концентрация сферул в пещерных глинах и в цементе расположенных в 120 м от пещеры брекчий должна свидетельствовать о генетической близости этих глин и брекчий. С другой стороны – отличие состава сферул из пещеры от состава сферул из тела брекчий говорит о том, что они образовались на месте - в тех местах, где были обнаружены, а не попали в пещеру и в цемент агломератовых брекчий из некоего единого поверхностного источника.

Широкое распространение магнитных сферул в четвертичных отложениях Западного Урала при отсутствии классических вулканических построек подводит к мысли о широком распространении геологических объектов, сходных

с телами интрузивных пирокластитов бассейнов рек Вишеры и Чикмана (диагностическое распознавание которых весьма затруднено) и о необходимости пересмотра новейшей геологической истории региона.

Таблица 4.12.6

Сравнение состава сферул из пещеры Безымянная (т.н. 7244) и из цемента агломератовых брекчий (т.н. 7245), мас. %

№№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	Cr ₂ O ₃	Сумма
7244-1	15,69	0,30	2,46	52,66	29,58	0,00	0,00	0,00	100,68
7244-2	3,08	0,50	3,02	38,02	51,62	0,00	0,00	0,00	96,25
7244-3	8,65	0,00	1,55	42,72	46,54	0,00	0,00	0,00	99,46
7245-1	0,00	0,00	0,00	29,06	66,29	0,97	0,00	0,44	96,76
7245-2	0,00	0,00	1,72	28,67	62,80	0,00	0,62	0,00	93,81
7245-3	1,01	0,00	1,02	32,53	65,41	0,00	0,00	0,00	99,97
7245-4	2,24	0,00	2,90	34,75	60,81	0,00	0,00	0,00	100,70
7245-5	0,00	0,00	2,26	30,42	64,08	0,00	0,00	0,00	96,75

Анализы выполнены в ЗАО «РАЦ Механобр Инжиниринг Аналит» на аппаратуре CamScan-4, с детектором LINK-10000; аналитик Ю.Л. Крецер

Таблица 4.12.7

Сравнение состава фрагментов сферул из т.н. 7244 и т.н. 7245-10, мас. %

	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Cr	K	P	S	n
<i>Проба 7244</i>										
Магнетит в оболочке	2,0	0,052	2,7	95,04	0,04	0,08	0,05	н/о	н/о	43
Ал-силикат в оболочке	20,05	0,49	9,24	67,91	0,21	0,76	0,84	н/о	н/о	16
Ядра сферул	56,93	1,736	27,52	8,25	1,09	1,24	3,09	н/о	н/о	8
<i>Проба 7245-10</i>										
Магнетит в оболочке	4,87	0,173	3,8	90,31	0,07	0,34	0,21	0,09	н/о	29
Ал-силикат в оболочке	12,29	0,32	10,87	74,42	0,29	0,85	0,62	0,22	0,12	7
Ядра сферул	45,89	1,85	33,55	11,62	1,45	0,76	4,38	н/о	0,39	9
Вмещающая порода	93,79	н/обн	1,93	4,09	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	6

n – количество точек определения; н/о – не обнаружено

Анализы выполнены в Горном институте УрО РАН, г. Пермь, на аппаратуре Tescan VEGA 3 LMH с использованием микронзонда; аналитик О.В. Коротченкова

Муассанит – карбид кремния – слагает осколки и удлинённые зёрна зелёного цвета с очень высоким оптическим рельефом. Встречается, как правило, в виде единичных зёрен, преимущественно в гидрослюдистом цементе брекчий, реже - в глинистых отложениях пещер.

Для образования муассанита необходимы экстремальные термодинамические обстановки; до недавнего времени он был описан лишь в образцах пород верхней мантии, в ультраосновных породах и в каменных метеоритах.

В последние годы доказано, что он весьма характерен для интрузивных пирокластитов

Красновишерского и Чикманского алмазоносных районов [90], а также для алмазных россыпей. Б.С.Лунёв и др. [41] утверждают: «В уральских россыпях каждая проба, включающая алмазы, обязательно содержит муассанит».

Оолитовидные образования описаны в связующей массе и обломках агломератовых брекчий (точки наблюдения 7059 и 7095). Они представляют собой анизотропные зёрна (0,05-0,6 мм) вторичного глинисто-гидрослюдистого материала, напоминающие псевдоморфозы по оливину или флогопиту. Крупные зёрна имеют овальные очертания, мелкие – полигональны.

Зёрна сцементированы изотропной глинисто-гидрослюдистой связующей массой. Оолитовидные образования составляют до 70-75 % объёма порфиридной горной породы, обнаруживающей сходство с изменённым *пикритовым порфиритом*.

Гибридная силикатно-карбонатная порода встречается в виде обломков и мелких гнёзд в составе связующей массы агломератовых брекчий (рис. 4.2.15 – 4.2.24; 4.9.90, 4.10.32 – 4.10.39), в единичных случаях – в глинистых отложениях пещер (рис. 4.9.101, 102). Она состоит из перекристаллизованной карбонатной основной массы, в ряде случаев обладающей признаками течения (рис. 4.2.20), и зёрен вторичного глинистого минерала (размером 0,02-0,1 мм), нередко имеющих полигональные очертания (рис. 4.9.91); зёрна образуют шпировидные скопления (рис. 4.2.57, -58, -59; 4.10.38).

Пластичность породы, имевшая место в момент её формирования, продемонстрирована рис. 4.9.102: зерно кварца деформирует линзу карбонатного материала.

4.12.4. Налёты и корочки ожелезнения

Стены исследуемых пещер нередко покрыты тонкими, до 0,5-1,0 мм, корочками бурого цвета. Они встречаются только на стенах и потолках полостей, не содержащих типичных для водного растворения известняков фасеток; как правило, эти полости заполнены элювиальной глиной (рис. 4.12.6). Реликты железистых корочек сохранились, в частности, на стенах Главной галереи Усвинской пещеры (рис. 4.12.7). Примечательно, что здесь фрагменты стен, покрытые корочками, имеют гладкую поверхность, а лишённые их – слабовыраженную фасетчатую, т.е. имел место частичный размыв стен. Аналогичные железистые корочки отмечены в Кизеловском карьере на контактах тел агломератовых брекчий (рис. 4.10.28) и во всех пещерах, в частности - в Медвежьей (рис. 4.5.14). На стенах полостей, претерпевших обрушения или явно сформированных текущей водой, корочек нет.

В Мариинском карьере № 5 вокруг полости, заполненной глинистым материалом, помимо корочек наблюдается окраска известняков гидроокислами железа в жёлтый цвет на глубину 3-4 см (рис. 4.12.8).

Корочки ожелезнения распространены также в пещерах других регионов. В.Н. Дублянский относит (по-видимому, ошибочно) подобные образования к водно-хемогенным отложениям;

он приводит интересные сведения об их химическом составе: «Они имеют ... средний химический состав, значительно отличающийся от состава вмещающих известняков. Для них характерно резко пониженное содержание CaO (22,8%) и CO₂ (27,0 %), повышенное содержание окислов марганца (20,0%), кремния (15,8 %) железа (6,8 %) и алюминия (5,5 %). Сумма окислов марганца в отдельных пробах достигает 35 %. Акцессорные элементы Ba, Ti, Co, Sn, Y, La содержатся в количествах, значительно превышающих кларковые. Таким образом, лишь в корках и налётах концентрируются значительные количества акцессорных элементов. Возможно, этому способствует жизнедеятельность бактериальной микрофлоры. ...Рентгенометрические и термические исследования кор и налётов показали, что они сложены ассоциацией соединений марганца типа вада-псиломелана с глинисто-карбонатным материалом иллит-кальцитового состава» [18].

Выбирая из различных возможных вариантов возникновения на стенах пещер железисто-марганцовистых корочек, мы отдаём предпочтение магматогенному: повышенные концентрации Mn, Fe, Ti, Co, Sn и Y характерны именно для горных пород щелочно-основного состава; иллит указывает на повышенную концентрацию калия в породе, по которой он образовался. Механизм их образования не изучен, однако, по единичным наблюдениям (рис. 4.5.16, -18, -24), железисто-глинистый материал может занимать секущее положение относительно известняка, слагающего стены пещер.

4.12.5. Обсуждение результатов исследования

Для объяснения природы большинства перечисленных выше признаков, характеризующих агломератовые брекчии и глинистые отложения пещер, можно найти более или менее правдоподобные варианты, в каждом случае самостоятельные. Некоторые из них предшественники пытались объяснить факторами воздействия воды, другие вообще не обсуждались. Так, в литературе не встречалось упоминаний о существовании в пещерах секущих тел брекчий, содержащих зелёную глину или аломоселадонит (развивающийся, как известно, по базальтоидам). Ранее не изготавливались шлифы из обычных для пещер залежей глинистого материала, априори считавшихся отложениями мутьевых потоков или продуктами выветривания известняков, поэтому информация о первично литокластиче-

ской структуре отложений также является принципиально новой. Не в пользу водного варианта формирования глинистых отложений свидетельствует наличие в них церианита и аномально высокие, до 0,26 %, концентрации Y_2O_3 .



Рис. 4.12.6. Пещера Усьвинская, район грота Узловой. Железистые корочки на известняке. Внизу – выпуклая залежь глинистого материала

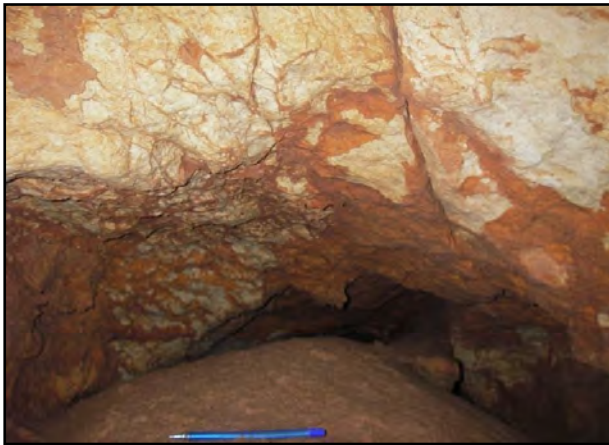


Рис. 4.12.7. Пещера Усьвинская, Главная галерея. Железистые корочки на известняке



Рис. 4.12.8. Мариинский карьер № 5, т.н. 7056. Железистая кайма вокруг полости

По своим структурным характеристикам связующая масса брекчий и глинистые отложения исследуемых пещер не имеют прямых аналогов среди магматических или осадочных пород [53]. Приведённые выше данные позволяют утверждать, что глинистые и глинисто-гидрослюдистые образования в изученных нами уральских пещерах характеризуются минералогическими, геохимическими и текстурно-структурными особенностями, более свойственными вулканогенным образованиям щёлочно-основного состава, чем отложениям водных потоков или продуктам выветривания известняков, и являются *корами выветривания эксплозивно-инъекционных образований* (в отдельных случаях переотложенными). Для этих пород характерна высокая скорость процессов выветривания, поэтому шансы обнаружения в пещерах неизмененных магматических пород равны нулю.

Ближе всего по химическому составу и по ряду других характеристик (структурных, минералогических и др.) изучаемые образования имеют сходство с бокситоподобными образованиями, распространёнными севернее месторождения Красная Шапочка, в Ивдельском районе Свердловской области [64]. Не исключено, что первичный состав пород, по которым развиты распространённые там аллиты и сиаллиты, близок к составу пород, по которым развиты исследуемые глинистые образования.

Строго говоря, результаты исследования петрографического состава глинистых отложений пещер и секущих известняки тел агломератовых брекчий не позволяют *однозначно* диагностировать эти породы как продукты щёлочно-основного магматизма. Породы столь интенсивно изменены, что петрограф лишь осторожно указывает на возможную связь этих пород с магматизмом (уверенность возрастает, когда речь заходит о магнитных сферах). Тем не менее, при описании шлифов указывается сходство лишь с туфами и ксенотуфами основного и щёлочно-основного состава и с пикритовыми порфиритами; усматривается сходство некоторых псевдоморфоз с кристаллами оливина и флогопита. В то же время - нет ни одного описания, где исследуемая порода отождествлялась бы с осадочной породой или с тектонической брекчией. Причиной являются глубокие, возможно – многофазовые вторичные изменения исследуемых пород.

Одним из перспективных направлений хотя бы приблизительного определения петрографического состава исходных горных пород, из которых в результате сложных преобразований произошли глинистые отложения пещер и цемент агломератовых брекчий (не исключено, что

и бокситы карстового типа) может послужить определению комплекса микровключений минералов в образцах исследуемых горных пород. Некоторые минералы встречаются лишь в породах магматического происхождения.

Неизбежно возникает вопрос: каким образом сходный по составу туфогенный материал, при отсутствии достоверных его источников на поверхности, мог целенаправленно попадать в разрозненные пещеры и в камеры, не имеющие выхода на поверхность, при этом, не обнаруживая признаков водного отложения? Очевидно, в

единственно возможном случае – если этот материал в момент своего образования сам создавал эти полости. Надо лишь попытаться рассмотреть данные о составе и залегании глинистых отложений и агломератовых брекчий не с точки зрения гидрогеологии, а под совершенно иным углом.

Ниже, в главе 5, рассмотрен гипотетический механизм взаимодействия внедряющейся магмы с известняками, в результате которого возможно возникновение полостей.

Глава 5

АЛЬТЕРНАТИВНАЯ ГИПОТЕЗА ФОРМИРОВАНИЯ ПЕЩЕР

Попытка пересмотра устоявшихся представлений о процессе образования пещер в известняках была предпринята в ходе изучения условий формирования геологических объектов, казалось бы, весьма далеких от пещерной тематики – тел интрузивных пирокластитов щелочно-основного состава. В течение последних 15-20 лет на Западном Урале в районах, считавшихся ранее амагматичными, выявлены многочисленные тела аргиллизированных, преобразованных до глин вулканогенных пород – интрузивных пирокластитов (туффизитов) щелочно-основного состава, миоценового возраста, совмещенных с промышленными россыпными месторождениями алмазов [38, 90]. По структурно-текстурным признакам, минеральному и химическому составу, по интенсивности гипергенных изменений, а также по характеру взаимодействия с карбонатными породами они сопоставимы с описанными в карьерах и пещерах агломератовыми брекчиями и с глинистыми отложениями пещер. С другой стороны, в бассейнах рек Вишера и Чикман отмечена устойчивая приуроченность закарстованных участков к полям залегающих среди известняков туффизитов. Тела туффизитов имеют сложную морфологию и характеризуются высокой степенью вторичных изменений слагающих их горных пород [39, 60].

По А.Я. Рыбальченко, Т.М. Рыбальченко и В.И. Силаеву [59], принимавшим активное участие в изучении коренных источников алмазных россыпей Западного Урала, «...алмазоносные туффизиты – флюидизатно-эксплозивные (интрузивно-пирокластические) производные расплавов кимберлит-лампроитового ряда, формирующиеся в верхних частях флюидо-магматических колонн в результате декомпрессионного вскипания и дегазации магм из-за тектонических нарушений сплошности чехла перекрывающих пород, либо превышения предела их прочности при достижении магмой приповерхностных участков земной коры. Резкий спад давления и температуры приво-

дит к образованию во внутрикоровых условиях вспененных лав и газо-пепловых смесей, которые под высоким давлением внедряются в вышезалегающие осадочные толщи, формируя породы туффизитового комплекса, в разной мере обогащенные ксеногенным обломочным материалом».

Незадолго до проведения настоящих исследований автору довелось документировать на территории Чикманского месторождения алмазов (Пермский край) вскрытые горными выработками контакты интрузивных пирокластитов с известняками. В известняках при контактах с туффизитами наблюдались морфологические элементы, разительно напоминающие карстовые (рис. 5.1), а сами пирокластиты по структурно-текстурным, минералогическим и геохимическим признакам мало чем отличались от обычных пещерных глин.

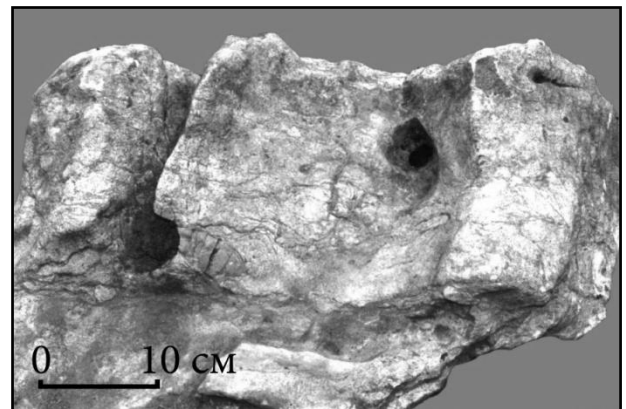


Рис. 5.1. Чикманское месторождение; глыба известняка из канавы № 8

Несмотря на интенсивные вторичные изменения, при всех видимых различиях состава и условий залегания отдельных выходов исследуемых горных пород (брекчий с гидрослюдистым цементом и глинистыми отложениями пещер) представляется возможным провести параллель между вещественным составом этих пород и

вулканогенными образованиями щёлочно-основного состава. Чётких, однозначных доказательств вулканического формирования пещер и заполняющих их образований нами не получено – неизменённых, достоверно диагностируемых магматических пород не обнаружено, да и не могло быть обнаружено в виду повышенной склонности пород щёлочно-основного состава к гипергенным изменениям. И всё-таки подавляющее большинство геологических наблюдений и результатов аналитических исследований указывает на возможную связь процесса формирования пещер с вулканизмом.

5.1. Шеинский карьер

Толчком к изменению устоявшегося взгляда на процесс образования пещер послужило проведённое в мае 2000 года рекогносцировочное обследование Шеинского карьера, расположенного в Челябинской области. Данный карьер, имеющий к настоящему времени размеры 0,7×1,0 км и глубину до 40 м, в течение многих лет разрабатывался для нужд цементной промышленности. Добывался, в основном, известняк; в качестве добавки к нему использовалась высокожелезистая вторичная глинистая порода коричневого цвета, слагавшая до 1/3 площади карьера и вмещающая овалы глыбы известняков. В последние годы челябинскими геологами было доказано, что эта порода является нацело аргиллизированной брекчией ультраосновного состава – туффизитом, а карьером вскрыта крупная диатрема. Краткую информацию о составе пород приводит И.И. Чайковский: «... геологами Южного Урала и ВСЕГЕИ установлены и изучены жильные и эксплозивные тела оливин-флогопитовых лампроитоподобных пород с миаскитовым типом щёлочности и их туфов хлорит-серицитового состава» [90].

В глыбах известняков, расположенных среди туффизитов, были отмечены небольшие полости, по форме напоминающие типичные пещерные «органические трубы». Местами в этих полостях сохранились реликты лимонитизированных туффизитов, из чего исследователи данной диатремы сделали вывод о происхождении полостей в результате механической абразии известняков под воздействием газовых струй, насыщенных обломками ультраосновных пород и известняков. Поблизости в обнажениях туффизитов встречались многометровые «плавающие» глыбы известняков с плавными очертаниями и гладкой поверхностью, напоминающей поверхность стен большинства карбонатных пещер. У

автора родилось предположение, что глыбы обвязаны своей гладкой поверхностью не шлифовке туффизитовым материалом, а термическому разложению известняка на поверхности глыб: температура магматитов ультраосновного состава должна быть заведомо выше 1000°C.

В экзоконтакте тела туффизитов была обнаружена вскрытая карьером типичная карстовая полость, представляющая собой галерею шириной до 1,5 м и высотой 2-4 м, имеющую гладкие, не корродированные водой стены и уходящую вглубь известнякового массива под углом около 20°. Потолок галереи куполовидный; пол сложен вязкой бурой глиной, обычной для карбонатных пещер. Это был первый подмеченный случай тесной пространственной связи полостей в известняках с выходами интрузивных пирокластитов.

При виде пещеры возник вопрос: что, собственно, может препятствовать термическому разложению известняка на контакте с высокотемпературными магмами кимберлитового, базальтового, лампроитового или иного состава?

Анализ термодинамических условий существования карбоната кальция позволил выдвинуть гипотезу магматогенного механизма формирования полостей в карбонатных породах.

5.2. Разложение карбоната кальция

Вначале рассмотрим теоретические моменты - особенности процессов, происходящих при внедрении в известняки высокотемпературных магм и которые, по нашему убеждению, привели к возникновению исследуемых полостей в карбонатных породах.

В условиях средних глубин, измеряемых первыми километрами, при внедрении магм основного состава вмещающие известняки претерпевают мраморизацию, зеленокаменные изменения с образованием офиокальцита, реже – скарнирование или частичное плавление. Маломощные трещинные тела базальтоидов могут вообще не сопровождаться экзоконтактовыми изменениями ввиду незначительного запаса тепловой энергии.

В близповерхностных условиях относительно низкого давления механизм взаимодействия внедряющейся магмы основного состава с известняками представляется совершенно иным.

По В.И. Лучицкому [42], термическая диссоциация карбоната кальция в условиях нормального атмосферного давления происходит при температуре 825-912°C (доломита - при 550-

770°C); при температуре 1290° и давлении 170 атмосфер происходит плавление кальцита. На более низкую температуру разложения кальцита (790°C) указывают А.Б. Макеев и Н.И. Брянчанинова [45]. В литературе [87] приведены также данные о плавлении кальцита: температура конгруэнтного плавления (под давлением CO₂ 990 атмосфер) составляет 1330°C, инконгруэнтного (с изменением состава) в тройной точке – 1187-1242°C при давлении 40 атм.

Процесс термического разложения карбоната кальция широко применяется в промышленности, например, для получения оксида кальция при обжиге известняка. Расчёты [70, 77, 88] показывают, что при термическом разложении 1 моля кальцита образуется 56 г CaO и 44 г CO₂ (–37,94 ккал.). В пересчёте на более осязаемые величины: из 1 тонны кальцита выделяется 440 кг углекислого газа, занимающего при атмосферном давлении, согласно закону Авогадро, объём 225 м³, и 560 кг оксида кальция. Из 1 м³ карбоната кальция выделится, соответственно, 610 м³ CO₂.

Необходимым условием диссоциации карбонатов при внедрении в них высокотемпературной магмы является открытость системы: для сохранения относительно низкого давления продукты реакции должны выбрасываться на поверхность; в условиях низкого давления и высокой температуры карбонаты кальция и магния не могут не разлагаться. Это условие переводит рассматриваемый процесс в разряд вулканических.

5.3. О процессе флюидизации магмы

Классическими геологическими объектами флюидизатного происхождения являются кимберлитовые диатремы, вулканические аппараты, работающие в взрывном режиме, и тела интрузивных пирокластитов. Суть флюидизатного процесса сформулирована И.И. Голубевой и Л.В. Махлаевым [12]: «При подъёме магмы давление в ней падает, вследствие чего происходит взрывное отделение газовой составляющей. Магма вскипает, образуя т.н. *магматогенный флюидизат* – смесь расплавленных и застывших обломков лавы и обломков вмещающих пород в газовой струе. Характер движения газовой твёрдого потока турбулентный, с резкими вариациями динамического режима отдельных струй». В качестве главного фактора рассматривается прорыв из глубин верхней мантии магмы, перенасыщенной газовой составляющей.

Флюидизатный процесс возможен и без насыщения магмы газами. Он был смоделирован в пробирке А.Б. Макеевым и Н.И. Брянчаниновой. При нагревании раздробленного серпентина до температуры порядка 700°C происходило его разложение на оливин и воду, сопровождающееся взрывообразным выбросом пара. «Ещё более интенсивно происходил процесс кипения смеси серпентина и карбоната при их разложении. Таким образом, нами не специально был смоделирован быстропротекающий флюидизатный процесс, аналогичный природному, протекающему в диатремах, дайках, в трещинах и других открытых системах» [45]. Сопоставляя результаты этого эксперимента с природными процессами, исследователи считают, что «...в момент внедрения в верхнюю часть земной коры кимберлитовая масса представляет собой флюидизированную сыпучую конглобрекцию не связанных друг с другом твёрдых частиц различного размера и может нести огромное количество ксенолитов вмещающих пород. С течением времени гидротермальные процессы цементируют разнородные частицы и производят большую работу по изменению первичных минералов, глинизируют и литифицируют породу».

Основным доводом оппонентов выдвинутой гипотезы является широкое распространение обнажающихся среди известняков и доломитов магматических тел основного состава, массивных (не флюидизированных) и сопровождающихся зеленокаменными изменениями известняков. Мы считаем, что здесь не учитывается фактор эрозии: эти магматические тела застыли на значительной глубине, где давление препятствует распаду карбоната кальция.

Близкоповерхностные условия низкого давления не допускают возможности застывания среди известняков тел монолитных магматических пород ввиду эффекта вспенивания лавы газами, выделяющимися при диссоциации карбоната кальция.

5.4. Предполагаемый механизм формирования вулканогенных полостей пещерного типа

Единственным не вызывающим сомнения примером вулканогенных полостей в карбонатных породах, заполненных магматическими породами флюидизатного происхождения, являются кимберлитовые диатремы Якутии. Типичными, хотя и не признаваемыми всеми исследователями, вулканогенными образованиями флюи-

дизатного происхождения являются также тела интрузивных пирокластитов - коренных источников алмазов уральского типа.

Могут ли в принципе при внедрении высокотемпературных магм образовываться *пещеры*? Формальных препятствий этому нет – известняки в условиях низкого давления не могут не разлагаться при контакте с магмой, это следует из термодинамических условий существования карбоната кальция. Для формирования вулканогенных полостей пещерного типа в карбонатных породах необходимо сочетание трёх обязательных условий:

- наличия карбонатных толщ в верхней части разреза земной коры;
- проявления раздвиговых тектонических подвижек, рассекающих всю мощность земной коры, что должно обеспечить приток магматического материала основного-ультраосновного состава;
- постоянного медленного притока магмы температурой заведомо выше 900-1000°C; этому условию соответствуют магмы основного и ультраосновного состава (температура базальтов, регулярно изливающихся в Исландии, достигает 1700°C).

Попытаемся реконструировать с позиций магматогенной гипотезы всю цепочку их формирования – от первых тектонических подвижек в известняках до процессов, происходящих в пещерах в наши дни.

Последовательность процессов, протекающих в области контакта магмы с известняками, представляется следующей:

1. Раздвиговые тектонические подвижки регионального плана, происходящие в результате катастрофических геологических процессов или падения астероида.

2. Гидростатический подъём магмы по системам раздвиговых трещин, являющимся зонами декомпрессии, до уровня залегания пород, способных при термальном воздействии в условиях низкого давления выделять большие объёмы газа (известняки, возможно – гипсы), и давлений, делающих эту реакцию возможной.

3. Мгновенный нагрев выше 1000°C тонкого слоя известняков на контактах с магмой и выделение углекислого газа в условиях относительно низкого давления. Внедряющаяся магма должна вскипеть под действием больших объёмов углекислого газа, поток которого направлен от стенок заполненной ею трещины к центру (рис. 5.2-А). Магма перестаёт быть собственно магмой, образуется «магматогенный флюидизат» [12, 70, 77]. Относительно низкому давлению в толще известняков в близповерхностных условиях способствуют выходящие на дневную поверх-

ность трещины, открывшиеся при раздвиговых движениях.

4. Прорыв раскалённой пыле-газовой смеси на поверхность. Это должно происходить практически сразу, как только магма начинает флюидизироваться; относительно низкое давление – обязательное условие поддержания разложения карбоната кальция. Если канал выхода газов запечатывается продуктами реакции, флюидизатная смесь может внедриться во вмещающие породы по трещинам напластования, раздвига, по крутопадающим тектонически ослабленным зонам и формировать тела силикатных пород, которые нередко называют палеокарстовыми.

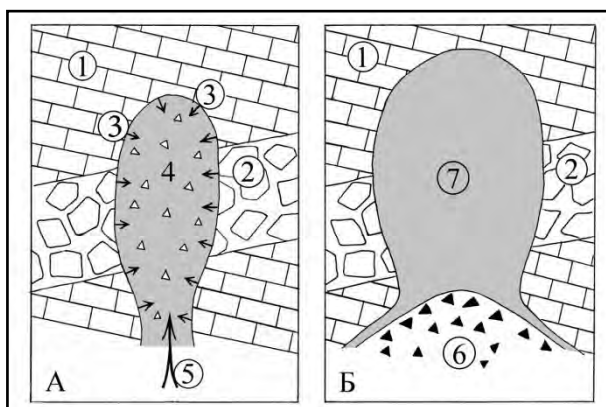


Рис. 5.2. Схема формирования вулканогенной полости в карбонатных породах: А – в процессе формирования, Б – заключительная стадия
1 – известняки, 2 – агломератовые брекчии, 3 – газ (CO₂), выделяющийся из стен образующейся камеры, 4 – флюидизированный лаво-пыле-газовый материал температурой выше 900-1000°C, 5 – направление притока магматического материала (реликт подводящего канала), 6 – тугофогенный материал; 7 – сформированная полость

5. Область разложения известняка (образно легче представить этот процесс как испарение) должна смещаться от первоначального контакта внедряющегося тела вглубь карбонатного массива. Ширина трещины возрастает, повторяя конфигурацию теплового фронта и образуя полость большего размера, чем заполненная магмой первоначальная трещина.

Значительный объём известняка разом прогреться не может, т.к. реакция эндотермическая и известняк, испуская газ с поверхности контакта и уменьшаясь при этом в объёме, остаётся относительно холодным (ниже температуры диссоциации). В качестве аналога можно рассмотреть поведение твёрдой углекислоты, известной как «сухой лёд»: на жаре, испаряясь, она остаётся холодной – температура её ниже темпе-

ратуры испарения. Поэтому выраженных термических изменений в известняках нет.

6. Сформировавшийся магматогенный флюидизат, будучи телом, нагретым выше температуры разложения карбоната кальция (за счёт брызг магмы), будет преобразовывать вмещающую его полость. Он способен вырабатывать в известняках камеры, расположение которых по высоте относительно подошвы карбонатной толщи будет контролироваться интенсивностью притока магмы, а в плане – морфологией подводящего канала и зон трещиноватости. Мы считаем, что «сгустки» раскалённой флюидизатной взвеси способны распространяться внутри пласта известняков в различных направлениях: и вниз от подводящего магматического канала, в т.ч. по его приподошвенной части, и по горизонтали, и вверх от канала (при участии раскалённой углекислоты), вырабатывая во всех этих случаях камеры в известняках.

7. Часть продуктов реакции вместе с расплывённой и застывшей магмой выбрасывается постоянно образующейся углекислотой на поверхность, часть – оседает на дно камер после окончания притока углекислоты, оставляя над собой воздушные промежутки, которые принято называть карстовыми пещерами. Экзогенными процессами продукты реакции превращаются в обогащённую железом глину.

В результате должна получиться или шапковидная камера, если подводящий канал был ограничен по длине (рис. 6.2-Б), или щелевидная галерея с куполовидным потолком. При контакте с осевшим раскалённым пирокластическим материалом, если температура его превышает порог диссоциации, возможно разложение прилегающих объёмов известняка; подобные ниши нередко наблюдаются в исследуемых пещерах над залежами глинистого материала (рис. 6.2-Б, внизу).

Процесс должен протекать до тех пор, пока не прекратится приток магмы по подводящей трещине.

На земной поверхности вблизи центров извержения должны образовываться пластовые залежи туфогенного материала. Они существуют в природе, но с большим трудом поддаются диагностике: экзогенными процессами превращаются в обычную коричневую глину, нередко принимаемую за элювиальные образования. В пределах Чикманского месторождения алмазов (Пермский край), представленного телами пирокластитов в интрузивном и покровном залегании и характеризующегося высокой закарстованностью известняков, мощность залежей туфогенного глинистого материала достигает, по результатам проводившегося ЗАО «Пермгеологическая добыча» колонкового бурения, 40-50 м.

Обязательным условием протекания флюидизатного процесса является открытость системы (по трещине или по зоне брекчирования), т.е. газы должны выбрасываться в атмосферу, оставляя давление в подземных камерах относительно невысоким, иначе реакция распада карбоната кальция прекратится. Именно этот момент – выбросы продуктов реакции на поверхность – позволяет отнести процесс близповерхностного внедрения высокотемпературной магмы в карбонатные породы к разряду *вулканических процессов*.

В конечном счёте, должны образоваться полости в известняках. Если в них после вскрытия эрозией попадёт вода, дальнейшее развитие пойдёт по классической схеме: вынос глины и, при наличии притока воды, водное растворение стен.

Важными моментами в предложенной схеме являются: а) постоянный ламинарный, а не импульсный, приток магмы по относительно тонким трещинам в реакционное пространство, б) сравнительно низкое, близкое к атмосферному, давление в образующейся подземной полости. Мы считаем, что катастрофическое (взрывное) отделение газов при подъёме к поверхности даже перенасыщенной газами магмы в принципе не может приводить к росту давления в системе. Давление газов вообще не должно превышать значение давления внутри магмы, из которой они отделились. При прорыве к поверхности газов или магмы, даже если этот процесс сопровождается разрушением вышележащих пород, давление может только падать.

Принципиальная гипотетическая схема возникновения пещерной системы в результате внедрения флюидизатного тела приведена на рис. 5.3. Она отображает наши представления о том, как наряду с крутопадающими полостями могут образовываться полости, развитые по напластованию известняков или по пологим тектоническим подвижкам, а также пологозалегающие тела интрузивных пирокластитов (туффизитов).

Разумеется, эта схема не позволяет объяснить все геологические и морфологические особенности пещер в известняках; мы лишь предлагаем при изучении пещер иметь в виду, что имеет право на существование и магматогенная гипотеза их возникновения. Сложное, а зачастую и причудливое расположение пещерных полостей вполне может объясняться непредсказуемым расположением тектонических нарушений в условиях раздвиговых подвижек земной коры, когда образуются объёмные системы первичных трещин, проницаемых для раскалённых газопылевых масс.

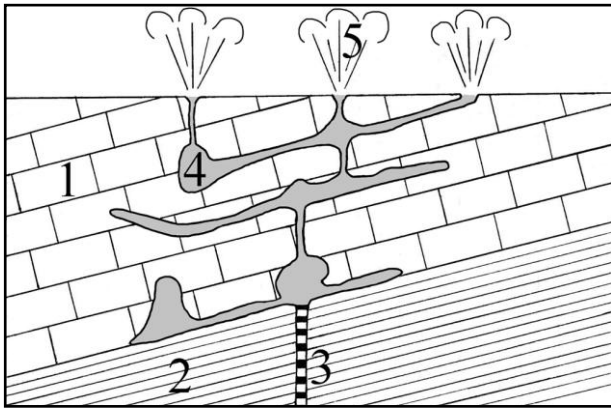


Рис. 5.3. Принципиальная схема локализации полостей флюидизатного происхождения:
1 – известняки; 2 – терригенные породы; 3 – поднимающий канал магмы основного-ультраосновного состава; 4 - полости в известняках, заполненные раскалённой флюидизатной смесью; 5 – центры извержения вулканогенного материала

Информация, указывающая на формирование туффзитов преимущественно углекислым газом, а не водой, была получена И.И. Чайковским [89] при изучении семи алмазоносных объектов Западного Урала: «Анализ газовой фазы, захваченной минералами и пирокластитами, позволил отметить следующее. Самым существенным компонентом среди флюидов является углекислый газ, на который приходится 81,6-99,9 % массы. Остальные соединения по убыванию образуют следующий ряд: CO (0,1-16,2 %), CH₄ (0,0-1,7 %), H₂ (0,0-1,7 %), N₂ (0,0-1,1 %), C₂H₂ + C₂H₆ (0,0-0,97 %)».

Предложенная нами модель образования полостей в карбонатных породах существенно расходится с предложенной А.Я. Рыбальченко, Т.М. Рыбальченко [58] моделью формирования флюидизатно-эксплозивных структур (диатрем уральского типа), предполагающей последовательное внедрение с больших глубин газовых эксплозий и последующих инъекций собственно магматического материала. Большинство исследователей, в том числе Рыбальченко и Голубева, уверены, что запускающие флюидизатный механизм газы растворены в поднимающейся из глубин магме, а при образовании тел туффзитов создаются экстремальные давления, хотя, по логике, при взрывном отделении газов давление может только падать.

Основным доводом оппонентов выдвинутой гипотезы вулканического происхождения полостей является отсутствие закарстованности известняков и доломитов, вмещающих интрузивные тела, сложенные массивными (не флюидизированными) горными породами основного состава и сопровождающиеся зеленокаменными

изменениями известняков. Здесь нет никакой ошибки. Мы считаем, что в данном случае геологами картируются выведенные эрозией на поверхность глубинные части магматических тел, где давление на момент их становления препятствовало распаду карбоната кальция. Вулканы же являются открытыми системами; выделяющийся при разложении вмещающих известняков углекислый газ (напомним, 600 м³ газа из 1 м³ известняка) неизбежно должен вспенивать поднимающуюся магму с образованием мобильной флюидизатной смеси. Не исключено, что помимо вертикальных каналов, заполненных осевшим пирокластическим материалом, после извержений в окружающих вулканический аппарат известняках остаются полости пещерного типа.

5.5. Трансформация тел пирокластитов в пещеры

Что можно считать пещерой в карбонатных породах? Крупные полости в известняках, частично заполненные глинистым материалом, несомненно, являются пещерами. Полости, не выходящие на поверхность и заполненные глинистым материалом полностью, без воздушных промежутков (по современным представлениям – палеокарстовые образования), по определению [81], пещерами не являются, однако те же полости, выведенные факторами эрозии на дневную поверхность, должны постепенно преобразовываться в пещеры в результате уплотнения и частичного выноса глинистого материала. При этом механизм образования полости – карстовый или магматогенный – принципиального значения не имеет, морфология – очевидно, тоже. В последние годы обсуждается точка зрения на пещеры как на полигенные образования [103].

Проведённые исследования позволяют сделать вывод, что первоосновой при образовании значительной части пещер Кизеловского бассейна были не зияющие тектонические трещины в массивах известняков и не трещины выветривания, а полости, образовавшиеся при внедрении интрузивных пирокластитов. Они, как выяснилось в ходе проводившихся на севере Пермского края геологических исследований, нацеленных на поиски коренных месторождений алмазов, широко распространены среди карбонатных пород Западного Урала. Параметры этих первичных каналов в известняках могут быть самыми различными. Если они очень тонкие, от первых сантиметров до десятков сантиметров, - тогда их принимают за первичные трещины или трещины выветривания [46]. Если первичные

каналы представляют собой щели шириной до нескольких метров – их считают обычными карстовыми пещерами. Существующие в иных регионах планеты огромные подземные залы до 600 м в длину и до 400 м в ширину также, скорее всего, являются первичными камерами вулканогенного происхождения. Подобные образования принято называть палеокарстовыми, придавая этому генетический смысл: якобы вначале были полости, созданные водой; затем они заполнялись пещерными отложениями (которые частично литифицировались); впоследствии отложения вымывались водой с образованием современных пещер. Осборн в коллективной работе А.Б. Климчука и др. констатирует: «Многие авторы полагают, что элементы древнего карста могут быть включены в современные пещеры, то есть в настоящее время представляют собой открытые полости и карстовые системы дренажа» [103].

Мы полностью принимаем эту точку зрения с небольшим дополнением, касающимся природы образований, именуемых палеокарстовыми. Приведённые выше (глава 4) результаты изучения состава и условий залегания брекчий с гидрослюдистым цементом, глинистого материала, заполняющего не вскрытые полости и обычных глинистых отложений пещер, наглядно демонстрируют общность состава этих образований и позволяют настаивать на их эксплозивно-флюидизатном происхождении.

Вулканогенная полость в известняках может превратиться в пещеру только в том случае, если она большей своей частью не достигает поверхности, т.е. нужна карбонатная кровля. Если же трещина, по которой происходили выбросы флюидизированной магмы, выходит на поверхность по всей своей длине, на поверхности известнякового массива может образоваться углубление, более напоминающее карстовую депрессию.

Общим моментом в морфологии исследованных объектов - пещер и вскрытых, заполненных глиной полостей - является тенденция роста их снизу, а не сверху. Повсеместно имеет место потолок, резко дифференцированный по высоте; пол же, как правило, сложен глинистыми или глыбовыми отложениями. Если же пол в пещере сложен коренными известняками, обычно можно найти пустоты на большей глубине.

По нашим представлениям, после завершения флюидизатного процесса каналы в известняках не сразу становятся пещерами в том виде, в котором мы их наблюдаем. Вначале они в значительной мере заполнены рыхловатым вулканомиктовым материалом (за исключением верхних частей, где после оседания раскалённой пыли создались крупные воздушные промежут-

ки). Существенную роль в придании этим каналам и камерам облика современных пещер играет вскрытие их – хотя бы в отдельных точках – экзогенными факторами (речными долинами, провалами кровли полостей) или зияющими тектоническими трещинами.

Если во вскрытые эрозией полости проникает лишь воздух, насыщенный влагой (а под землёй всегда есть условия для конденсации), происходит насыщение водой вулканомиктового материала. Это ведёт к его уплотнению, проседанию под действием гравитации, в результате чего над ним образуются (или увеличиваются) воздушные промежутки. Контакт с атмосферной влагой ведёт не только к механическим, но и к химическим преобразованиям. В первую очередь, это преобразование глинистых минералов и соединений железа, в результате чего цвет породы изменяется с зеленоватого на коричневый.

Наблюдения показывают, что глинистые отложения в привходовых частях пещер – там, где они, казалось бы, должны скапливаться, попадая с поверхности, – как правило, отсутствуют. Они смыты проникающими в пещеру атмосферными осадками. Напротив, в дальних частях пещер – неважно, гипсометрически ниже или выше входа в пещеру – глинистые отложения присутствуют и зачастую не несут следов водного перетолжения.

Нередко вода играет важную роль в придании каналам в известняках, заполненным продуктами выветривания туффзитов, современного облика пещер. Часть полостей в карбонатных породах при вскрытии их эрозией становится доступной для проточной воды. Если в массиве известняков есть условия для миграции воды, глина попросту вымывается из полостей в известняках и переносится к районам разгрузки (или из верхних этажей пещер – в нижние), т.е. их дальнейшее формирование идёт по сценарию, описанному Г.А. Максимовичем. Процесс выноса глины, надо полагать, протекает значительно быстрее, чем растворение известняков.

В вулканогенную модель образования пещер легко вписываются вертикальные и наклонные полости. Даже явно эрозионные карстовые полости высокогорных районов могли развиваться по первичным каналам, не всегда имеющим тектоническое или гипергенное происхождение. Сложнее дело обстоит с горизонтальными пещерами, которые при протяженности несколько километров имеют незначительные перепады высоты. Часть из них, несомненно, образовалась классическим водным путём – за счёт растворения известняка в пределах тектонически ослабленных зон. Но ряд признаков указы-

вают на возможность иного варианта образования полостей.

Субгоризонтальные пещеры иногда обнаруживают связь с речными террасами, однако связь эта, на наш взгляд, может сводиться к вскрытию пещер речными долинами и к переотложению глинистых осадков в нижних этажах пещер. Кстати, карстовые полости в окрестностях г. Кизела ещё в 30-х годах были вскрыты скважинами на значительных глубинах – до 970 м от земной поверхности [26].

В создании подавляющего большинства обследованных нами гротов вода не участвовала – ни холодная, ни в виде постмагматических глинистых растворов: отложения глины повсеместно повторяют форму свода пещер, структура её литокластическая, а на стенах пещер нет фасеток – следов водного растворения. По нашему убеждению, *гидрогеологические системы, дренирующие карстовые массивы, вторичны по отношению к образованным магмой зияющим трещинам, пещерам и шахтам.*

В общем случае вулканогенные полости не следует относить к глубинным образованиям: для протекания флюидизатных процессов более предпочтительны близповерхностные или поверхностные условия низких давлений. Гипотеза вулканогенного формирования пещер не отвечает принципу актуализма: в исторический период не зафиксировано ни одного случая формирования пещер по изложенной выше схеме; возможно, именно по этой причине гипотеза выглядит фантастично.

5.6. Взаимоотношение двух гипотез

Водная и вулканогенная гипотезы формирования пещер не исключают одна другую.

Карстовые явления, по Д.С. Соколову [79], могут развиваться лишь при наличии карстующихся горных пород, их способности пропускать воду и при наличии движущейся воды, способной растворять.

Для формирования вулканогенных полостей предполагается соблюдение также трёх

необходимыми условий: наличия горных пород, способных разлагаться при высокой температуре, наличия внедряющейся высокотемпературной магмы и протекания реакции их взаимодействия в близповерхностных условиях относительно низкого давления.

По стечению обстоятельств, карбонатные и сульфатные породы выделяются среди остальных горных пород, помимо способности к растворению, способностью разлагаться при высоких температурах с выделением больших объёмов газов (CO_2 и H_2O). Именно поэтому бывает непросто различить полости водного и магматогенного происхождения.

Выдвигаемая гипотеза формирования полостей в карбонатных породах под влиянием магматических процессов ни в коей мере не ставит под сомнение классическую теорию развития карста под действием слабых растворов угольной кислоты, которой придерживался Г.А. Максимович [46]. Речь идёт лишь о создании первичных каналов, которые впоследствии чаще всего становятся путями миграции подземных вод. Объём каналов может варьировать от узких щелевидных галерей до крупных гротов и пещер.

Автор прекрасно понимает, что затронутая в данном исследовании тема выглядит весьма спорной, что на одной чаше весов – стройная и подкреплённая математическими расчётами теория карстообразования, над развитием которой трудились многие сотни исследователей, а на другой – свежая, никем ранее не разрабатывавшаяся идея, базирующаяся на сравнительно немногочисленном фактическом материале. И всё-таки игнорировать рассмотренный выше нетрадиционный механизм образования пещер не следует: высокотемпературная магма в условиях низких давлений попросту не может не разлагать карбонатные породы, выделяя при этом огромные объёмы углекислоты. Вопрос лишь в масштабах этого явления: или находки вулканогенных пород в пещерах свойственны лишь для некоторых районов Урала и Якутии, или рассматриваемый процесс послужил первопричиной формирования большинства карбонатных пещер нашей планеты.

Глава 6

ОЦЕНКА МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПЕЩЕР С ПОЗИЦИЙ РАЗЛИЧНЫХ ГИПОТЕЗ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Отталкиваясь от теоретических представлений о водном и вулканическом происхождении пещер, попытаемся восстановить условия образования морфологических элементов, характерных для исследуемых пещер - камер округлого сечения, ряда скульптурных элементов, покрывающих стены подземных полостей, а также пещер-гигантов и некоторых других труднообъяснимых морфологических особенностей пещер.

До недавнего времени сама постановка вопроса – определение признаков водного происхождения карбонатных пещер - казалась лишённой смысла. Априорно предполагалось, что все пещеры, кроме полостей коррозийно-разрывного класса [18] и пещер лавовых потоков, имеют водное происхождение. До настоящего времени принято считать [46, 98], что пещеры, а также поноры, карстовые колодцы и шахты – современные или древние – являются каналами, соединяющими области питания и области разгрузки подземных вод (рис. 3.1, 3.3); возникновение их связывается с избирательным растворением трещин различной природы в карстующихся массивах.

Настоящими исследованиями продемонстрирована возможность иных вариантов формирования пещер. Доказано наличие в карбонатных пещерах одного, по крайней мере, карстового района силикатных горных пород вулканического происхождения (из анализа литературных источников следует, что подобные породы могут встречаться и в пещерах других регионов). Однако сам по себе факт их наличия не служит бесспорным доказательством вулканического происхождения самих пещер; лишь на основании рассмотрения совокупности морфологических свойств подземных полостей и состава заполняющих их горных пород можно сделать выводы о процессах, которые привели к образованию пещер.

В общем плане гипотетический механизм формирования вулканогенных полостей в карбо-

натных породах рассмотрен в главе 5 настоящей работы. Для того чтобы сопоставить наши представления с конкретными особенностями внутреннего строения исследуемых пещер, рассмотрим принципиальную возможность вулканогенного формирования их наиболее типичных морфологических особенностей – шаровидных и цилиндрических полостей, залежей глинистого материала с выпуклой поверхностью, характер сочетания нескольких морфологических элементов и т.д.

Далеко не во всех подземных полостях можно обнаружить явные признаки их происхождения. Часть стен исследуемых пещер закрыта карбонатными натёчными образованиями, часть – носит следы обрушений. В исследуемых пещерах явно преобладают поверхности с плавными очертаниями, на которых микрорельеф практически отсутствует, и поверхности с крупными сфероидальными углублениями.

6.1. Особенности полостей водного происхождения

Признаки карбонатных пещер водного происхождения выделить достаточно сложно, потому что принято считать: все карбонатные и гипсовые пещеры созданы водой и, исходя из этого, все морфологические характеристики любых пещер должны являться характеристиками пещер водного происхождения.

Тем не менее, следуя принципу актуализма, мы вынуждены признать, что единственными морфологическими элементами пещер (по крайней мере, из числа исследуемых), достоверно возникшими в результате водного растворения известняков, являются их фрагменты, формирующиеся в настоящее время под действием водных потоков или интенсивной капели; это

русла и борта современных подземных водотоков и карстовые колодцы.

Фрагментами исследуемых пещер, имеющими бесспорно водного происхождения, являются классические вертикальные «органные трубы», известные в пещере Два Уступа, и русло подземного ручья, протекающего в нижней части пещеры Геологов-2 (не гроты, по которым протекает ручей, а непосредственно борта и русло ручья).

Важную информацию о происхождении полостей несёт скульптура поверхности их стен в тех случаях, когда они не закрыты карбонатными натёками. В результате длительного контакта с водой на карстующихся породах образуются своеобразные углубления, – карры и «фасетки».

Карры, по В.Н. и Г.Н. Дублянским, – «...коррозионные микро-, реже макроформы карстового рельефа (борозда, жёлоб, ячейка, лунка), образующиеся на горизонтальной, наклонной или вертикальной обнажённой поверхности карстующихся пород или под почвенным покровом» [18]. Они, в общем случае, наиболее характерны для обнажённых участков плато, сложенных известняками. Глубина карров может варьировать от первых сантиметров до десятков метров.

Фасетки, являющиеся одной из разновидностей карров, представляют собой мелкие, шириной до 5 см, углубления на поверхности известняка или гипса обычно асимметричной, овальной формы. Они покрывают борта и дно современных поверхностных и подземных водотоков, дренирующих карбонатные и сульфатные породы, и стены карстовых колодцев, создавая своеобразный мелкоячеистый рельеф поверхности.

По свидетельству опытного пермского спелеолога С.С. Евдокимова, имеющего большую практику исследования пещер с аквалангом, стены затопленных водой, проточных карбонатных пещер повсеместно имеют фасетчатую скульптуру, напоминая, по его образному сравнению, «мороженное, которое кушали столовой ложкой». Фасетки под водой отмечались везде – на стенах и потолках гротов и галерей, а также в затопленных непроточных «органных трубах».

В пещере Геологов-2 фасетки порывают русло и борта подземного ручья, протекающего на глубине 120 м (рис. 6.1); гипсометрически выше, вплоть до входа в пещеру, следов водного растворения известняка на стенах пещеры нет.

Фасетки не всегда являются отражением турбулентности потока; доказательство тому – фасетки на стенах карстовых колодцев, в кото-

рых наблюдается активная современная капель (рис. 4.2.136, -141), и в затопленных непроточных полостях. Наглядным примером сочетания карров (желобков) и фасеток является скульптура стен старой (привходовой) части пещеры Геологов-3 (рис. 6.2), в доисторическое время претерпевшей кратковременное полное затопление.

Несколько иначе выглядят следы водного растворения известняков, слагающих стены пещеры Бойцовская, расположенной в известняках возле г. Екатеринбурга. На снимках, предоставленных спелеологом Е. Цурихиным (рис. 6.3, 6.4), мелких фасеток нет; тем не менее, современный облик пещеры обязан, несомненно, водному растворению известняков. Скорее всего, в происхождении пещеры были задействованы три фактора. Первичная полость, судя по обилию обломков лимонитизированных силикатных пород в русловых отложениях, могла сформироваться по вулканогенному сценарию. Второй этап формирования полости – вынос сформировавшегося по пирокластике глинистого материала. Третий этап – растворение известняка в условиях спокойного гидродинамического режима; полость была в течение длительного времени полностью залита водой, о чём свидетельствует наличие выступающих из стен ядер ископаемых окаменелостей (рис. 6.4) и тонких терригенных прослоев, которые при динамическом водном режиме, несомненно, были бы разрушены.

В ходе третьего (современного) этапа происходит растворение незначительных объёмов известняка современными водными потоками, имеющими незначительный дебит; в нижней части рис. 6.3, непосредственно над русловыми отложениями, в известняке водой сформирована горизонтальная ниша.

Русловые отложения на дне подземного водотока представлены галечником, состоящим преимущественно из обломков лимонитизированных пород, отсутствующих в известняках. Очевидно, они возникли при размыве заполнявших пещеру глинистых отложений, обогащённых соединениями железа; возможно, первоначальная полость, по которой сформировалась пещера Бойцовская, имела вулканическое происхождение.

О распространённости следов растворения в исследуемых пещерах. В исследованных пещерах суммарная площадь стен, покрытых фасетками, не превышает, по приблизительной оценке, 1-2 %.

Отмечена отрицательная связь между наличием фасеток и глинистых отложений пещер. Это и естественно: с одной стороны, в руслах подземных ручьёв присутствует гравийно-

галечный материал, а глина полностью вынесена потоками; с другой стороны, на участках стен, расположенных ниже поверхности глинистых отложений, повсеместно отсутствуют каверны водного растворения; нет на них и натёчных образований. Показательно сравнение стен упомянутой выше привходовой (наиболее высокой) части пещеры Геологов-3, несущей следы интенсивного водного растворения (рис. 6.2), с поверхностью стен относительно недавно раскопанного в ней (сквозь залежь глинистого материала) прохода в новую часть пещеры, расположенного гипсометрически ниже области распространения фасеток (рис. 6.5).

Этот новый проход в известняках отличается исключительной гладкостью стен – на них нет признаков водного растворения; примечательно также отсутствие избирательного растворения по редким трещинам в известняке. Данный пример является надёжным свидетельством того, что водное растворение известняка происходило после формирования самой полости (включая крупные формы – «рёбра») и после формирования залежи глинистого материала.

Значительно шире, чем в карбонатных пещерах, фасетки распространены в пещерах сульфатного карста, где растворяющая роль воды в образовании полостей не вызывает сомнения [48].

Напрашивается важный вывод: *наличие фасеток не является прямым доказательством водного происхождения подземных полостей, они – лишь макияж на стенах пещер, свидетельствующий о том, что по отдельным участкам пещер ранее протекала вода. Отсутствие фасеток должно свидетельствовать о том, что полости образованы иным, не водным путём.*

6.2. Связь полостей с трещиноватостью известняков

В общем случае роль тектонических структур в распределении форм подземного карста не подвергается сомнению, её признают практически все исследователи. В частности, В.Н. Катаев отмечает: «... практически все подземные формы карста начинают свое развитие с трещинной стадии»; связь эта доказана многочисленными примерами [29].

Наиболее простой и очевидный вариант водного механизма формирования пещер рассмотрен Г.А. Максимовичем (рис. 3.1). Согласно ему, вода мигрирует в толще карстующегося

массива по системам тектонически ослабленных зон, растворяя известняк и создавая наиболее крупные полости на участках наиболее интенсивного водообмена – в зонах горизонтальной циркуляции. Было бы естественно предположить, что русла подземных водотоков при этом должны углубляться, а в кровле сформированных таким образом пещер ввиду понижения базиса эрозии должны оставаться трещины небольшой мощности, сформированные на ранних стадиях развития полостей. Подобные полости характерны для гипсового карста [48]; примером данной ситуации служат галереи расположенной в Архангельской области гипсовой пещеры Северная Венеция (рис. 6.6).

Увы, на исследуемой территории подобных пещер не выявлено: потолки большинства галерей имеют куполообразную форму и резко изменчивую высоту (создаётся впечатление, что полости «растут снизу»). Достоверных примеров размыва узкой трещины до размеров подземной галереи не установлено; более того, обычно не наблюдается избирательного растворения известняка по трещинам, секущим стены пещер, и даже по зонам дробления. В восточной части Виашерской пещеры одна из небольших галерей пересекает трещиноватые известняки, которые правильнее было бы назвать карбонатной брекчией (рис. 6.7); налицо обрушение брекчий в сформированную ниже небольшую полость, но признаков растворения брекчий нет.

Наблюдения приводят к мысли, что процесс, формировавший исследуемые полости, был наложен на массивы карбонатных пород и при этом практически не имел связи с зонами повышенной тектонической трещиноватости. В пещерах нередко отсутствует зависимость формы полостей от расположения трещин; трещины могут отсутствовать в кровле галереи (рис. 4.6.10) и в то же время рассекать стены рядом, в двух метрах от середины галереи (рис. 4.6.11). Нередки случаи, когда трещины присутствуют на локальных выступающих участках стен, тогда как рядом, на вогнутых участках, их нет. По осевым направлениям полостей наблюдается в лучшем случае единичная тонкая трещина.

В исследованных куполовидных гротах и галереях с куполовидными потолками выделяются два типа трещин.

Трещины первого типа – обычные прямолинейные тектонические трещины, или группирующиеся в системы кливажа, или достаточно равномерно, бессистемно распространённые в массивах любых горных пород. Они сформировались в карбонатных породах до образования

пещерных полостей. Для трещин не характерно ни избирательное растворение по ним, ни ожелезнение.

Характерной особенностью типичных для исследуемых пещер морфологических элементов - куполовидных потолков, лабиринтов, червеобразных «органных труб», «меандров» - является отсутствие отчётливой связи с тектонической трещиноватостью. В качестве примеров можно упомянуть потолки и стены пещер Большая Махнёвская (рис. 6.8), Усьвинская (рис. 6.9), Геологов-2 (рис. 6.10).

Тектоническая трещиноватость проявлена в любых горных породах, в том числе и известняках, практически повсеместно. Наличие над известняками обогащённого гумусом почвенно-растительного слоя (местами отделённого от известняков пластом коричневого глинистого материала), предполагает, по Л. Якучу [98], корродирование поверхности известняков с образованием карров. Однако карры в скальных выходах известняков на территории Пермского края, как правило, отсутствуют.

Процесс, формировавший исследуемые полости, не способствовал расширению подавляющего большинства тектонических трещин. Глубина канавок, образовавшихся по ним, не превышает 1-2 см, и она существенно не меняется в пределах крупного участка стены.

Трещины второго типа. Замечено, что в осевых частях продолговатых эллипсоидных камер (рис. 4.1.76), в потолке линейных пещерных галерей и в осевых частях щелевидных галерей-«меандров» (рис. 6.11) нередко имеют место единичные тонкие, нередко извилистые, ожелезнённые осевые трещины; нередко они симметрично делят камеры на две части (рис. 4.3.68, 6.12). Встречаются они значительно реже. Избирательного растворения по трещинам второго типа не наблюдается, - напротив, поверхности стен овальных камер обычно ортогональны плоскостям трещин. В то же время было бы опрометчиво полностью отрицать генетическую связь между данными камерами и трещинами.

Подобные трещины встречены также в пещере Два Уступа – как без связи со сферическими полостями (рис. 4.2.159), так и на продолжении гнёзд глинистого материала в известняке (рис. 4.2.140, -142). Они заполнены железисто-глинистым материалом брекчиевой текстуры.

Предположительно, осевые трещины, секущие овальные камеры, являются реликтами подводных каналов, по которым флюидизированная лаво-газовая смесь проникала в пространство, преобразовавшееся в пещерную полость.

Более широкие части трещин уничтожены процессом, формировавшим полость.

Характерной особенностью трещин второго типа является сопутствующее им ожелезнение, что вполне объяснимо, если допустить распространение по трещинам раскалённого высокожелезистого материала. Иногда форма полости наследует в общих чертах конфигурацию трещины (рис. 6.11).

6.3. Скульптурные элементы исследуемых полостей

Исследуемые пещеры представляют собой разветвлённые трёхмерные системы ходов и гротов, не имеющие отчётливой связи с современными или древними гидрогеологическими системами; нередко они представляют собой мешкообразные полости, в которых невозможна циркуляция воды.

Часть стен исследуемых пещер закрыта карбонатными натёчными образованиями, часть – носит следы обрушений. Явно преобладают поверхности с плавными очертаниями, на которых микрорельеф практически отсутствует, и поверхности с крупными сфероидальными углублениями.

К числу морфологических особенностей, исключающих водный механизм их формирования, по мнению автора, следует отнести:

- отсутствие однозначной связи формы полостей с зонами трещиноватости;
- отсутствие каналов промежуточного сечения - средних между волосовидными трещинами и пещерными ходами;
- отсутствие на стенах и потолках пещер фасеток, являющихся следами водного растворения;
- плавные очертания отдельных элементов полостей;
- ровную, гладкую поверхность стен пещер и наличие на ней корочек ожелезнения;
- наличие крупных вогнутых сферических элементов, в т.ч. куполовидных потолков;
- резкую изменчивость высоты потолка галерей;
- наличие червеобразных «органных труб»;
- существование тупиковых камер, исключающих активное перемещение водных масс;
- наличие резких, с закруглениями радиусом 1-2 см, переходов между различными морфологическими элементами полостей;

- отмеченные в ряде случаев резкие расширения нижних частей галерей над коническими залежами глинистого материала;

- отсутствие избирательного размыва обнажающихся в стенах пещер тел агломератовых брекчий с вторичным гидрослюдистым цементом;

- холмистая, в общих чертах наследующая форму кровли поверхность залежей глинистого материала; в узких галереях представляющая собой острый гребень, вытянутый вдоль прохода;

- экзотические особенности: существование пещер-гигантов и пещер, заполненных кимберлитами, а также встречаемость крупных полостей в кимберлитах, выполняющих диатремы.

Отмечено, что полости, имеющие плавные, сферические очертания и гладкую поверхность стен, всегда древнее обвальных полостей и пещер со следами водного растворения, - видимо, поэтому исследователи часто называют их «древним карстом».

Среди перечисленных морфологических признаков нет ни одного, прямо указывающего на их отношение к вулканическим процессам. В то же время эти признаки противоречат существующим представлениям о водном (гипергенном или гипогенном) происхождении полостей, а формальных препятствий тому, чтобы объяснить их возникновение процессом термического разложения карбоната кальция, нет.

Отталкиваясь от теоретических представлений о вулканическом происхождении пещер, попытаемся восстановить условия образования ряда скульптурных элементов стен подземных полостей, камер округлого сечения, пещер-гигантов и некоторых других труднообъяснимых морфологических особенностей пещер. Рассмотрим наиболее существенные из перечисленных особенностей полостей.

6.3.1. Сфероидальные морфологические элементы

6.3.1.1. Примеры сфероидальных полостей

Куполовидные потолки гротов и галерей, наклонные и червеобразные «органные трубы», вогнутые полусферические скульптурные элементы на стенах весьма характерны для исследуемых пещер. Эти морфологические элементы, наряду с законченными шаровидными гротами, принято считать гидротермокарстовыми образо-

ваниями. Краткий обзор существующих гипотез формирования шаровидных камер содержится в главе 3; там же приведены доводы, исключющие, по мнению автора, возможность гидротермокарстового происхождения пещер Кизеловского каменноугольного бассейна. Главный довод – поверхности сферических углублений не покрыты фасетками.

Примерами гротов, близких по форме к шаровидным камерам, являются гроты Куполок (рис. 4.1.76) и Сухой (рис. 4.1.77, -78) Усьвинской пещеры, некоторые гроты пещер Виашерская и Геологов-2, небольшой грот в Вёлсовской пещере (север Пермского края), гроты пещеры Сюзь на реке Чикман. Куполовидные своды имеют галереи большинства изученных пещер.

Грот Эхо в Мариинской пещере обладает правильной яйцеобразной формой. Форма грота такова, что звук в нём затихает в течение 8 секунд даже в том случае, если источник звука находится вне грота. Подобные камеры априорно относят к *гидротермокарстовым*, однако никаких следов гидротермальных процессов ни в пещере, ни в прилегающем массиве известняков не встречено.

Значительно чаще, чем шаровидные гроты, в пещерах встречаются поверхности стен и потолков галерей и гротов, покрытые крупными полусферическими углублениями (рис. 6.13, - 14, -15).

Предлагаемые гидрогеологами механизмы формирования сферических элементов, возможно, и имеют место в природе, но в случае с изучаемыми пещерами выглядят недостаточно обоснованно хотя бы потому, что на стенах полостей отсутствуют фасетки водного растворения, которые должны возникать вне зависимости от температуры растворов.

В работах предшественников при анализе возможных условий формирования подобных (отнесённых к разряду гидротермокарстовых) полостей недостаточно освещёнными оставались два вопроса:

а) почему форма полостей, сформированных водой при температуре выше 20°, должна принципиально отличаться от формы полостей низкотемпературного растворения;

б) каким образом первичный трещинный канал, - структурный элемент, существование которого не оспаривается при любом механизме формирования полостей, - может трансформироваться в шаровидную или трубообразную полость.

Незначительные по размерам (10-20 см в поперечнике) сфероидальные скульптурные элементы, имеющие плавные очертания, сосредото-

чены в верхнем экзоконтакте тела агломератовых брекчий, расположенного в Главной галерее Российской пещеры (т.н. 7124). Здесь очевидна их связь с брекчиями (рис. 4.8.13). Ни известняк, ни брекчии не испытывали здесь растворяющего или динамического воздействия водных потоков, несмотря на то, что для Главной галереи весьма характерны выступающие из стен на 10-20 см полочки («рёбра»).

6.3.1.2. Гипотетические механизмы формирования сфероидальных морфологических элементов

Некоторые из существующих гипотез водного механизма формирования шаровидных полостей рассмотрены выше, в гл. 3.3. Ввиду того, что на поверхностях сферических элементов обычно отсутствуют фасетки, являющиеся следами водного растворения, эти гипотезы нельзя назвать безупречными. Вариант вулканогенного формирования шаровых камер и трубообразных каналов представляется более убедительным по двум причинам:

- во-первых, можно считать доказанным существование в пещерах вторичных глинистых образований, по своему составу и структурно-текстурным особенностям отвечающих изменённому вулканическому щёлочно-основного состава;

- во-вторых, температура расплава щелочных базальтоидов, превышающая, как правило, 1000°C, достаточна для термической диссоциации карбоната кальция.

Логично предположить, что полученная в пещерах информация не противоречит теоретическим представлениям о возможном протекании процесса диссоциации карбонатов.

Принцип формирования сферических полостей проиллюстрирован рис. 5.2. Форма полостей, если допустить возможность их вулканического происхождения, должна соответствовать конфигурации теплового фронта внедряющегося тела, размеры – длительности и интенсивности притока магматического материала. Отложение исландского шпата или рудных минералов (их принято считать индикаторами, указывающими на гидротермальное происхождение самих полостей) может, в принципе, происходить и в полостях, сформированных холодной водой, - если в них попадут гидротермальные растворы, и в полостях вулканического происхождения. Более достоверным диагностическим признаком протекания гидротермальных процессов послужит наличие подводящих каналов жильного типа.

В исследуемых пещерах, несмотря на наличие шаровидных камер, не выявлен жильный материал карбонатного состава, который мог бы послужить прямым доказательством протекания гидротермальных процессов.

6.3.2. Сочетание нескольких морфологических элементов

Долгое время не находила логического объяснения обычная для исследуемых пещер особенность, выражающаяся в характере сочетания подземных ходов большого и малого сечения, сферических углублений на стенах пещер, а также сочетания щелевидных галерей с шаровидными гротами. Зачастую переход этот очень резкий, радиус закругления углов составляет первые сантиметры (рис. 4.1.76, 6.14, 6.16, 6.18). Подобные переходы весьма обычны также для краевых частей округлых ниш и «органых труб», отпочковывающихся от основного хода.

С позиции водной теории формирования пещер объяснить такое сочетание не удаётся; водный поток, какими бы гидродинамическими характеристиками и температурой он не обладал, неизбежно сгладил бы грани. Следы турбулентности водного потока и фасетки на стенах отсутствуют, тем более что ходы малого сечения зачастую представляют собой тупиковые ответвления.

Сочетание подобных скульптурных элементов объяснимо наложением различных фаз внедрения раскалённого пирокластического материала. Предполагаемая схема такова (рис. 6.17): полость малого сечения в карбонатах, образовавшаяся в результате ранней фазы внедрения флюидизированного материала и заполненная продуктами реакции, подновляется внедрением раскалённой лаво-газовой смеси последующей фазы, которая разлагает дополнительные объёмы известняка, частично ассимилирует продукты ранней фазы внедрения. Лаво-газовая смесь не проникает повсеместно в уже заполненные пирокластикой полости, «срезая» их; при этом на поверхности известняка образуются резкие грани между морфологическими элементами.

После аргиллизации рыхлого пирокластического материала и уплотнения (или вымывания водой) образовавшихся из него глин в верхних частях магматогенных камер образуются воздушные промежутки (то, что мы называем пещерами) с резкими переходами между полостями различного сечения и ориентировки.

Подобным образом могла, к примеру, сформироваться ниша, изображённые на рис. 4.2.137, 4.2.161, 6.15. С ними можно отождествить правую часть схемы, изображённой на рис. 6.17, - Схемы формирования полусферических углублений в результате нескольких последовательных фаз внедрения пирокластического материала; цифрами на схеме отображены:

1 – известняк; 2 – направление внедрения магматогенного материала; 3 – полость (заполненная пирокластическим материалом), сформированная первой фазой внедрения; 4 – полость, сформированная второй фазой внедрения; 5 – пирокластический материал первой фазы, ассимилированный пирокластическим материалом второй фазы; 6 – окончательный контур полости; 7 – резкие углы между округлыми морфологическими элементами.

Пирокластический материал ранних фаз внедрения был, по-видимому, достаточно плотным: ниша на рис. 4.2.161 наклонена в сторону галереи, и всё же глина (вторичная глина, развитая по пирокластике) в ней сохранилась.

Выше ниши залегает линза известняковой брекчии с глинистым цементом; обломки, образующие брекчию, срезаны заподлицо со стеной галереи (что немислимо при водном варианте её образования) процессом, формировавшим галерею, - мы полагаем, вулканогенным.

Типичным результатом проявления нескольких фаз внедрения вулканогенного материала в карбонатные породы является формирование пещер лабиринтового типа, к примеру – Виашерской и Мариинской (рис. 6.3.1, 6.6.1). В них на относительно небольшой площади наблюдается сочетание галерей различного сечения, крупных гротов, шаровых камер, «органических труб» и прочих морфологических элементов. Предполагается, что полости малого сечения в лабиринтах не являются «отростками» крупных полостей, а образуются до их формирования.

Сочетание крутопадающей, резко выклинивающейся трещины и камеры с элементами сфероидальности продемонстрировано снимком из пещеры Медвежья (рис. 4.5.15); сочетание извилистого «меандра», в стенах которого присутствуют полусферические элементы, и узкой трещины в его верхней части приведено на снимке из пещеры Российская (рис. 6.18).

Острые углы между морфологическими элементами отмечены также в пещере Бойцовой (рис. 6.3, верхняя часть), стены которой несут следы водного растворения. Наличие их не позволяют сделать вывод о водном происхождении подобных форм в исследуемых пещерах. Более вероятно, что в затопленной пещере вул-

каногенного происхождения равномерное растворение известняка лишь подновило сформированные ранее крупные скульптурные элементы.

6.3.3. Представления о трансформации линзовидного канала

Ситуация, когда шаровидная полость рассечена единичной трещиной по своей осевой части, вполне отвечает гипотезе вулканогенного формирования полости. Вулканогенные полости, так или иначе, должны иметь связь с трещинами, по которым происходил подъём лавы или лаво-газовой смеси, и с трещинами, по которым продукты реакции могли бы выбрасываться на поверхность. Раскалённая лаво-газовая смесь, образовавшаяся на месте расширения трещины второго типа, или подымавшаяся по ней снизу, будет разлагать объёмы известняка во все стороны от первичного канала - как по бокам трещины, так и в направлении её выклинивания, формируя полость по изотерме диссоциации карбоната кальция. Заполненная флюидизированной лавой линейная трещина будет расширяться параллельно своим стенкам, образуя щелевидную полость, а линзовидный магматический канал под воздействием теплового фронта преобразуется в трубообразный канал или шаровидную полость.

Принцип трансформации линзовидного вулканического канала в овальный отображён на рис. 6.19, где цифрами обозначены: 1 – известняк; 2 – первичная магмаконтролирующая трещина; 3 – первоначальный контур внедрившегося магматического расплава; 4, 5, 6 – стадии роста полости, заполненной раскалённым флюидизированным магматическим материалом.

Одинаково высокая температура в различных частях канала, обеспечиваемая активным газодинамическим режимом, должна вызывать относительно равномерное разложение известняка во всех направлениях с образованием плавных куполообразных форм. Форма образующейся камеры будет подчинена трём параметрам – форме первоначальной трещины, степени однородности известняков и конфигурации теплового фронта вокруг внедряющегося тела, а размеры – длительности притока магматогенного материала. Постоянно притекающие порции магмы, преобразуясь в раскалённую флюидизатную смесь, будут создавать всё новые объёмы полости, образующейся в ходе реакции, и частично заполнять их – и так до тех пор, пока приток её не прекратится. Контур формирующейся полости в

известняках стремится от линзовидного к изометричному, подчиняясь конфигурации теплового фронта (линиям изотерм). Размеры образующейся полости должны значительно превышать ширину канала, по которому первоначально проник магматогенный материал, и в стенах камеры в лучшем случае остаются лишь выклинивающиеся фрагменты первоначальных трещин. Полное отсутствие следов трещин на стенах куполовидной камеры объяснимо термическим разложением объёма известняка, превышающего контур первоначального канала.

Необходимым условием поддержания флюидизатного процесса и, следовательно, формирования полости является открытость системы: диссоциация карбоната кальция возможна лишь в условиях относительно низкого давления. Следовательно, при образовании пещеры газы вместе с другими продуктами реакции по трещинам или по зонам брекчирования должны были прорываться на дневную поверхность: в шаровидных камерах – по сквозной трещине, послужившей подводящим каналом, в полостях вытянутой формы – по новообразованному каналу (галерее или выходящей на поверхность «органической трубе»).

Наличие в пещере червеобразных «органических труб» (не вертикальных, сформированных капелью), как и шаровых камер, является, по нашему убеждению, весомым свидетельством в пользу магматического происхождения пещеры в целом.

Большинство трещин, обнажающихся в стенах и купольных частях исследованных пещер, отпрепарированы, срезаны под крутыми углами к поверхности стен процессом, формировавшим полости; вода по ним если и просачивалась, то в незначительных количествах, создавая при этом натёчные образования. Наглядным примером полости, которая могла сформироваться по изложенному выше сценарию, служит узкий проход между Старой и Новой частью пещеры Геологов-3 (рис. 6.5).

6.3.4. Расширения полостей над залежами глинистого материала

Своеобразными морфологическими элементами, не связанными с растворением известняков (на стенах отсутствуют фасетки), являются резкие расширения нижних частей галерей непосредственно над выпуклыми залежами глинистого материала. Они отмечены, в частности, в галерее Метро Виашерской пещеры (рис. 4.3.69 –

внизу снимка, слева), в Северо-Западной галерее Усьвинской пещеры, в пещере Сюзь на р. Чикман (рис. 6.21) и в ряде других мест. Возможный вариант формирования подобных элементов, вытекающий из гипотезы вулканогенного происхождения полостей, изображён на рис. 5.2. Он выполнен при условии, что в нижней части образовавшейся полости образовался конус, сложенный осевшей из лаво-газовой смеси пирокластикой, имеющей температуру выше 900-1000°C; известняки на контакте с ней не могли не разлагаться.

Данная ситуация с позиции вулканогенного происхождения пещер выглядит совершенно естественно: внедряющее тело должно содержать количество энергии, необходимое для поддержания реакции диссоциации. При меньшем количестве энергии она рассеется во вмещающих породах.

Мелких, диаметром первые десятки сантиметров, трубообразных полостей вне связи с более крупными полостями практически не встречается (полости, изображённые на рис. 6.16 и 4.2.5 – скорее, исключение). Существует некое минимально допустимое сечение полости, меньше которого их практически не существует. В пределах обширных обнажений известняков изредка встречаются пещеры сечением 1 м и более, но мелких ходов нет, хотя по логике – при водном растворении известняков, казалось бы, должна наблюдаться обратная картина: на одну крупную полость должно приходиться несколько мелких.

Примечательно, что шаровидные ниши и тупиковые «органические трубы» ориентированы, как правило, вверх от более крупной полости, в стенах которой они расположены; создаётся впечатление, что они развивались снизу вверх. Именно эта их особенность породила конденсационную гипотезу их формирования, предложенную Ю.В. Дублянским [25]. Однако подобная их ориентировка не противоречит и вулканогенной гипотезе формирования, попутно объясняющей и наличие острых углов при сочленении шаровидных элементов, и наличие в шаровидных камерах отложений глинистого материала без признаков слоистости.

6.3.5. О формировании «рёбер» на стенах пещер

Стены некоторых подземных галерей покрыты пологими линейными углублениями и расположенными между ними полочками, «рёб-

рами», вытянутыми преимущественно вдоль общего погружения галереи. Многие исследователи, в том числе Л. Якуч [98], считают их следствием вариации интенсивности подземного потока, обусловленной сезонными паводками (рис. 6.21).

В гипсовых пещерах связь сечения подземных галерей с интенсивностью водных потоков во многих случаях несомненна. Скульптура стен может отражать как грубые вариации гидродинамического режима (рис. 6.22), так и незначительные изменения скорости и растворяющей способности подземных вод, ведущих к образованию тонких субгоризонтальных скульптурных элементов (рис. 6.23). Подобных скульптурных элементов в исследуемых карбонатных пещерах нет.

Однако «рёбра» могут иметь иное происхождение – отражать вариации физических свойств карстующихся пород. В пещере Киндерлинская (Башкортостан, западный склон Урала), расположенной в толще тонкослоистых известняков, автором наблюдалась отчётливая связь выступов стен со слоистостью пород (рис. 6.24).

Известняки, в которых находятся исследуемые пещеры, значительно более однородны. Тем не менее, стены пещер Большая Махнёвская и Российская, большая часть которых представлена узкими, высокими щелевидными галереями «меандрового» типа, и фрагменты некоторых других пещер покрыты симметрично выступающими из обеих стен полочками, «рёбрами».

На несостоятельность гипотезы водного происхождения «рёбер», описанных в карбонатных пещерах Пермского края, указывают следующие факты:

1. На стенах пещер, покрытых «рёбрами», отсутствуют, как правило, фасетки, возникающие при водном растворении известняков.

2. В пещере Большая Махнёвская зафиксирован случай, когда пологая зона трещиноватости (Аз. 265° , угол 18°) занимает секущее положение относительно протяжённых углублений на стене (Аз. 85° , угол 10°), не подвергаясь избирательному размыву (рис. 6.25).

3. «Рёбра» широко распространены на стенах галерей пещеры Российская. Помимо того, что на поверхности «рёбер» отсутствуют следы водного растворения, встречены секущие «рёбра» цилиндрические каналы, явно более древние по отношению к «рёбрам»; края каналов не сглажены водными потоками (рис. 6.16). Подобный канал также отмечен в обнажении агломератовых брекчий пещеры Два Уступа (рис. 4.2.5), где он расположен ниже тела брекчий.

4. На поверхности «рёбер», покрывающих стены Главной галереи Усвинской пещеры, повсеместно сохранились фрагменты корочек ожелезнения (рис. 4.11.4), большей частью растворённых в ходе временного затопления пещеры (при котором образовался прослой песчаника в т.н. 7106). Корочки покрывают известняк, не несущий следов растворения.

Приведённые примеры позволяют утверждать, что «рёбра» (как и прочие части пещерных стен, на которых они расположены) сформировались не в результате водного растворения известняка.

6.4. Характер обнажённости тел брекчий в стенах пещер

Одним из важнейших доказательств неучастия водных потоков в формировании исследуемых пещер служит отсутствие избирательно размыва тел брекчий с гидрослюдистым цементом зеленоватого цвета, обнажающихся в стенах подземных галерей и характеризуются крайне низкой прочностью. Примерами служат коренные выходы брекчий в наклонных галереях пещер Геологов-2 (т.н. 9 - рис. 4.4.3, -4), Российская (т.н. 7124 - рис. 4.7.15, -17), Виашерская (т.н. 7037) и в ряде других мест.

Напротив, отмечены случаи, когда обломки известняков, входящие в состав брекчий, были отпрепарированы в одной плоскости с цементом брекчий и со стенами пещер, сложенными вмещающими монолитными известняками (рис. 4.2.161, 4.6.15). Для водного механизма формирования полостей, неважно – гипергенного или гипогенного, – подобная ситуация недопустима, однако она не противоречит вулканогенной гипотезе.

Очевидно, что монолитный известняк и секущие его брекчий с гидрослюдистым цементом (содержащие обломками известняка) при формировании вулканогенной полости нагревались до одной и той же температуры. Вмещающий известняк и обломки известняка в составе брекчий разлагались в соответствии с положением теплового фронта, при этом обломки, составляющие брекчию, могли быть «срезаны» заподлицо с остальной стеной, что нередко и наблюдается; цемент же брекчий не претерпевал диссоциации и разрушался лишь механически в ходе флюидизатного процесса. Очевидно, что при любом водном (гипергенном или гипогенном)

сценарии формирования пещер сохранение в их стенах тел брекчий невозможно.

6.5. Морфология зон околоскарстовых изменений

Обследованные уральские пещеры находятся в плотных микро- и мелкокристаллических известняках, реже – в брекчиевидных известняках. Замечено, что известняки и доломиты, слагающие стены пещер, являются породами визуально более крепкими и крупнокристаллическими по сравнению с породами на удалении от входа. Стены карстовых полостей в известняках, брекчиевидных известняках и доломитах в непосредственной близости (первые метры) от выхода на поверхность (рис. 6.26, -27), а также стены карстовых ниш, являющихся вскрытыми эрозией гrotами, гораздо менее подвержены процессам выветривания, чем поверхности обнажений вблизи пещер. Более того, если брекчиевидность карбонатных пород в скальных выходах у входа в пещеру заметна совершенно отчётливо, то в стенах пещер в их привходовых частях она не заметна вообще – стены пещер гладкие, без углублений по трещинам. Эта особенность имеет место в любой уральской пещере, пример тому – входы в Мариинскую пещеру.

Наглядный пример увеличения прочности стен пещерных ходов относительно прочности пород карстующегося массива в целом приведён Г.А. Максимовичем (со ссылкой на А.А. Дубянского, 1937). Цитируем: «В районе Старого Оскола карьеры в мелу туронского яруса вскрывают разнообразные карстовые формы различной величины. Некоторые карстовые полости имеют грушевидную форму, причём суженная часть обращена книзу. ...В других карстовых полостях в днище и стенках мел превращён в плотный мраморовидный известняк, а на дне наблюдаются куски меловой брекчий.

...С карстовыми явлениями А.А. Дубянский связывает образование останцов мела – так называемых «див». При выветривании мела, в котором находилась карстовая полость, и при разрушении последней дольше сохраняются стенки из мела, превращённого в известняк. Поэтому среди современного мелового рельефа можно встретить причудливые формы выветривания мела с «останцами» в виде столбов. ...Таковыми свидетелями карстовых явлений А.А. Дубянский считает наблюдающиеся на берегу Дона, вблизи устья Тихой Сосны, в районе Дивногорья «дивы». «Дивы» имеют вид столбов вы-

сотой до 6 м. Поверхность их неровная, изъеденная, со следами коррозии. Сложены они мелом туронского яруса. Мел с поверхности перекристаллизован и представляет тонкую корочку кристаллического известняка (А.А. Дубянский, 1937)» [47].

Возможно, под действием заполняющих карстовые полости вод и может происходить перекристаллизация мела, но гораздо чаще перекристаллизацию карбонатов связывают с высокотемпературным воздействием на них.

В стенах некоторых пещер отмечаются эллипсоидные стяжения кремня, не свойственные стратиграфическим подразделениям, в которых находятся пещеры. Не исключено, что они могут являться аналогами зон изменения, описанных в экзоконтактах тел туффзитов [32].

6.6. Пещеры-гиганты

К числу морфологических особенностей полостей в известняках, не отвечающих классической водной теории их образования, следует отнести существование гигантских подземных залов. Приведём, по данным В.Н. и Г.Н. Дублянских [18], несколько примеров:

- в пещере Лубанг Насиб Багус (Малайзия), находится самый крупный в мире подземный зал длиной 700 м, максимальной шириной 450 м и высотой в среднем 100 м; он имеет площадь 167 тыс. м² (26 футбольных полей) и объём более 25 млн. кубометров (рис. 6.28);

- пещера Сон Донг (центральный Вьетнам) имеет длину 6,5 км при ширине 200 м и высоте 150, до 250 м;

- зал Торка дель Карлиста (Испания) имеет площадь 76,6 тыс. м²;

- зал Верна в пещере Пьер-Сен-Мартен (Пиренеи), площадь его равна пяти футбольным полям.

Сомнительно, что все эти колоссальные полости могли быть выработаны водой. На стенах крупнейших в мире залов, в том числе подводных, нет уровней стояния воды или они проявлены незначительно; конфигурация крупных полостей в целом не зависит от формы подземных озёр, если они есть.

Пещера Лубанг Насиб Багус представляет собой непроточную полость с относительным превышением до 500 м. Совершенно очевидно, что её конфигурация (рис. 6.28) исключает вариант классического водного формирования этой пещеры.

Напрашивается вывод: если существуют огромные полости, имеющие иное, не водное

происхождение, то аналогичную природу могут иметь и пещеры меньших размеров.

В пределах исследуемой территории, как и на всём Урале, гигантских пещер не установлено, однако имеют место две крупные провальные воронки. Обе расположены в восточном борту Ладейного лога. Одна из них, расположенная в 250 м южнее Российской пещеры, представляет собой провал с отвесными скальными стенками; площадь провала 120×85 м, глубина 34

м. Другая воронка расположена в 1,7 км севернее Российской пещеры; размеры её достигают 110×210 м при глубине до 25 м. Воронки отчётливо видны на аэрофотоснимках; примечательно полное отсутствие дешифрируемых тектонических элементов, с которыми могли быть, в принципе, связаны обвалившиеся полости. Размеры обвалившихся гротов были, надо полагать, не менее размеров этих воронок; это колоссальные для Урала объёмы.

Каждый из приведённых выше морфологических признаков, взятый в отдельности, не может служить однозначным доказательством того или иного варианта происхождения пещеры, однако если большинство признаков конкретной рассматриваемой полости свидетельствуют в пользу или водного, или вулканогенного вариантов, вопрос можно считать решённым.

К примеру, если полость имеет куполообразный свод с серией органных труб, мощную выпуклую залежь глины на полу, а в стенах - выходы брекчий с зеленоватым гидрослюдистым цементом, то она, скорее всего, имеет вулканическое происхождение.

Если же пещера представляет собой галерею или вертикальную щель выдержанного сечения, с мелкими фасетками на стенах, с ручьём, текущим по коренному ложу и с вытянутой вдоль галереи трещиной в её кровле, либо зону дробления в известняках, размытую подземным потоком – это обычный водный карст.

По своим морфологическим особенностям исследуемые пещеры не являются уникальным явлением. Напротив, и галереи со сферическими углублениями, и куполообразные гроты, и конусовидные залежи глины достаточно обычны для пещер иных регионов. Обычны железистые корочки на стенах (при отсутствии следов растворения - фасетчатых углублений), близок состав глинистых отложений пещер различных регионов. Примером полости, обладающей всеми этими «обычными» свойствами и происхождение которой может оказаться вулканическим, является расположенная в Башкортостане пещера Сумган-Кутук (автор посетил её в 1974 году).

Эта «обычность» нередко является препятствием для объективного заключения о происхождении пещеры. Разумеется, в каждом конкретном случае необходимо проводить изучение вещественного состава и структурных особенностей обнаруженных в пещере силикатных горных пород, и лишь на его основании делать выводы о происхождении пещеры.

Иллюстрации к главе 6

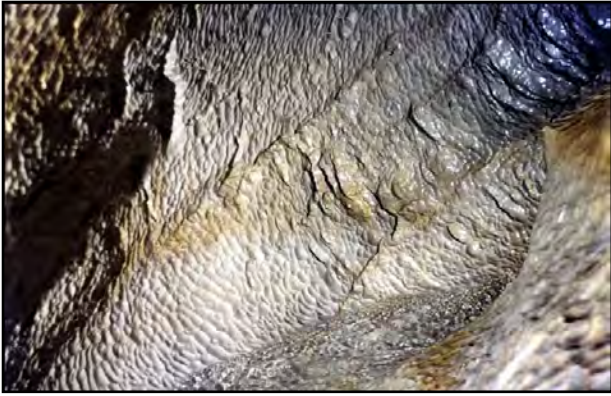


Рис. 6.1. Пещера Геологов-2, русло подземного ручья. Стены покрыты фасетками



Рис. 6.2. Пещера Геологов-3. Эродированная поверхность известняков в привходовой части. Стены покрыты фасетками и рассечены каррами



Рис. 6.3. Фрагмент пещеры Бойцовская (фото Е. Цурихина)



Рис. 6.4. Ядро раковины гастроподы в стене пещеры Бойцовская (фото Е. Цурихина)



Рис. 6.5. Пещера Геологов-3. Проход между Старой и Новой частями пещеры. Плавная поверхность стен, фасетки отсутствуют

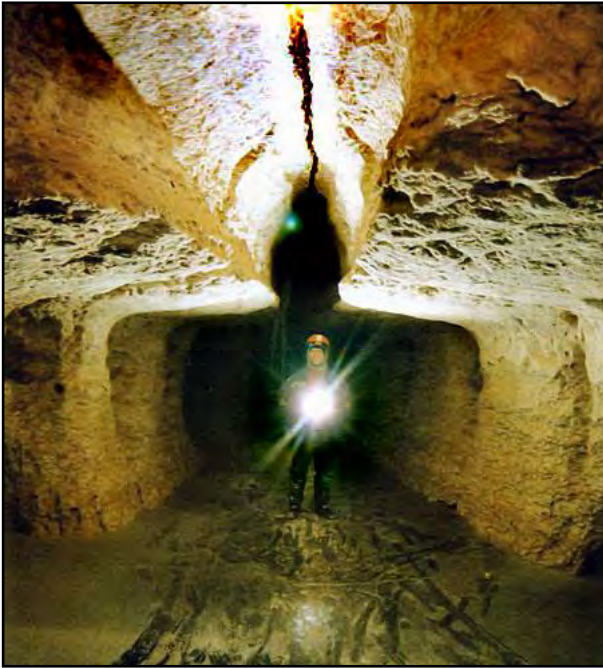


Рис. 6.6. Фрагмент пещеры Северная Венеция (фото Ю.И. Николаева)



Рис. 6.7. Пещера Виашерская, грот Уходящий. Брекчированный известняк



Рис. 6.8. Пещера Большая Махнёвская. Трещины в кровле галереи на её изгибе



Рис. 6.9. Пещера Усьвинская; неглубокие трещины в кровле Восточной галереи



Рис. 6.10. Пещера Геологов-2; трещины в стене грота Будды углублены не более чем на 1 см



Рис. 6.11. Пещера Большая Махнёвская. В центре снимка – ожелезнённая вертикальная трещина



Рис. 6.12. Пещера Российская; фрагмент потолка грота Гулливер

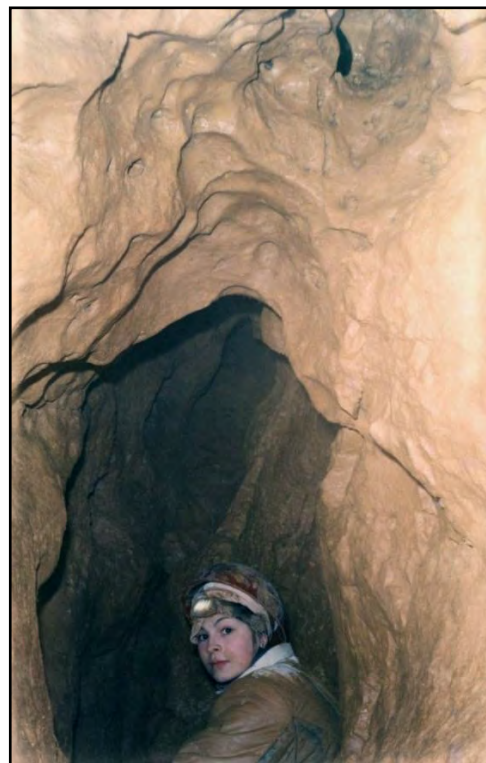


Рис. 6.13. Пещера Вишерская. Сферические углубления в потолке галереи



Рис. 6.14. Пещера Вишерская. Сочетание полусферических элементов в кровле Галереи Чудес



Рис. 6.15. Пещера Вишерская, грот Дружбы Спелеологов. Полусферическое углубление в потолке грота



Рис. 6.16. Пещера Российская, Главная галерея. Цилиндрический канал, секущий выступающее из стены галереи «ребро»

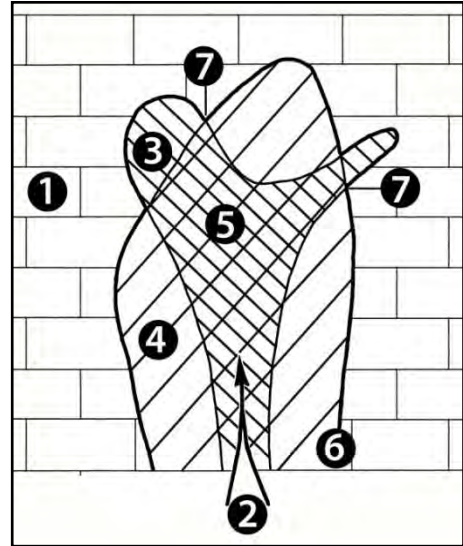


Рис. 6.17. Гипотетическая схема формирования полусферических углублений в результате последовательного внедрения нескольких фаз пирокластического материала



Рис. 6.18. Пещера Российская, Главная галерея

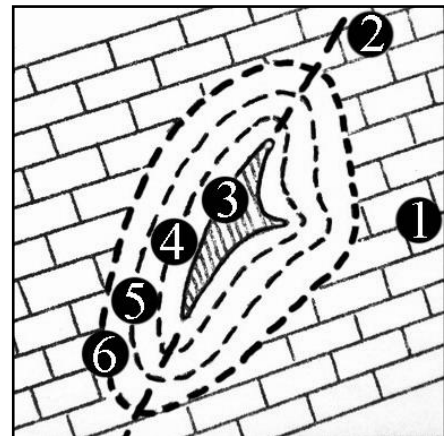


Рис. 6.19. Принцип трансформации линзовидного вулканического канала в овальный

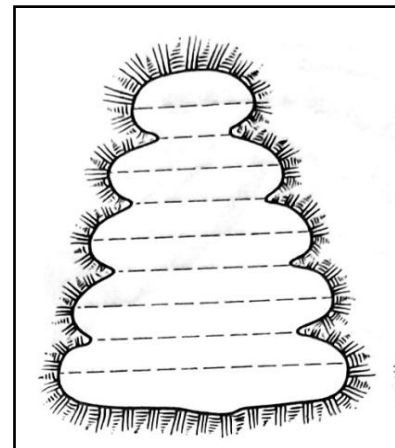


Рис. 6.20. Паводковые террасы (по Л. Якучу, 1979)

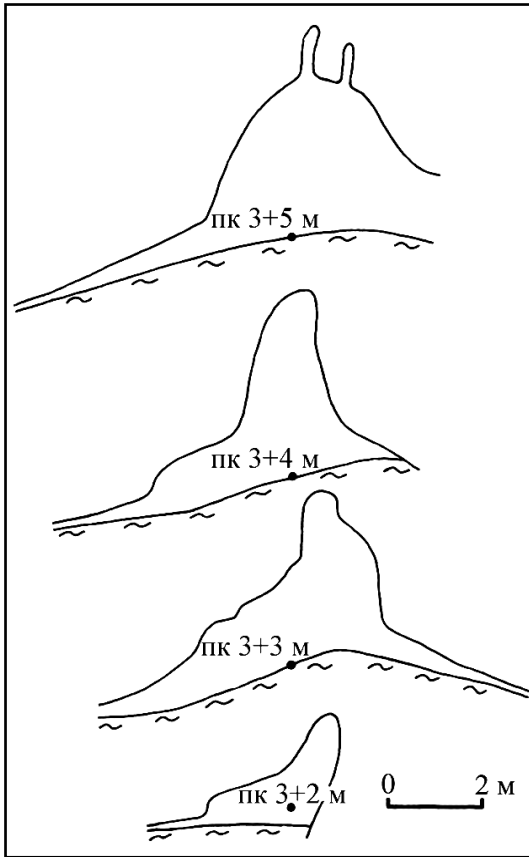


Рис. 6.21. Пещера Сюзь, грот Второй. Поперечные разрезы с шагом 1 м, демонстрирующие резкое расширение полости над залежью глинистого материала



Рис. 6.22. Пинежский карстовый р-н, пещера Симфония. Канал, раскрытый в виде восьмёрки (фото Ю.И. Николаева)



Рис. 6.23. Пинежский карстовый р-н, пещера Симфония. Педиментные пояса на стенках



Рис. 6.24. Пещера Киндерлинская. «Рёбра», обусловленные слоистостью известняков



Рис. 7.25. Пещера Большая Махнёвская. Секущее положение зоны трещиноватости (1) относительно углублений на стенах (2)

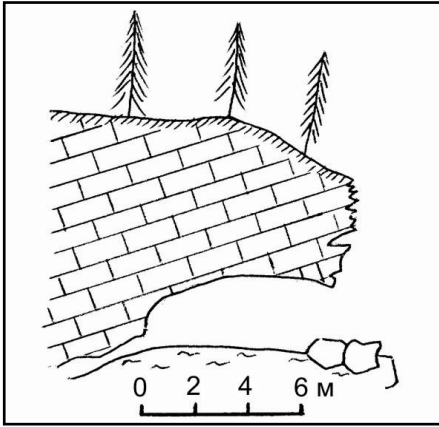


Рис. 6.26. Пещера Динамитная, грот Коровий



Рис. 6.27. Вход в пещеру Чикманская. Различная степень выветривания стены пещеры и поверхности обнажения известняков

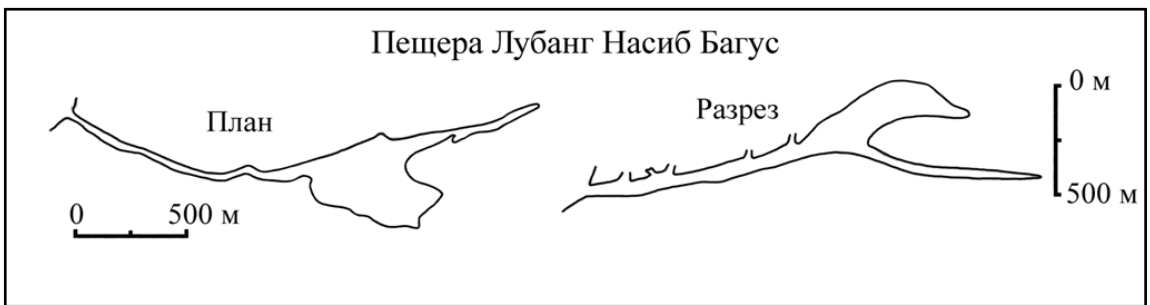


Рис. 6.28. Пещера Лубанг Насиб Багус (Малайзия); план и разрез (по В.Н. и Г.Н. Дублянским, 2004)

Глава 7

ПРИМЕРЫ СВЯЗИ ПОЛОСТЕЙ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ С МАГМАТИЗМОМ

7.1. Трубка Одинцова

Само по себе выражение «магматогенные полости в карбонатных породах» не является нонсенсом: именно таковыми являются прорывающие карбонатные породы Якутии многочисленные кимберлитовые диатремы.

В качестве переходных объектов между

кимберлитовыми диатремами и пещерами можно рассматривать кимберлитовые тела с взрывчатой камерой закрытого типа. Пример - описанная А.Д. Харьковом и др. [86] «трубка Одинцова» в Якутии, представляющая собой невыходящую на поверхность диатрему (рис. 7.1).

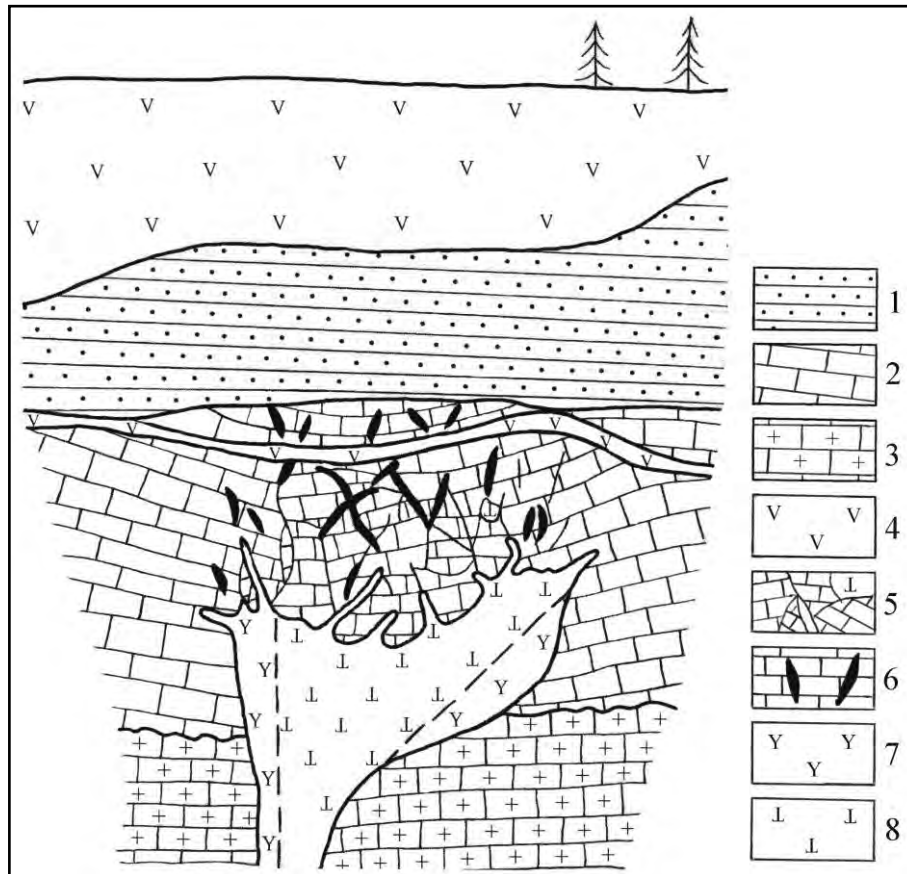


Рис. 7.1. Геологический разрез через кимберлитовую трубку Одинцова:

- 1 - перекрывающие отложения айхальской свиты, 2 - известняки лландоверийского яруса;
- 3 - мергели и известняки кылахской свиты; 4 - долериты; 5 - разнообломочные карбонатные брекчии;
- 6 - криптовзрывные брекчии с минералами кимберлитов; 7 - порфиновые кимберлиты; 8 - автолитовые кимберлитовые брекчии

При рассмотрении её генезиса нерешённым оставался вопрос: куда могли исчезнуть сотни тысяч кубометров известняка, на место которого внедрились кимберлиты? Взрыва как такового, с выбросом на поверхность кимберлитового материала и известняков, не происходило – надтрубочное пространство лишь разбито трещинами. Ассимиляция вмещающих пород не характерна для кимберлитовой магмы, а куполовидного поднятия над трубкой Одинцова магма не сформировала, - напротив, А.Д. Харьков отмечает над ней мульду оседания амплитудой 15 метров.

По нашим представлениям, полость в известняках формировалась по мере внедрения в них кимберлитовой расплава за счёт термической диссоциации карбоната кальция. Давление углекислого газа в ней не могло превышать первых десятков атмосфер, иначе реакция термической диссоциации прекратилась бы. Этого давления оказалось достаточно, чтобы сформировать над камерой зону трещиноватости и брекчирования (т.н. «карбонатную шапку»), способную пропустить сквозь себя в атмосферу избыток углекислого газа.

Согласно расчётам, при формировании в известняках камеры размерами 100×100×100 м (1 млн. кубометров) должно высвободиться 710 млн. кубометров углекислого газа. Из них: 570 млн. кубометров образуются за счёт разложения вмещающих известняков, 140 млн. – при разложении содержащегося в кимберлитах карбоната кальция в количестве, ориентировочно составляющем разность между концентрацией его в подводящих каналах (около 50 %) и в выполняющих диатрему кимберлитовых брекчиях (около 25 %). В действительности объём газа будет меньше ввиду большого количества ксенолитов непрореагировавшего известняка в брекчиях.

Избыток газа сбрасывался в атмосферу вместе с распылённым оксидом кальция и другими продуктами реакции сквозь «карбонатную шапку», игравшую роль клапана и регулировавшую ход процесса.

Формирование диатремы происходило в период времени между формированием вмещающих силурийских известняков и перекрывающих отложений айхальской свиты ($C_2 - P_1$).

В общем случае кимберлитовые трубки формируются газами, выделяющимися из поднимающейся к поверхности магмы. Но, по представлениям автора [70, 77], газы не растворены в магме, как принято считать, а образуются при термической диссоциации содержащегося в магме карбоната кальция. Магма в одних случаях представлена кальциевыми карбонатитами, в других – кимберлитами, содержащими до 50 %

$CaCO_3$. Карбонатиты, считающиеся наименее вязким магматическим материалом, способны заполнять объёмные зоны трещиноватости. Эксплозивный эффект обеспечивается большими объёмами CO_2 , образующимися при термической диссоциацией входящего в состав карбонатитов или кимберлитов карбоната кальция, и, в случае интродуирования карбонатных толщ, - при термическом разложении известняка; рост трубок при этом происходит от поверхности на глубину.

В качестве примера В.С. Трофимов [82] приводит данные А.Д. Харькова (1975) о соотношении химического состава трубочного и жильного кимберлитовых расплавов двух трубок (в вес. %):

- Якутия, трубка 1. В подводящем канале – 37,55 % CaO и 33,3 % CO_2 , в диатреме – 14,22 % CaO и 11,28 % CO_2 ;

- ЮАР, трубка Премьер. В подводящем канале – 28,50 % CaO и 16,94 % CO_2 , в диатреме – 6,63 % CaO и 0,35 % CO_2 .

Именно эта разность концентраций, характерная и для большинства других трубок, является, по нашему мнению, следствием термической диссоциации магматогенного карбоната кальция при выходе кимберлитовой (карбонатитовой) магмы на поверхность. В первом случае концентрация карбоната кальция в магматической породе уменьшилась с 75,6 до 25,6 %, во втором – с 38,5 до 0,8 %. Соответственно, из 1 м³ кимберлита должно было выделиться порядка 250 и 230 м³ углекислого газа – количества, более чем достаточные для поддержания флюидизационного процесса.

7.2. Связь карста с дайками основного состава

На Западном Урале в региональном плане нами подмечена следующая эмпирическая закономерность: если в карбонатных толщах рассматриваемого района встречаются дайки пород основного состава, сопровождающиеся зонами термального метаморфизма, то карст (вернее, то, что под ним понимают) в этом районе не наблюдается, и наоборот: в известняках карстовых районов не встречаются дайки габброидов, вследствие чего нередко делается ошибочный вывод об их более древнем возрасте. Исходя из изложенной выше гипотезы (гл. 5 настоящей работы), это может зависеть от уровня эрозионного среза: на глубине, в условиях высокого давления, карбонаты на контакте с магмой не способны разлагаться и поэтому метаморфизуются. Геолог

в ходе полевых исследований видит лишь дайки, застывшие в карбонатах на больших глубинах и выведенные эрозией на поверхность; продукты близповерхностного взаимодействия основных магм с карбонатными породами распознаются с большим трудом (они напоминают материал ожелезнённых зон дробления), отчего и бытует мнение о невозможности активного взаимодействия магмы с карбонатными породами. Единственным не вызывающим ни у кого сомнения примером залегания среди известняков флюидизированных магматитов ультраосновного состава являются кимберлитовые диатремы, аналогию с которыми мы и проводим при рассмотрении происхождения некоторых пещер.

Связь магматических тел основного состава с закарстованностью карбонатных пород отмечена геофизиком ФГУП «Геокарта-Пермь» А.В. Барановым при проведении комплексных геолого-геофизических исследований на Нярской площади в 25 км северо-восточнее г. Кизела (устное сообщение). Песчаники рифейского возраста прорваны мощными дайками габбро-долеритов субмеридионального простирания. Севернее песчаники перекрываются силурийскими известняками. Дайки подходят с юга к толще известняков и далее на север не прослеживаются, из чего геологами был сделан вывод о досилурийском возрасте габбро-долеритов (определения абсолютного возраста не проводились). Дайки, выделяющиеся среди терригенных пород положительными линейными магнитными аномалиями, прослеживаются под известняками цепочкой магнитных аномалий меньшей интенсивности на расстояние до 1 км от контакта. Среди известняков на продолжении даек А.В. Барановым была отмечена интенсивная закарстованность. По нашему мнению, не исключена возможность активного, с образованием пустот, взаимодействия высокотемпературной магмы с карбонатными породами. Возраст магматических горных пород далеко не всегда определялся абсолютными методами, и часть даек основных пород на Западном Урале может иметь более молодой по отношению к известнякам возраст. Это следует из того, что известняки, вовлечённые в герцинскую складчатость, залегают наклонно, а дайки, по данным магниторазведки и геологических наблюдений, залегают преимущественно вертикально.

На приуроченность эрозионно-карстовых депрессий к дайкам основного состава указывает Р.А. Цыкин [89], однако он рассматривает возникновение депрессий с экзогенных позиций. Основная идея, выдвинутая Р.А. Цыкиным, со-

стоит в протекании метасоматических контактово-карстовых процессов в эрозионно-карстовых депрессиях, в ходе которых под покровными делювиально-пролювиальными отложениями формируются карстовые отложения, характеризующиеся пёстрыми минеральными ассоциациями. Механизм формирования карстовых депрессий выглядит следующим образом: «При фильтрации подземных вод через песчано-глинистые отложения они обогащаются углекислотой, в результате чего в нижележащих или соседствующих карбонатных породах развивается карст. Локализованное растворение скального основания вызывает формирование депрессий рельефа, которые служат и водосборниками, и отстойниками транспортируемых водой компонентов. В итоге возникает саморазвивающаяся динамическая система: в карстовые седиментационные коллекторы (КСК) поступают повышенные количества воды и минеральных частиц, что стимулирует развитие карста, преобразование захороненных отложений, седиментацию на уровне земной поверхности» [89].

Обобщённая схема последовательности формирования покрытого карста в том виде, как его представляет Р.А. Цыкин, приведена на рис. 7.2. Обращает на себя внимание присутствие глин с псевдоморфной структурой и отложений, имеющих брекчиевую текстуру, а также *даек пород основного состава*, являющихся поставщиком магматогенного материала. Эти признаки рассматриваются как следствие эволюции саморазвивающейся системы, в которой под действием подземных вод и силы тяжести происходит взаимосвязанное преобразование так называемых кольматационных отложений.

Вода сквозь наносы фильтруется повсеместно, мигрирует по зонам разломов, но КСК, если следовать предложенной схеме, образуются лишь там, где есть дайки – довольно редкие геологические объекты. Возможно ли это? На наш взгляд, всё могло происходить наоборот: основные объёмы депрессий формировались не водой, а в результате термического разложения карбонатов, вызванного прорвавшимися на поверхность маломощными дайками основного состава; одновременно происходило частичное заполнение депрессий пирокластитами, образовавшимися при флюидизатном процессе, и более поздними наносами. И уже далее происходили гипергенные контактово-метасоматические преобразования, подробно описанные Р.А. Цыкиным.

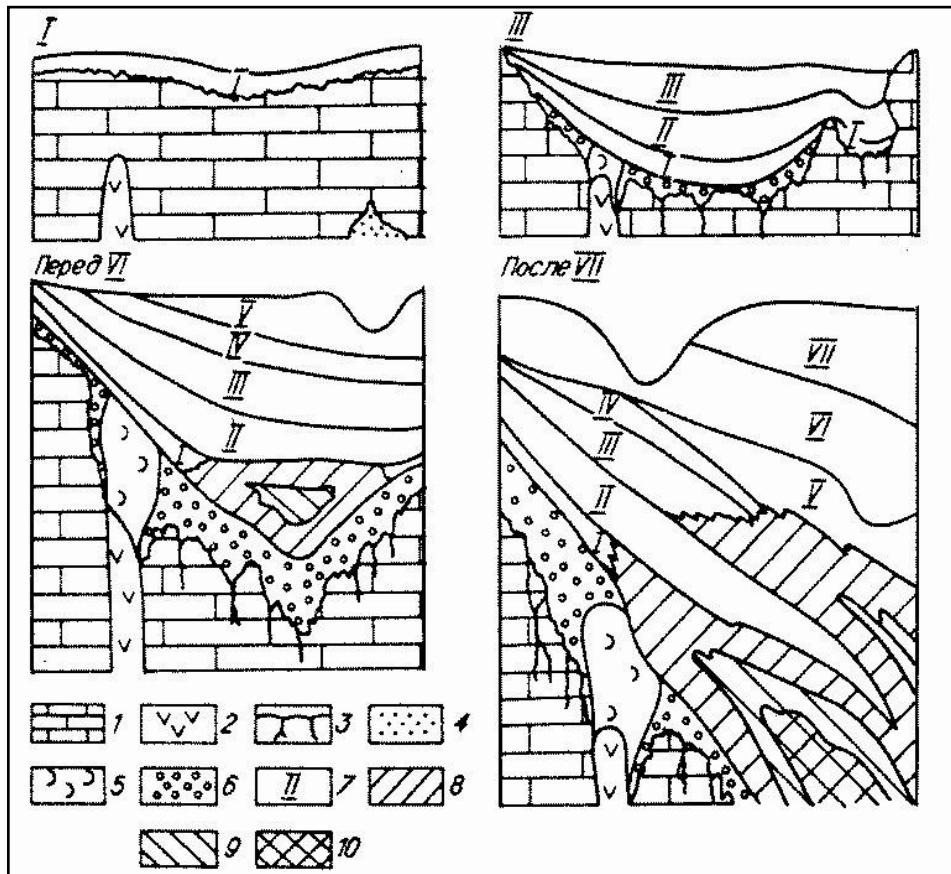


Рис. 7.2. Схема формирования покрытого карста (по Р.А. Цыкину, 1985)

1 – карбонатные породы; 2 – диабазы; 3 – кольматационные суглинки; 4 – карстовая полость; 5, 6 – базальный горизонт (5 – глины с псевдоморфной структурой, 6 – различные по составу отложения преимущественно с обломочными структурами); 7 – стратиграфическая последовательность отложений компенсационного горизонта (по хронологическим этапам I – VII); 8–10 – гипергенные метасоматиты (8 – фронтальная, 9 – средняя, 10 – тыльная зоны)

7.3. Пещеры, заполненные кимберлитами

Данные о непосредственной связи карстовых полостей с кимберлитами приводятся В.А. Милашевым [49]: «В конце 70-х годов в одном из районов Якутии среди известняков в непосредственной близости от крупной кимберлитовой трубки были обнаружены кимберлитовые тела нового морфологического типа. Они не имеют выхода на дневную поверхность и обладают очень сложной неправильной формой. Изучавший эти тела А.И. Боткунов отмечает, что линейные размеры их по вертикали достигают нескольких десятков – первых сотен метров, а объём – от сотен до нескольких десятков тысяч кубических метров. Все такие тела сопряжены с дайками кимберлитов.

В качестве рабочей гипотезы образования этих тел предложен механизм заполнения подземных карстовых пещер кимберлитовыми расплавами, проникающими по радиальным трещинам от гигантской центральной диатремы или с более глубоких горизонтов земной коры». По данным В.А. Милашева, поблизости находятся также карстовые пещеры без кимберлитов.

С нашей точки зрения, вероятность попадания магмы в образованные ранее водой пещеры практически нулевая. Вместе с тем кимберлитовая магма при внедрении в карбонатные толщи способна формировать эти полости. Мы считаем, что обычные пещеры в карбонатах, широко распространённые по всей планете, по своему происхождению мало отличаются от упомянутых специфических тел Якутии. Различие заключается лишь в степени проявления диагенетических и экзогенных процессов: в отдельных случаях, будучи изолированы от земной поверхности, ким-

берлитоподобные породы не превратились в обогащенную железом и содержащую минералы ультраосновных пород коричневую глину, а остались в первозданном виде.

Опираясь на опыт изучения якутских кимберлитовых трубок, Н.Т. Родионов отмечает, что «...по происхождению трубчатые образования необходимо подразделять на три крупные группы: экзогенные (карстовые), магматогенные и смешанные» [57]. Нет ли здесь общих моментов с карстовыми пропастями?

Несмотря на то, что кимберлитоподобные породы, в том числе промышленно алмазоносные, в пещерах были установлены достаточно давно [51], геологи, исследовавшие их, не связывали образование полостей с внедрением магматических пород. Видимо, препятствовала аксиома: пещера может быть сформирована только водой. Саму по себе ситуацию присутствия в пещерах кимберлитов В.А. Милашев [49] находит экзотической и нехарактерной для большинства пещер за пределами Якутии.

Палеокарстовые образования во вмещающих кимберлитовую трубку известняках отмечались и А.Г. Филипповым [83], но он настаивает на водном механизме заполнения полостей.

7.4. Полости в кимберлитовой диатреме

Описание ещё более необычной связи подземных полостей с кимберлитами приводит на примере одной из якутских трубок Б.И. Прокопчук [55]. При отработке алмазного месторождения непосредственно в теле диатремы (в её верхней части) были встречены крупные полости, частично заполненные плотными грубослоистыми алмазоносными породами, состоящими из псевдоморфоз кальцита и серпентина по оливину изометричной и овальной форм. Отмечается, что карстообразование в кимберлитовой трубке развито довольно широко и наибольшее количество карстовых воронок и полостей приурочено к приконтактовым частям трубки. Размеры карстовых пустот самые разнообразные – от 3-5 до 60 м длиной и 2-15 м высотой.

Возникновение карста (в классическом – водном его понимании) в кимберлитах весьма проблематично. Если следовать Г.А. Максимо-вичу, карстовые явления в кимберлитах невозможны ввиду отсутствия двух из трёх необходимых условий его возникновения: наличия зон трещиноватости и движущейся воды. Сложно

представить существование в диатреме водных потоков (зоны вертикальной и горизонтальной циркуляции не выявлены); тем не менее, Б.И. Прокопчук считает, что алмазоносный материал привносился в карстовые полости именно водными потоками. Впрочем, он же приводит точку зрения В.М. Маслова, полагавшего, что механизм образования слоистых пород в полостях практически не отличается от способа формирования кимберлитовых брекчий, слагающих основную часть трубки.

Мы полагаем, что к образованию полостей в данной диатреме водные потоки непричастны. Более вероятно, что был задействован механизм термической диссоциации карбоната кальция. Диатрема претерпела несколько фаз развития, и полости могли сформироваться за счёт термического разложения последних порций кимберлитового расплава (а они, как известно [80], обогащены карбонатом кальция), внедрившихся в кимберлиты ранних фаз формирования диатремы.

7.5. Вулканизм среди карбонатных толщ

Об извержении Везувия. Судить о масштабах выделения углекислого газа при контакте магмы с известняками можно по описанию Г. Макдоналда: «Подсчитано, что во время крупного извержения Везувия в 1906 году вес газа, который вырывался в течение многих часов, превысил вес излившейся лавы. ... Углекислый газ также может частично или целиком образоваться при прокаливании известняков магматическим теплом; кроме того, он может высвободиться при превращении карбонатных минералов известняков в силикаты. Почти несомненно, что в образовании огромного газового столба, который поднялся над Везувием в 1906 г., принимали участие оба эти процесса. Известно, что на глубине магма Везувия контактирует с известняками ...» [44]. Вне всякого сомнения, в зоне контакта магма должна была образовать в карбонатах крупные полости, частично заполненные флюидизированной магмой. Вклад второго предполагаемого источника газов при этом извержении - газов, выделяющихся при минералообразовании, - скорее всего, невелик.

Данный пример является наглядным подтверждением возможности активного взаимодействия основной магмы с карбонатными породами. Мы вправе предположить существование в районе вулканического аппарата Везувия

неустановленных крупных полостей магматогенного происхождения. Известны и другие, правда – единичные - примеры связи магмы с полостями в карбонатах. В Швабской юре (Германия) описана пещера Хегау, каналы которой якобы использовала поднимающаяся магма [19].

Обобщение новейших исследований вулканологов. На сайте Геологического факультета МГУ со ссылкой на С. Ганино, Н. Арндт [102] опубликована статья И.С. Фомина «Новые данные о связи вулканических извержений и изменений климата», обобщающая исследования зарубежных вулканологов. В статье, в частности, сообщается, что в результате одного извержения, нагретые карбонатные породы, окружающие вулкан, могут выделить в атмосферу углекислого газа в 3-8 раз больше, чем выбрасывает само извержение. В рамках исследования геологи вычислили, что один килограмм доломита способен выделить в атмосферу около 240 граммов CO_2 , а мрамора - 220-290 граммов на один килограмм породы.

Полученные результаты исследователи применили для выяснения *роли* вулканов в вымирании видов, которое произошло в середине Пермского периода примерно 260 миллионов лет назад. Согласно одной из теорий, организмы погубила серия извержений, произошедших на территории современного Китая.

Ученым удалось установить, что в результате вулканической активности только от нагрева пород в атмосферу попало от 61 до 145 триллионов тонн углекислого газа. По предыдущим оценкам, в результате извержений в воздух выделилось 16,8 триллиона тонн газа. Для сравнения, суммарный выброс из-за промышленной деятельности человека составляет примерно 27 миллионов тонн ежегодно.

Эти немногочисленные примеры свидетельствуют о том, что процессы активного, с выделением углекислого газа, внедрения магмы в карбонатные породы не так уж редки в природе, и протекают они, надо полагать, с образованием полостей.

Глава 8

СВЯЗЬ КАРСТА С АЛМАЗОНОСТНОСТЬЮ

Сходство состава, структурных особенностей и залегания силикатных горных пород, выявленных в пещерах и известняковых карьерах Кизеловского каменноугольного бассейна, с туффизитами, являющимися коренными источниками алмазных россыпей Красновишерского алмазоносного района, подталкивает к мысли о потенциальной алмазности пещерных образований.

Карстовые неоднородности рельефа рассматриваются большинством исследователей лишь как промежуточные коллекторы при формировании аллювиальных алмазных россыпей Западного Урала. В частности, И.С. Степанов и Г.Н. Сычкин [80] утверждают, что «...в Уральском регионе нет ни одной россыпи, формирование которой не объяснялось бы размывом отложений *карстовых* промежуточных коллекторов алмазов».

В течение прошлого века широким распространением пользовалась точка зрения, что залежи глины среди карбонатов являются исключительно корами выветривания известняков. По Г.А. Виллеру, проводившему в 1952-57 г.г. изучение алмазности аллювия реки Усьвы (юго-восточнее исследуемой площади, рис. 1): «...известняки при выветривании превращаются в очень плотные глины серого, зелёного или буро-коричневого цвета, содержащие щебёнку окремнённых, но также подвергнутых выщелачиванию известняков. Различный цвет коры выветривания зависит от состава известняков. Буро-коричневые глины образуются за счет содержащихся в известняках гидроокислов железа, их концентрация наблюдается в верхних зонах коры выветривания благодаря высокому содержанию кислорода. Химически чистые известняки дают, выщелачиваясь, *серо-зелёные, очень плотные глины* (курсив мой – В.С.). Некоторые разности известняков, выщелачиваясь, дают среднетонкозернистый песок серовато-жёлтого и серовато-коричневого цвета. ...В шурфе на глубине 38,0-49,6 м вскрыт светло-жёлтый песок; минеральный состав его тяжёлой фракции: до 30 % лимонита, 33 % ильменита, 18 % циркона, 6 %

магнетита и др. минералы» [8]. Отметим, что ильменит и магнетит не относятся к минералам, свойственным известнякам.

Является ли те формы рельефа, которые мы называем карстовыми образованиями, простыми механическими ловушками для алмазов? Золото и платина, имеющие широкое распространение в аллювии Западного Урала, обладают значительно более высокой чувствительностью к неровностям плотика, однако приуроченности россыпных золото- и платиноносных объектов к закарстованным участкам не наблюдается. Основная масса металла концентрируется в галечниках, а не в глинах, которые заполняют карстовые полости. С алмазами же всё иначе. Г.А. Виллер [8], констатировал: «Интенсивное химическое выветривание известняков приводило к накоплению большого количества остаточных глин, которые, благодаря просадкам, смешивались с аллювиальными отложениями. Глубина карстовых просадок достигает 6-7 метров, однако элювиальные глины встречаются только в их самой нижней части, а верхняя заполнена нормальными галечниками». В то же время, по его же данным, наиболее алмазоносными нередко оказывались не речные галечники, а *приплотиковые глины*, заполняющие карстовые углубления. Залегающие выше галечники также содержали алмазы, но зачастую в меньших концентрациях, характерных для всего исследуемого фрагмента долины. Алмазы поступали в аллювиальные отложения при размыве именно таких глин; встречаемость алмазов в приплотиковых глинистых заполнениях карстовых воронок общеизвестна. Река, по нашему мнению, при понижении базиса эрозии вскрывала вулканогенные полости в известняках, заполненные корами выветривания туффизитов.

Не всегда подобные элювиальные глины, тесно связанные с алмазностью, пространственно совмещены с известняками. Г.А. Виллером подсчитаны непромышленные запасы алмазов по двум логам в окрестностях пос. Усьва – Сухому и Свиному. Оба лога интенсивно закарстованы. В днищах и бортах логов расположены воронки

глубиной до 25 м. В верховьях Сухого лога в районе контакта известняков и песчаников была выявлена залежь делювиальных глин мощностью до 32 м. Исследователь не мог предположить, из каких пород эти глины образовались: известняки, с выветриванием которых он обычно связывал образование подобных глин, залегают ниже по склону. Судя по тому, что в составе шлиха делювиальных глин преобладают минералы железа – лимонит (57 %), гематит (27,4 %) и магнетит (8,3 %), присутствуют циркон (5,3 %), рутил (1,1 %) и редкие зёрна других минералов (в частности, ставролита, кианита и голубой шпинели) – глины, скорее всего, являются корой выветривания туффизитов, внедрившихся по контакту карбонатных и терригенных пород. Кстати, на расстоянии менее 1 км к западу от россыпи Сухого лога находится одна из исследуемых пещер – Усьвинская, где интрузивные пирокластиты выявлены нами в коренном залегании.

Г.А. Виллер, как и другие исследователи, изучавшие алмазность Западного Урала, видимо, неоднократно сталкивался с корами выветривания туффизитов, но не распознавал их.

Коренные выходы вулканогенных горных пород щёлочно-основного состава, являющихся коренными источниками алмазных россыпей, были выявлены на Западном Урале сравнительно недавно. Магматическое происхождение нацело аргиллизированных брекчиевидных пород щёлочно-основного состава было впервые доказано геологическими исследованиями, проведёнными в 1998-2001 годах в районах промышленных россыпей алмазов реки Вишеры, где были выявлены секущие и субпластовые тела т.н. туффизитов [38, 60]. Туффизиты оказались весьма труднодиагностируемыми породами ввиду того, что до 90 % их объёма нередко представлено полукатанными обломками вмещающих пород, а связующая масса – туфобрекчиями ультраосновного состава, способными в экзогенных условиях в кратчайшее время замещаться глинистыми минералами.

Приведём описание магматогенных пород Красновишерского района, сделанное Л.И. Лукьяновой и др.: «Лампроитовые туффизиты характеризуются различными формами слоистости, ...обилием ксенокристаллов кварца или другого кристаллолититового компонента (до 75-95 %). ...Макроскопически туфы и ксенотуфы (туфобрекчии и ксенотуфобрекчии) в открытых выработках имеют облик пестроцветных «выветрелых» пород – глин или песчаных глин (аргиллизированных пород и аргиллизитов), в которых неравномерно рассеяны обломки вмещающих терригенных и карбонатных пород. В скважинах на глубинах более 30 м они представляют собой

более плотные, массивные породы» [38]. Данное описание вполне соответствует визуальным характеристикам глинистых отложений пещер и описанных в пещерах и возле них брекчий с гидрослюдистым цементом.

В ходе изучения особенностей залегания алмазоносных пирокластитов Красновишерского района, проведённого О.В. Коротченковой и др. [32], установлено широкое распространение образований, весьма характерных для Кизеловского каменноугольного бассейна: тел т.н. «псевдоконгломератов» и зон окремнения карбонатных пород, вмещающих псевдоконгломераты. Отмечено, что цемент псевдоконгломератов обогащён апопирокластической (вторичной) голубой глиной. Образование псевдоконгломератов О.В. Коротченкова и др. связывают с механическим преобразованием вмещающих пород при внедрении газонасыщенного пирокластического материала в режиме мощной продувки, а окремнение, проявленное во вмещающих тела пирокластитов известняках в виде агатовидных секретий, - с транспортировкой кремнезёма газообразными молекулами воды при высокой температуре, т.е. с продувкой кремнезёмсодержащими глубинными газами. Подобный тип окварцевания описан Р. Айлером (1982); вулканологами отмечались случаи незакономерного раскисления такими газами базальтовых расплавов.

На исследуемой территории - в Мариинском карьере № 3 и в Кизеловском карьере – обнажаются и постепенные переходы от ненарушенных известняков к агломератовым брекчиям, и зоны окремнения вмещающих брекчии известняков.

Минералогическими признаками туффизитов, выявленных на р. Вишере, являются наличие в тяжёлой фракции проб-протолок гранатов, ильменита (пикроильменита), хромшпинелида, пироксена, муассанита, уваровита, магнитных сферул, рудных минералов (пирита, халькопирита, галенита); в легкой фракции – серпентина и глинистых образований по бурой слюде. Характерны высокие концентрации гидроокислов железа. Большинство этих минералогических признаков весьма характерны и для глинистых отложений пещер, являющихся, по нашему убеждению, корами выветривания туффизитов, и для агломератовых брекчий с вторичным гидрослюдистым цементом.

Близость химического состава глинистых отложений пещер и гидрослюдистого цемента брекчий с составом песчаных туфов и ксенотуфов Красновишерского алмазоносного района наглядно отображена на диаграммах (рис. 4.12.1, -2, -5). Примечательна повышенная калиеность всех этих образований.

Полости в карбонатных породах, заполненные туффизитами, по форме весьма напоминают морфологические элементы исследуемых пещер. Петрографом ФГУП «Геокарта-Пермь» С.В. Савченко, имеющей большую спелеологическую практику, в Ишковском карьере, расположенном в бассейне р. Вишеры и вскрывающем коренные выходы интрузивных пирокластитов с высокими концентрациями алмазов, отмечены своеобразные субвертикальные полости (трещины) в известняках, напоминающие по форме пещерные ходы. Мощность трещин 10-20, до 30 см; выполнены они коричневой глиной, весьма напоминающей пещерную. Стенки полостей имеют плавную волнистую поверхность, характерную для стен пещер. Полости рассекают известняки снизу вверх и имеют в верхней части округлые окончания. В глине наблюдаются элементы псевдослоистости, выпуклые кверху и указывающие на внедрение глинистого материала (или тех пород, по которым глина сформировалась) снизу вверх. В тех случаях, когда выполненные глиной трещины упираются снизу в песчаники такатинской свиты, наблюдается ярко выраженное корродирование песчаников глинистым материалом. С.В. Савченко считает, что глинистое заполнение этих трещин представляет собой кору выветривания по туффизитам, внедрившимся в известняки.

Предположение об алмазоносности связанных с карстом силикатных горных пород не претендует на исключительность. Информацию

об алмазоносности пещер Якутии приводит Б.И. Прокопчук [54]: «В отличие от предыдущих классификаций автор выделяет новый генетический тип россыпей – россыпи подземных карстовых пещер. Он установлен при изучении кимберлитовой трубки Айхал (Харьков, Прокопчук, 1973). В этом районе в подземных карстовых полостях образуются россыпи с более высоким содержанием алмазов, чем в коренном месторождении». В этом типе Б.И. Прокопчук выделяет два генетических подтипа: подземных пещер и подземных водных потоков; морфологические типы обоих – линзовидные тела.

В подтипе подземных пещер, по данным Б.И. Прокопчука, сосредоточено (по состоянию на 1979 год) 0,2 млн. карат, или 0,02 % от общих мировых запасов (без СССР); это, в основном, россыпи Бакванги (Заир). По подтипу подземных водных потоков информации о запасах нет, россыпные проявления известны в Сибири и ЮАР.

Настаивая на параллели между происхождением тел интрузивных пирокластитов и карстовых пещер, мы совсем не предлагаем искать в пещерах алмазы. Это нереально: средний объем пробы при поисках алмазов составляет 40 кубических метров. Для нас более важно наличие в карстовых образованиях минералогических и иных признаков вулканогенных пород. Но обратная задача - использование показателя степени закарстованности территории в качестве поискового признака при поисках коренных источников алмазов - на наш взгляд, вполне актуальна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведённых исследований были открыты новые факты, не укладывающихся в рамки существующих представлений о механизме формирования полостей в карбонатных породах. Так, анализ информации, полученной при изучении расположенных на территории Кизеловского каменноугольного бассейна пещер и известняковых карьеров, приводит к выводу о наличии в известняках тел силикатных горных пород, формирование которых не может быть связано с действием гидрогеологических факторов. Водное происхождение некоторых деталей морфологии самих пещер также может быть оспорено. В то же время условия залегания, текстурно-структурные особенности, минеральный и химический состав геологических объектов, традиционно считающихся палеокарстовыми - брекчий с гидрослюдистым цементом и глинистых отложений пещер - косвенно указывают на сходство этих пород с продуктами изменения магматогенных пород щёлочно-основного состава.

Обнаружены неизвестные ранее свойства горных пород, заполняющих пустоты в известняках, что ставит под сомнение общепринятые взгляды на механизм их формирования. Получены следующие новые данные:

1. В пещерах и известняковых карьерах, расположенных на территории Пермского края, выявлены брекчии (в т.ч. агломератовые) с вторичным гидрослюдистым цементом, являющимся в современном состоянии продуктом гипергенного изменения высококальциевых силикатных горных пород. Во всех случаях зафиксировано интрузивное залегание этих пород.

2. Состав связующей массы брекчий сопоставим с составом туфогенных пород Красновишерского района Пермского края и отвечает вулканогенным образованиям - щелочным базальтоидам, в отдельных случаях - пикритовым порфиритам. Связующая масса брекчий отличается большим разнообразием структурных особенностей, в т.ч. наличием брекчиевых, динамофлюидальных, порфировидных структур, и многофазовостью становления. В отдельных случаях наблюдается микроформы, более напоминающие проплавление обломков известняка материалом цемента. Крайне высокая степень вторичных изменений не позволяет провести более точную диагностику.

3. Глинистые отложения исследуемых пещер являются продуктами глубокого изменения (аргиллизации) силикатных горных пород, имеющих литокластическую текстуру. Заметно различаясь по структурным особенностям, они обладают одним общим свойством: не содержат признаков водного отложения. Состав отложений соответствует изменённым туфам основного состава; важным аргументом является наличие в них магнитных сферул, образующихся в лавах и туфах основного состава в условиях активного газового режима. Форма поверхности отложений не отвечает динамике водного потока, она более соответствует залежам осевшей газо-пылевой взвеси.

4. Выявлено не менее 16 формальных признаков, отличающих исследуемые пещеры от объектов классического карста, сформированных в результате водного растворения известняков.

Утверждение о наличии на исследуемой территории двух новых, не описанных ранее разновидностей вулканогенных горных пород (брекчий с вторичным гидрослюдистым цементом и т.н. «глинистых отложений пещер») без проведения углублённых специализированных исследований выглядит, быть может, опрометчиво, однако анализ имеющейся информации свидетельствует именно об этом. Несмотря на определённое сходство этих пород с интрузивными пирокластитами Вишерского и Чикманского алмазоносных районов, они обладают выраженными индивидуальными особенностями и имеют чёткую связь с полостями (пещерами) в карбонатных породах.

Научная новизна работы заключается в следующем:

- впервые доказана вулканогенная природа образований, относившихся ранее к палеокарстовым - инъекционным тел агломератовых брекчий, близких по типу к телам интрузивных пирокластитов;

- впервые продемонстрирована брекчиевая (литокластическая) текстура глинистых выполнений полостей в карбонатных породах, не позволяющая считать их отложениями водных потоков или продуктами выветривания известняков;

- выдвинута принципиально новая, достаточно экзотическая гипотеза вулканогенного формирования полостей в карбонатных породах,

ранее считавшихся карстовыми пещерами; эта гипотеза позволяет объяснить ряд свойств пещерных образований, имевших ранее различное и не всегда аргументированное толкование, единым процессом внедрения флюидизированной магмы в карбонатные породы. В частности, в свете гипотезы естественной выглядит литокластическая структура глинистых отложений пещер и наличие в стенах пещер коренных выходов глинисто-гидролюдистых горных пород, не размытых водными потоками.

Наиболее важным результатом проделанной работы является пересмотр роли термической диссоциации карбоната кальция в некоторых геологических процессах. В качестве рабочего тела, определяющего течение этих процессов, рассматривается смесь раскалённого углекислого газа, выделяющегося при термической диссоциации карбоната кальция, и распылённой смеси магматического материала, образующего при остывании пирокластическую, и окиси кальция. Причём речь идёт не о корректировке представлений о процессах, с которыми связано происхождение пещер, а об открытии принципиально нового геологического процесса, реальную значимость которого ещё предстоит осмыслить.

Автор предлагает рассматривать гипотезу вулканогенного формирования полостей в качестве лишь одного из возможных вариантов формирования пещер. Она проливает свет на ряд труднообъяснимых (с гидрогеологических позиций) особенностей морфологии пещер: существование гигантских залов, шаровидных полостей, червеобразных «органных труб» и тупиковых ходов, в которых невозможна циркуляция воды, а также отсутствие видимой связи многих полостей с зонами трещиноватости.

Гипотеза ни в коей мере не ставит под сомнение классическую теорию образования карстовых форм под действием слабых растворов угольной кислоты; речь идёт лишь о созда-

нии первичных каналов, которые впоследствии чаще всего становятся путями миграции подземных вод.

Результаты работы не следует рассматривать в качестве истины в последней инстанции; автор надеется, что сама мысль о возможности существования альтернативного варианта происхождения пещер послужит толчком для продолжения работ в этом направлении.

С использованием представлений о вулканическом происхождении части пещер, считавшихся карстовыми, открывается возможность пересмотра механизма формирования некоторых видов карстовых и гидротермокарстовых месторождений и корректирования методики инженерно-геологических изысканий.

Исследуемые объекты сами по себе не являются полезными ископаемыми; встречаясь в контурах месторождений известняка, они снижают качество полезного ископаемого. Тем не менее, если выяснится, что подобные образования имеют в природе более широкое распространение, выдвинутая гипотеза вулканического происхождения определённого типа полостей и заполняющих их горных пород может иметь далеко идущие последствия в плане совершенствования методики поисков и разведки полезных ископаемых, в частности, - алмазоносных интрузивных пирокластитов и бокситов. Очевидно сходство ряда характеристик исследуемых горных пород с аллитами и сиаллитами Ивдельского бокситового бассейна Свердловской области, но, быть может, они также сформированы по вулканическим?

И всё-таки наиболее важным моментом в представленной работе является, по нашему мнению, не узкопрагматический поиск полезных ископаемых, а новый взгляд на происхождение пещер - природных объектов, используемых человечеством на протяжении всей своей истории.

В.А. Смирнов
Пермь, февраль 2013 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алмазоносные флюидно-эксплозивные образования Пермского Приуралья. Гл. ред. А.Ф. Морозов. М., С.-Петербург: ГЕОКАРТ: ГЕОС: ВСЕГЕИ, 2011. 240 с.
2. Адушкин В.В., Андреев С.Н., Попель С.И. Кавитационный механизм формирования нано- и микрочастиц в недрах Земли // ДАН, 2004. Т. 399, № 1. С. 107-109.
3. Берри Л., Мейсон Б., Дитрих Р. Минералогия. М.: Мир, 1987. 592 с.
4. Бунина-Кулинич М.В. Зависимость карстовых явлений от литологического состава пород. Кизел, 1935.
5. Быков В.Н. Карстовые брекчии // Гидрогеология и карстоведение. Межвузовский сб. научных трудов / Перм. ун-т. Пермь, 1981. С. 30.
6. Валуйский С.В. Пещеры Пермской области. Екатеринбург: Банк культурной информации, 2000. 135 с.
7. Вахрушев Б.А., Амеличев Г.Н., Семёнова Е.Н. Мраморная пещера // Пещеры. Межвузовский сб. научных трудов. / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 37-47.
8. Виллер Г.А. О геологоразведочных работах в бассейне р. Усьва за 1952-1957 г.г. Пашия, 1957.
9. Гвоздецкий Н.А. Проблемы изучения карста и практика. М.: Мысль, 1972. 391 с.
10. Гвоздецкий Н.А. Карст. М.: Мысль, 1981. 214 с.
11. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Недра, 1967. Т. 4.
12. Голубева И.И., Махлаев Л.В. Интрузивные пирокластиты Севера Урала. Сыктывкар, 1994. 98 с.
13. Голубева И.И., Махлаев Л.В. Конгломераты и магматогенные конгломераты. Екатеринбург, 2005. 178 с.
14. Горбунова К.А. Карстоведение. Вопросы типологии и морфологии карста: Учеб. Пособие по спецкурсу. Пермь, 1985. 80 с.
15. Гуткин Е.С. Геология и геохимия девонских бокситов Северного Урала. М.: Недра, 1978. 238 с.
16. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
17. Дублянский В.Н. Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. Л.: Недра, 1977. 184 с.
18. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Карстоведение. Ч.1. Общее карстоведение: Учеб.пособие / Перм. ун-т. – Пермь, 2004. 308 с.
19. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Карст мира. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2007. 340 с.
20. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н., Лавров И.А. Классификация, использование и охрана подземных пространств. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 195 с.

21. Дублянский В.Н., Дублянский Ю.В. Проблема конденсации в карстоведении и спелеологии // Пещеры. Межвузовский сб. научных трудов. / Перм. ун-т. Пермь, 2001. С. 51-72.
22. Дублянский В.Н., Ломаев А.А. Карстовые пещеры Украины. Киев: Наукова думка, 1980. 179 с.
23. Дублянский В.Н., Полканов Ю.А. Отложения карстовых полостей Горного Крыма // Минералогия осадочных образований. Львов, 1974. № 1. С. 83-98.
24. Дублянский В.Н., Полканов Ю.А. Состав водных хемогенных и механических отложений карстовых полостей Горного Крыма // Пещеры. Пермь, 1974. Вып. 14-15. С. 32-37.
25. Дублянский Ю.В. Закономерности формирования и моделирование гидротермокарста. Новосибирск: Наука, 1990. 150 с.
26. Забаринский П.П. Карсты на глубине 958-971 м в Кизеловском каменноугольном районе. Кизел, 1934.
27. Кадебская О.И., Чайковский И.И. Минералогическая и изотопная типизация карбонатных образований пещер Западного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь, 2013. Вып. 16. С. 303-319.
28. Каминский Ф.В. Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. М.: Недра, 1984. 173 с.
29. Катаев В.Н. Роль тектонических структур в распределении форм подземного карста. Автореферат диссертации на соискание степени кандидата г-мн. наук. Пермь, 1984.
30. Климчук А.Б. Основные особенности и проблемы гидрогеологии карста: спелеогенетический подход, часть 1 // Пещеры. Межвузовский сб. научных трудов. / Перм. ун-т. Пермь, 2001. С. 28-51.
31. Климчук А.Б. Основные особенности и проблемы гидрогеологии карста: спелеогенетический подход, часть 2 // Пещеры. Межвузовский сб. научных трудов. / Перм. ун-т. Пермь, 2004. С. 15-29.
32. Коротченкова О.В., Тетерин И.П., Чайковский И.И. Экзоконтактовые изменения в ореоле алмазоносных пирокластитов Красновишерского района // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2008. С. 84-89.
33. Кузнецова Л.С., Игнатьев Н.А. О некоторых особенностях доломитизации известняков // Геология и полезные ископаемые Урала: Сб. научных трудов/ Перм. ун-т. Пермь, 1970. № 5.
34. Курбацкая Ф.А., Рыбальченко Т.М., Савченко С.В. Атлас микрофотографий терригенных и взрыво-инъекционных пород западного склона Северного и среднего Урала. Пермь, 2001. 124 с.
35. Курбацкая Ф.А. Петрографические миниатюры: некоторые особенности вторичных преобразований в туффизитах и карбонатных породах Северного и Среднего Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Материалы региональной научно-практической конференции / Перм. ун-т. Пермь, 2005. С. 39-43.
36. Кутырев Э.И., Михайлов Б.М., Ляхницкий Ю.С. Карстовые месторождения. Л.: Недра, 1989. 310 с.
37. Луканин О.А., Кадик А.А. Декомпрессионный механизм восстановления окисного железа тектитовых расплавов при их формировании в импактном процессе // Геохимия, 2007. № 9. С. 933-961.

38. Лукьянова Л.И., Жуков В.В., Кириллов В.А. и др. Субвулканические эксплозивные породы Урала – возможные коренные источники алмазных россыпей // Региональная геология и металлогения / ВСЕГЕИ, С-Петербург, 2000. № 12, с. 134-157.
39. Лукьянова Л.И., Смирнов Ю.Д. Пикритовые порфириды различной формационной принадлежности на западном Склоне Урала. В сб. Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Тезисы к совещанию 30 мая – 3 июня 1972 г. Сыктывкар, 1972.
40. Лукьянова Л.И., Румянцева Н.А., Ланда Э.А. и др. Алмазоносность Урала: история исследований, состояние проблемы. Региональная геология и металлогения, 2005, № 26.
41. Лунёв Б.С., Осовецкий Б.М., Косицына Н.А., Чернышова Н.В. К характеристике муассанита Урала и Закавказья// Вопросы методики поисков россыпей с мелкими зёрнами ценных минералов: Сб. научных трудов / Перм. ун-т. Пермь, 1980. Вып.1.
42. Лучицкий В.И. Петрография. М.: Гос. издательство геологической литературы министерства геологии СССР. 1947, т.1.
43. Ляхницкий Ю.С., Чуйко М.А. Комплексные исследования Каповой пещеры // Пещеры. Межвузовский сб. научных трудов. / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 33.
44. Макдоналд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 432 с.
45. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Модель флюидизатного процесса // Алмазоносность Тимано-Уральского региона: Сб. научных трудов / институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, 2002. С. 33.
46. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Пермский ун-т. Пермь. 1963. Т. 1. 444 с.
47. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Пермский ун-т. Пермь. 1969. Т.2. 530 с.
48. Малков В.Н., Гуркало Е.И., Монахова Л.Б. и др. Карст и пещеры Пинежья. М.: Ассоциация "ЭКОСТ", 2001. 208 с.
49. Милашев В.А. Трубки взрыва. Л.: Недра, 1984. С. 254.
50. Назаров Н.Н. К вопросу о районировании карста Пермского Предуралья и Урала // Геоморфология. Пермский госуниверситет, 1993.
51. Никишов К.Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. М.: Наука, 1984. 213 с.
52. Полканов Ю.А. К методике исследования заполнителя карстовых полостей. Геолого-техническое опробование // Тезисы докладов международной конференции «Крымские карстовые чтения» / Таврический национальный университет им. В.И. Вернадского. Симферополь, 2008. С. 33-34.
53. Половинкина Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород. Ч. 2, том I. Изверженные породы. М.: Недра, 1966. 424 с.
54. Прокопчук Б.И. Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков. М.: Недра, 1979. 248 с.
55. Прокопчук Б.И., Левин В.И., Метёлкина М.П., Шофман И.Л. Древний карст и его россыпная минерагения. М.: Наука, 1985. 176 с.

56. Пушкарёв Е.В. и др. Металлические и силикатно-оксидные сферулы из ультраосновных пегматитов в дунитах Нижнетагильского платиноносного массива на Среднем Урале (первые данные). Доклады Академии Наук, 2002, Т. 383, № 1, с. 90-94
57. Родионов Н.Т. Рудоконтролирующее значение древнего карста и его отражение на временных сейсмических разрезах. // Россыпи, источники, их генезис и перспективы: Материалы конференции. Изд-во ЯНЦ СО РАН. Якутск, 2000.
58. Рыбальченко А.Я., Рыбальченко Т.М. Предварительная модель локализации и формирования коренных алмазоносных объектов уральского типа // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Материалы регион. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1997. С.100-101.
59. Рыбальченко А.Я., Рыбальченко Т.М., Силаев В.И. Теоретические основы прогнозирования и поисков коренных месторождений алмазов туффизитового типа. Известия Коми НЦ УрО РАН. Выпуск 1 (5). Сыктывкар, 2011.
60. Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале// ДАН, т.353, № 1, 1997, с. 90-93.
61. Сандиминова Е.И. Сферические минеральные образования вулканических пород Курильских островов и Камчатки. Автореферат диссертации на соискание степени кандидата г-мн. наук. Петропавловск-Камчатский, 2008.
62. Сандиминова Е.И. Микросферулы как индикаторы флюидных (флюидно-магматических) процессов областей современного вулканизма // Мат. IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, 22-27 сентября 2009 г. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 2. С. 806-809.
63. Сандиминова Е.И., Главатских С.Ф., Рычагов С.Н. Магнитные сферулы из вулканогенных пород Курильских островов и Южной Камчатки. //Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Выпуск № 1. Петропавловск-Камчатский, 2003.
64. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. // М.: Недра, 1969. 295 с.
65. Силаев В.И., Чайковский И.И., Харитонов Т.В. и др. К проблеме атипичных и нетрадиционных минералов-спутников алмаза (на примере Урала). Сыктывкар: Геопринт, 2009. 65 с.
66. Синяев А.И., Субботин Г.Д. Отчёт о результатах детальной разведки известняков г. Белой Губахинского месторождения для производства технологической извести и соды. Кизел, 1979.
67. Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю. и др. Первая находка церианита в цирконах из метасоматитов Терского зеленокаменного пояса (Балтийский щит) //Доклады РАН. 2009, Т. 428, № 1. С. 96-100.
68. Скублов Г.Т., Марин Ю.Б, Семиколенных В.М. и др. Волховиты – новый тип тектитоподобных стёкол // Записки РМО, 2007. Ч. 136. № 1. С. 50-68.
69. Смирнов В.А., Разумова Н.П. К вопросу о происхождении кимберлитов и туффизитов // Геология и полезные ископаемые Урала. Пермь, 2002.
70. Смирнов В.А., Разумова Н.П. О взаимодействии магмы с карбонатными породами // Пещеры. Межвузовский сб. научных трудов. / Перм. ун-т. Пермь, 2004.
71. Смирнов В.А. О вулканогенных образованиях в карбонатных пещерах // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Материалы регион. конф./ Сыктывкар, 2006.

72. Смирнов В.А. Об источнике газов при формировании кимберлитовых диатрем // Вопросы современной науки и практики. Университет им. В.И. Вернадского / Тамбов, 2008. С. 173-180.
73. Смирнов В.А. Глинистые образования в пещере Два Уступа // Тезисы докладов международной конференции «Крымские карстовые чтения» / Таврический национальный университет им. В.И. Вернадского. Симферополь, 2008. С. 58-59.
74. Смирнов В.А. «Палеокарст» в пещере «Два Уступа» // Геология и полезные ископаемые Урала. Пермь, 2008. С. 89-93.
75. Смирнов В.А. Новый путь образования пещер // Проблемы и задачи инженерно-строительных изысканий. Проблемы инженерной геологии карста урбанизированных территорий и водохранилищ: Материалы Всероссийской научно-практической конференции / перм. Ун-т; верхнекамГИСИЗ и др. – Пермь, 2008.
76. Смирнов В.А. Агломератовые брекчии в карбонатных пещерах Пермского края // Геология и полезные ископаемые Урала. Пермь, 2009. С. 31-37.
77. Смирнов В.А. Глинистые образования в карбонатных пещерах Урала // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Выпуск № 13. Петропавловск-Камчатский, 2009.
78. Смирнов В.А. Глинистые образования из пещеры Расикский Лабиринт // Пещеры. Межвузовский сб. научных трудов. / Перм. ун-т. Пермь, 2011.
79. Соколов Д.С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат. 1962. 320 с.
80. Степанов И.С., Сычкин Г.Н. Поиски коренных источников алмазов на основе анализа россыпей (на примере Урала) // Геология и разведка. Свердловск, 1989.
81. Тимофеев Д.А., Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Терминология карста. М.: Наука, 1991. 260 с.
82. Трофимов В.С. Геология месторождений природных алмазов. М.: Недра, 1980. 304 с.
83. Филиппов А.Г. Палеокарст во вмещающих породах кимберлитовой трубки // Гидрогеология и карстоведение. Межвузовский сб. научных трудов, вып.13 / Перм. ун-т. Пермь, 1981. С.227-231.
84. Филиппов А.Г. Перераспределение некоторых элементов в отложениях Аргараканской пещеры (Иркутская область) // Пещеры. Межвузовский сб. научных трудов. / Перм. ун-т. Пермь, 1984. С. 56-59.
85. Флоренский К.П., Иванов А.В. Ильин Н.П. и др. Химический состав космических шариков из района Тунгусской катастрофы и некоторые вопросы дифференциации вещества космических тел // Геохимия, 1968. № 10. С. 1163-1173.
86. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихоминералогического метода поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1995. 348 с.
87. Химическая энциклопедия. М.: Изд-во «Советская энциклопедия», 1988. 625 с.
88. Ходаков Ю.В., Эпштейн Д.А., Глориозов П.А. Неорганическая химия. М.: Просвещение, 1977. 192 с.
89. Цыкин Р.А. Отложения и полезные ископаемые карста. Новосибирск: Наука, 1985. 166 с.

90. Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Изд-во Пермского ун-та. Пермь, 2001. 323 с.
91. Чайковский И.И. Индикаторы плазменных процессов в алмазоносных пирокластитах Среднего Урала // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы IV Международного минералогического семинара. Сыктывкар, 2006. 328 с.
92. Чумаков А.М., Эсмонтович И.А. Критерии прогнозирования нового генетического типа алмазоносных пород в Красновишерском рудном районе и гипотеза образования уральских алмазов. Пермь, ФГУП «Геокарта-Пермь», 2003. 108 с.
93. Чумаков А.М. Особенность состава и процессов образования гидрослюдистых туффизитов в Красновишерском районе // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2008. С. 77-81.
94. Шарапов В.Н., Павлов А.Л., Акимцев В.А. и др. Физико-химические характеристики отложения минералов из магматического флюида при кристаллизации базальтов срединно-океанических хребтов // Геология рудных месторождений, 2001. Т. 43. № 1. С. 83-96.
95. Щербакова М.В., Китаев П.М., Шестакова М.Ф. Характеристика визейско-башкирских отложений разреза Кизеловский Карьер // Геология и полезные ископаемые Урала: Сб. научных трудов./ Пермь, 1970. № 67.
96. Эйша Рабей Абу-Эль-Эиз. Рентгенометрическое исследование минерального состава глинистых отложений карстовых полостей Главной гряды Крымских гор: Автореферат диссертации кандидата геолого-минералогических наук. – Л., 1978. 18 с.
97. Якобсон К.Э. Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах / С.-Петербург, 2008. 42 с.
98. Якуч Ласло. Морфогенез карстовых областей. Варианты эволюции карста. М., Прогресс, 1979. 388 с.
99. Akagi T., Masuda A. // *Geochem. J.* 1998. V. 32. P. 301–314.
100. Bosak P. *Paleokarst a systematic and regional review.* Praha, 1989.
101. Ford D., Williams P. *Karst geomorphology and hydrology.* London: Unwin Hyman, 1989. 528 p.
102. Ganino, C. & Arndt, N. Climate changes caused by degassing of sediments during the emplacement of large igneous provinces // *Geology* 37, 323326, doi:10.1130/G25325A.1. 2009.
103. Klimchouk A.B., Ford D.C., Palmer A.N., Dreybrodt W. *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers.* Huntsville, Alabama, U.S.A., 2000. 514 p.
104. Klimchouk A.B. *Hydrogene Speleogenesis: hydrogeological and Morphogenetic perspective.* Carlsbad. 2007. 106 p.
105. Palmer A. A. *Geological guide to Mammoth cave National parc.* Kentucky: Zerpius Press. 1981. 196 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава 1. Объекты исследования и методика проведения работ	7
1.1. Обзор объектов исследования	7
1.2. Методика проведения исследований	9
Глава 2. Представления о геологическом строении района по результатам предшествующих работ	11
2.1. Стратиграфия	11
2.2. Тектоника	12
2.3. Карст угольных месторождений	14
2.4. Состав и качество подземных вод	16
Глава 3. О классическом водном карсте	17
3.1. Экзокарст	18
3.2. Гипокарст	21
3.3. Оценка роли гидротермокарста в формировании сферических полостей	22
3.4. Карстовые брекчии	25
3.5. О возрасте пещер	25
3.6. Критический обзор особенностей распространения полостей в карбонатных породах	27
3.6.1. Пространственное размещение карстовых областей Западного Урала	27
3.6.2. Стратиграфический контроль	29
3.6.3. Тектонический контроль	29
Глава 4. Результаты полевых и лабораторных исследований	31
4.1. Пещера Усьвинская	33
4.1.1. Брекчии с гидрослюдистым цементом	33
4.1.1.1. Грот Серпентиновый, точка наблюдения 7033	33
4.1.1.2. Грот Плоский: точки наблюдения 7106, 7107, У-54	36
4.1.1.3. Восточная галерея, точка наблюдения 7034	39
4.1.1.4. Изменённые породы в гроте Затейливом	41
4.1.2. Глинистые отложения пещеры Усьвинская	42
4.1.2.1. Гроты Куполок и Сухой	42
4.1.2.2. Грот Надежды, точка наблюдения 7074	43
4.1.2.3. Грот Надежды, точка наблюдения 7114	44
Иллюстрации к гл. 4.1	47
4.2. Пещера Два Уступа	68
4.2.1. Брекчии с гидрослюдистым цементом; грот Южный	68
4.2.1.1. Точка опробования 095, 7095	68
4.2.1.2. Точка опробования 7095-Б	73
4.2.1.3. Точка опробования 7095-В	76
4.2.1.4. Точка опробования 7095-Г	78
4.2.2. Брекчии с гидрослюдистым цементом; грот Первый	78
4.2.3. Глинистый материал в интрузивном залегании	79
4.2.3.1. Точка наблюдения 7112	79
4.2.3.2. Точка наблюдения 7115	81
4.2.3.3. Точка наблюдения 7113	81
Иллюстрации к гл. 4.2	83

4.3. Пещера Виашерская	110
4.3.1. Агломератовые брекчии в гроте Конечный	110
4.3.1.1. Точка наблюдения 7036	110
4.3.1.2. Точка наблюдения 7037	112
4.3.1.3. Точка наблюдения 7038	114
4.3.1.4. Точка наблюдения 7039	115
4.3.2. Грот Айсберг, точка наблюдения 7046	115
4.3.3. Глинистые отложения Виашерской пещеры	116
4.3.3.1. Галерея Метро, точка наблюдения 7040	116
4.3.3.2. Северный Аппендикс, точка наблюдения 7047	117
4.3.3.3. Грот Хозяин, точка наблюдения 7262	118
Иллюстрации к гл. 4.3	119
4.4. Пещера Геологов-2	133
4.4.1. Брекчии с гидрослюдистым цементом	133
4.4.1.1. Грот Белого Спелеолога, точка наблюдения 9	133
4.4.1.2. Грот Марсианский, точка наблюдения 11	135
4.4.1.3. Проход Аквалангистов, точка наблюдения 7229	136
4.4.1.4. Грот Конечный, точка наблюдения 7041 (7230)	137
4.4.1.5. Грот Засифонный, точка наблюдения 7233	140
4.4.1.6. Грот Кратерный, точка наблюдения 7231	140
4.4.1.7. Обобщение свойств брекчий пещеры Геологов-2	140
4.4.2. Глинистые отложения пещеры Геологов-2	141
4.4.2.1. Грот Марсианский, точка наблюдения 10	141
4.4.2.2. Грот Уютный, точка наблюдения 7260	142
4.4.2.3. Обобщение свойств глинистых отложений пещеры Геологов-2	143
Иллюстрации к гл. 4.4	144
4.5. Пещера Медвежья	158
4.5.1. Глинистые отложения пещеры Медвежья	158
4.5.1.1. Точка наблюдения 7255	158
4.5.1.2. Точка наблюдения 7254	159
4.5.2. Известняк с инъекциями глины, точка наблюдения 7254	160
4.5.3. Железистые корочки на известняке, точка наблюдения 7255	160
Иллюстрации к гл. 4.5	162
4.6. Пещера Мариинская	167
4.6.1. Глинистые отложения пещеры Мариинская	167
4.6.1.1. Точка наблюдения 7091	167
4.6.1.2. Точка наблюдения 7092	168
4.6.2. Брекчия в гроте Летучих Мышей	168
Иллюстрации к гл. 4.6	170
4.7. Пещера Российская	173
4.7.1. Брекчии с гидрослюдистым цементом	173
4.7.1.1. Грот Гулливер, точка наблюдения 7027	173
4.7.1.2. Грот Гулливер, точка наблюдения 7029	174
4.7.1.3. Грот Гулливер, точка наблюдения 7240	175
4.7.1.4. Главная галерея, точка наблюдения 7124	175
4.7.2. Глинистые отложения Российской пещеры	176
4.7.2.1. Грот Гулливер, точка наблюдения 7028	177
4.7.2.2. Грот Кизеловцев, точка наблюдения 7030	178
Иллюстрации к гл. 4.7	180
4.8. Пещера Расикский Лабиринт	188
4.8.1. Глинистые отложения, точка наблюдения 7253	188

4.8.2. Выводы	190
Иллюстрации к гл. 4.8	191
4.9. Маринские карьеры	194
4.9.1. Брекчии с гидрослюдистым цементом	194
4.9.1.1. Карьер № 3, точка наблюдения 7245-1	195
4.9.1.2. Карьер № 3, точка наблюдения 7245-10	196
4.9.1.3. Карьер № 3, точка наблюдения 7245-20	196
4.9.1.4. Карьер № 3, точка наблюдения 7245-21	198
4.9.1.5. Карьер № 3, точка наблюдения 7245-23	200
4.9.1.6. Карьер № 3, точка наблюдения 7245-22	202
4.9.1.7. Карьер № 5, точка наблюдения 7060	203
4.9.2. Глинистые отложения пещер, вскрытых карьерами	205
4.9.2.1. Пещера Труда, точка наблюдения 7237	205
4.9.2.2. Пещера Безымянная, точка наблюдения 7244	206
4.9.2.3. Карьер № 3, точка наблюдения 7247	207
4.9.3. Глинистые брекчии в интрузивном залегании	208
4.9.3.1. Карьер № 5, точка наблюдения 7059	208
4.9.3.2. Карьер № 5, точка наблюдения 7063	211
4.9.3.3. Карьер № 3, точка наблюдения 301	211
Иллюстрации к гл. 4.9	213
4.10. Кизеловский карьер: брекчии с гидрослюдистым цементом	242
4.10.1. Кизеловский карьер, точка наблюдения 7234	242
4.10.2. Кизеловский карьер, точка наблюдения 7052	245
4.10.3. Кизеловский карьер, точка наблюдения 7235	245
Иллюстрации к гл. 4.10	248
4.11. Результаты изучения магнитных сферул	255
4.11.1. Общая характеристика проб	255
4.11.2. Результаты электронной микроскопии	256
4.11.2.1. Оболочки сферул	256
4.11.2.2. Полости в сферулах	274
4.11.2.3. Сrostки сферул	278
4.11.2.4. Вмещающие породы	284
4.11.3. Точки зрения на происхождение сферул	285
4.11.4. Таблицы катионного состава сферул	286
4.12. Обобщение фактического материала	290
4.12.1. Особенности брекчий с гидрослюдистым цементом	290
4.12.1.1. Залегание брекчий	290
4.12.1.2. Вещественный состав брекчий	291
4.12.1.3. Текстурно-структурные особенности брекчий	293
4.12.1.4. Выводы о природе брекчий	295
4.12.2. Особенности глинистых отложений пещер	296
4.12.2.1. Залегание глинистых отложений	296
4.12.2.2. Вещественный состав глинистых отложений	297
4.12.2.3. Текстурно-структурные особенности глинистых отложений	300
4.12.2.4. Выводы о природе глинистых отложений	301
4.12.3. Минералы-индикаторы условий образования брекчий и глинистых отложений	302
4.12.4. Налёты и корочки ожелезнения	304
4.12.5. Обсуждение результатов исследования	304
Глава 5. Альтернативная гипотеза формирования пещер	307
5.1. Шеинский карьер	308

5.2. Разложение карбоната кальция	308
5.3. О процессе флюидизации магмы	309
5.4. Предполагаемый механизм формирования вулканогенных полостей пещерного типа	309
5.5. Трансформация тел пирокластитов в пещеры	312
5.6. Взаимоотношение двух гипотез	314

**Глава 6. Оценка морфологических особенностей пещер с позиций
 различных гипотез их формирования**

6.1. Особенности полостей водного происхождения	315
6.2. Связь полостей с трещиноватостью известняков	317
6.3. Скульптурные элементы исследуемых полостей	318
6.3.1. Сфероидальные морфологические элементы	319
6.3.1.1. Примеры сфероидальных полостей	319
6.3.1.2. Гипотетические механизмы формирования сфероидальных морфологических элементов	320
6.3.2. Сочетание нескольких морфологических элементов	320
6.3.3. Представления о трансформации линзовидного канала	321
6.3.4. Расширения полостей над залежами глинистого материала	322
6.3.5. О формировании «рёбер» на стенах пещер	322
6.4. Характер обнажённости тел брекчий в стенах пещер	323
6.5. Морфология зон околкарстовых изменений	324
6.6. Пещеры-гиганты	324
Иллюстрации к гл. 6	326

Глава 7. Примеры связи полостей в карбонатных породах с магматизмом

7.1. Трубка Одинцова	333
7.2. Связь карста с дайками основного состава	334
7.3. Пещеры, заполненные кимберлитами	336
7.4. Полости в кимберлитовой диатреме	337
7.5. Вулканизм среди карбонатных толщ	337

Глава 8. Связь карста с алмазностью

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Список литературы

Научное издание

Смирнов Владимир Александрович

**ГОРЯЧИЙ КАРСТ: ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОЛОСТИ
В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ УРАЛА**

МОНОГРАФИЯ

Издается в авторской редакции

Подписано в печать 31.05.2013. Формат 60x84/8.

Усл. печ. л. 41,27. Тираж 100 экз. Заказ № 57

Редакционно-издательский отдел
Пермского государственного национального
исследовательского университета
614990. Пермь, ул. Букирева, 15

Отпечатано в ООО «Типограф»
618540 г. Соликамск, Соликамское шоссе, 17
тел. (34253) 7-73-08

Некоторые из выдвинутых в настоящей работе положений носит дискуссионный характер. В связи с этим автор заранее признателен всем, кто откликнется на неё с конструктивной критикой. Комментарии просим направлять по адресу: permhome@mail.ru